

удк 553.3/.9.001.5+553.078/.41+553.21/.24+550.424/.423+[536.75+536.42]+539.219.3

Гумиров Ш. В. Теория адаптации косных объектов и методология адаптивного анализа в геологии. 2018, 471 с.

Теория базируется на явлениях адаптации материалов, самоорганизации и консерватизма системы; на соответствии симметрии объекта элементам симметрии среды (В.Е.Канарчук, Г. Хакен, И. Пригожин, И.И. Шафрановский, Л. Фон Берталанфи, П. Кюри, Ле Шателье-Браун и др.).

Монография является значительно дополненным изданием более ранней работы автора (Гумиров Ш.В. Основы теории адаптации неживых объектов и адаптивный анализ в геологии. Новокузнецк, СМИ, Интеллект, 405 с.), в связи с чем название работы изменено. За прошедшие 25 лет проведены дополнительные исследования и получены чрезвычайно полезные результаты как по теории адаптации неживых (косных) объектов и методологии их адаптивного анализа, так и по адаптации геологических объектов: даны алгоритмы и результаты прогноза золотооруденения в Северной Америке и в Сибири, выявлены матричные элементы в веществе литосферы и в минералах, установлена связь между температурой Дебая минералов и температурой их минерогенеза, исследована роль шести атомных параметров химических элементов в их миграции в мантии и в литосфере посредством транзитного потока.

Для научных работников и производственников, занимающихся принятием решений; для геологов.

Табл. 29, ил. 187, список лит. – 312 назв.

Рецензенты первого издания: доктор геол. -минер. наук Н.В.Иванов
канд.-геол. – минер. наук В.М.Богомазов
ВСЕГЕИ

Рецензенты данного издания: доктор техн.наук, проф., действ. член
РАЕН, АГН, засл. деятель науки В.И.Нестеров
доктор техн.наук, проф. чл.-кор. РАЕН, Лауреат
премии правительства РФ С.М.Простов

© Гумиров Ш. В. 2018

Гумиров Шамил Валетдинович
Теория адаптации косных объектов и методология адаптивного
анализа в геологии

Предисловие

Автор начал разрабатывать теорию адаптации объектов в 1981 году, после защиты кандидатской диссертации по углеобразованию. В 1988 году завершил научно-исследовательскую работу «Исследование адаптации неравновесных систем для совершенствования моделей рудообразования и технологии горного и металлургического производства». Результаты исследования докладывались на специальных семинарах во ВСЕГЕИ, где были получены рекомендация и рецензия для публикации работы в виде монографии (1992 г.). В 1993 году автор опубликовал монографию «Основы теории адаптации неживых объектов и адаптивный анализ в геологии».

Положения теории адаптации, предложенные автором, использовались учёными в социологии (*«Социология адаптаций : Вопросы теории, методологии и методике»*. / Л.В. Корель, 1998 г.; *«Социальная траектория реформируемой России: исследования Новосибирской экономико-социологической школы»*. /Т.И. Заславская / Наука, СО РАН, 1999»). Они отметили следующее: *«Данное деление адаптаций введено Ш.В.Гумировым. На материалах геологии он впервые в научной литературе выделил три названных структурных типа адаптации [1993 г.]. Все они легко интерпретируются в рамках социологии — оказываются переносимыми на «социальную почву», а сама эта классификация представляется чрезвычайно полезной для исследования адаптивных процессов в условиях крупных общественных переломов»*.

В 1998 году дополненные результаты исследований по теории адаптации и ее применению в геологии автор доложил во ВСЕГЕИ на специальном семинаре с участием сотрудников отдела металлогении и геологии рудных месторождений, и отдела угольных месторождений. Решением семинара результаты исследований были рекомендованы к защите в виде докторской диссертации при условии наполнения примером адаптации конкретного рудного месторождения (зав. отделом металлогении К.А.Марков). Отдел угля по угольной части тематики был готов представить диссертацию совету (зав. отделом В.М. Богомазов). Данная монография — это публикация докторской диссертации, которая не защищалась, и была передана в 2003-2011 годах д.г.-м.н. А.Ф. Коробейникову для представления в диссертационный совет ТПУ.

Автор приносит благодарность учёным ВСЕГЕИ, СибГИУ, Новочеркасского политехнического института, Уральского горного института, участвовавшим в семинарах по рассмотрению этой работы. И надеется, что чтение монографии будет увлекательным путешествием в мир философии, физики, геохимии и геологии.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Оглавление	4
Введение.....	14
Глава 1. Теоретические и методологические основы адаптивного анализа геологических объектов	23
1.1 Основы теории адаптации объектов	23
1.1.1 Краткий вступительный обзор	23
1.1.1.1. Прогноз состояния объекта в координатной системе «Внешнее воздействие - Известные параметры объекта»	23
1.1.1.2. Адаптация как способность природных объектов накапливать свойства, адекватные внешней среде	24
1.1.1.3. Адаптация как самоорганизация неравновесных систем	26
1.1.1.4. Сохранение целостности объекта в результате его адаптации	28
1.1.1.5. Некоторые особенности адаптации геологических объектов.....	29
1.1.2. Разработка теории адаптации объектов неживой природы	32
1.1.2.1. Исходные понятия теории	32
1.1.2.2. Гипотезы, связывающие исходные понятия	33
1.1.2.3. Следствия исходных понятий и гипотез	34
1.1.3. Объект: его признаки, свойства, отображения, проявления и особенности адаптации	36
1.1.3.1. Шесть основных признаков объекта	36
1.1.3.2. Свойства объекта	37
1.1.3.3. Возникновение в объекте комплекса в результате внешнего воздействия	38
1.1.3.4. Этапы адаптации объекта	40
1.1.3.5. Проявления дискретности при адаптации объекта	41
1.1.4. Условия возникновения объектов, их иерархия	42

1.1.5. Возникновение в объекте комплекса, его величина	45
1.1.6. Прямая и обратная связь между величиной объекта и концентраций объект образующих элементов	47
1.1.7. Адаптация как псевдоцелестремленное развитие объекта	49
1.1.8. Способы адаптации объекта	51
1.1.9. Изменение формы и структуры комплекса в ходе адаптации объекта.....	56
1.1.10. Изменение энтропии комплекса в результате его адаптации.....	59
1.2. Методология адаптивного анализа объектов	68
1.2.1. Методологические понятия и генеральная последовательность работ по адаптивному анализу объектов	68
1.2.2. Фазовое пространство системы	69
1.2.3. Фазовый портрет адаптации объекта	70
1.2.4. Фазовый портрет развития объекта	72
1.3. Последовательность работ по адаптивному анализу объекта	76
1.3.1 Особенности адаптивного анализа объекта	76
1.3.2. Выделение объекта исследования	78
1.3.3. Оценка вещественных и энергетических потоков, проходящих сквозь объект	79
1.3.4. Формализация параметров среды и объекта, анализ адаптации объекта на фазовых диаграммах	80
1.3.5. Интерпретация результатов адаптивного анализа	84
1.4. Основные выводы по первой главе «Теоретические и методологические основы адаптивного анализа объектов неживой природы».....	92
Глава 2. Адаптивный анализ угленосной толщи	93
2.1. Методология адаптивного анализа угленосной толщи	93
2.1.1. Цель исследований	93
2.1.2. Используемая информация	94
2.1.3. Методология адаптивного анализа угленосной толщи	95

2.1.4. Методика построения фазовых диаграмм	98
2.2. Адаптивный анализ осадочных отложений	101
2.2.1. Общие закономерности адаптации углеобразующей обстановки осадконакопления	101
2.2.2. Адаптация обстановки осадконакопления, сформировавшей верхний ритм регрессивного типа.....	102
2.2.3. Адаптация обстановки осадконакопления, сформировавшей верхний ритм трансгрессивного типа	104
2.2.4. Адаптация обстановки осадконакопления, сформировавшей верхний ритм трансгрессивно - регрессивного типа.....	105
2.3. Адаптивный анализ углевмещающих отложений.....	107
2.3.1. Адаптация обстановки осадконакопления (объекта уровня K_3) в эпоху торфяного болота	107
2.3.2. Локализация размывов угольного пласта на его фазовом портрете	110
2.3.3. Закономерности структурной адаптации в связи с распространением размывов торфа (угля) и изменением энтропии	112
2.3.4. Адаптация обстановки осадконакопления в эпоху захоронения торфяной залежи	114
2.3.5. Структурная адаптация обстановки осадконакопления в эпоху захоронения торфяной залежи.....	117
2.4. Адаптивный анализ угольных пластов.....	118
2.4.1. Оценка возможности использования адаптивного анализа для прогнозирования параметров угольного пласта	118
2.4.2. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта h_{10}^g	119
2.4.3. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта i_3^H	123

2.4.4. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта i_3^6	125
2.4.5. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта k_2^H	126
2.4.6. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта k_4^2	127
2.4.7. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта k_5^{16}	128
2.4.8. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта l_2	129
2.4.9. Самоорганизация осадконакопления	130
2.4.10. Адаптивный параметр и адаптивное поведение углеобразующего торфяника.....	134
2.5. Взаимосвязь между коэффициентом угленосности и площадью угольного бассейна	138
2.5.1. Метод построения диаграмм «Коэффициент торфоносности - Площадь бассейна седиментации»	138
2.5.2. Взаимосвязь между площадью бассейна седиментации и торфоносностью	142
2.5.3. Развитие бассейна углеобразования с расширением и со стягиванием биоценозов-торфообразователей.....	147
2.6. Основные выводы по второй главе «Адаптивный анализ угленосной толщи»	150
Глава 3. Адаптивный анализ рудных месторождений	151
3.1. Влияние атомных параметров химических элементов на их твердофазную диффузию	151
3.1.1. Твердофазная диффузия в геологических процессах: состояние вопроса	151
3.1.2. Изученность проблемы твердофазной диффузии	154

3.1.3. Суммарное влияние атомных параметров на твердофазную диффузию элементов	156
3.1.4. Влияние на твердофазную диффузию температуры Дебая, электроотрицательности, массы атома и плотности электронной плазмы	164
3.1.5. Влияние размера атома примеси на ее твердофазную диффузию ..	167
3.1.6. Влияние ангармоничности колебания атомов на твердофазную диффузию	171
3.1.7. Некоторые особенности твердофазной диффузии в моноэлементных матрицах	173
3.1.7.1. Матрицы из элементов с $ e > 6$: Fe, Au, Ag, Cu	174
3.1.7.2. Матрицы из элементов с $ e = 6$: U, W, Mo, Hg, Zn	175
3.1.7.3. Матрицы из элементов с $ e = 4$: Zr, Ti, Si, C, Pb, Ge	176
3.1.7.4. Матрица из элемента с $ e = 3$: Al	177
3.1.8. Механизм твердофазной диффузии в зависимости от электронной плазмы в кристалле	177
3.1.9. Компьютерное моделирование твердофазной диффузии в связи с эффектом массы атома.....	178
3.2. Адаптация химических элементов в литосфере	183
3.2.1. Адаптация примесных химических элементов к температуре и к давлению	183
3.2.2. Адаптация химических элементов к рН условиям среды: адаптивность химического элемента	187
3.2.3. Минерагенез химического элемента при соответствии его адаптивных параметров температуре и давлению в массиве	190
3.3. Возможность применения адаптивного подхода при исследовании рудной залежи	195
3.3.1. Цель исследования и используемая информация	195
3.3.2. Месторождение как целостный объект	196

3.3.3. Изученность проблемы взаимосвязи состава руды, запасов руды и металла в месторождении	197
3.3.4. Предлагаемый способ оценки теплового воздействия земных недр	200
3.4. Адаптация железорудного месторождения к пострудному магматическому воздействию	204
3.4.1. Влияние теплового потока на масштаб железоруднения	204
3.4.2. Влияние теплового потока на содержание железа в руде	206
3.4.3. Влияние теплового потока на содержание в руде серы, фосфора, марганца и титана	208
3.4.4. Влияние теплового потока на содержание в руде петрогенных элементов	211
3.4.5. Изменение месторождения под воздействием магматических инъекций	212
3.4.6. Основные выводы по параграфу «Адаптация железорудного месторождения к пострудному магматическому воздействию»	217
3.5. Влияние твердофазной диффузии рудогенного элемента на адаптацию месторождения	219
3.5.1. Влияние твердофазной диффузии рудогенного элемента на адаптацию железорудной залежи	219
3.5.2. Сопряжённое изменение запасов и качества руд в месторождениях различных типов	220
3.5.2.1. Оценка достоверности граничной линии кластера на диаграмме «Запасы руд – Качество руд»	220
3.5.2.2. Взаимосвязь между запасами и качеством руд	222
3.5.3. Решающая роль величины атома рудогенного элемента в адаптации его залежи с сопряжённым изменением запасов и состава руды	238
3.5.4. Фракционирование химических элементов в зоне рудогенеза по величине их атома	243

3.5.5. Прогнозная оценка запасов руды по ее химическому составу	249
3.6. Роль магматизма и проницаемости подстилающих пород в адаптации золоторудных месторождений	253
3.6.1. Используемая информация и её графическое представление	253
3.6.2. Влияние магматизма на качество и запасы руды	254
3.6.3. Влияние проницаемости подстилающих залежь пород на величину золоторудной залежи	259
3.6.4. Влияние литологического состава боковых пород на химический состав руды	262
3.6.5. Прогнозирование масштаба золотооруденения по химическому составу руды	265
3.6.5.1. Прогнозирование запасов руд на диаграмме <i>Pb – Cu</i>	266
3.6.5.2. Прогнозирование запасов руд на диаграмме <i>Cu-Zn</i>	266
3.6.5.3. Прогнозирование запасов руд на диаграмме <i>Pb – Zn</i>	267
3.6.5.4. Прогнозирование запасов руд на диаграмме <i>Au – Pb</i>	268
3.6.5.5. Прогнозирование запасов руд на диаграмме <i>Au – Ag</i>	269
3.6.5.6. Прогнозирование запасов руд на диаграмме <i>Au – Cu</i>	269
3.6.6. Некоторые особенности адаптации золоторудных месторождений	271
3.7. Основные выводы по третьей главе «Адаптивный анализ рудных месторождений»	274
Глава 4. Роль адаптации и транзитного потока химических элементов в дифференциации вещества литосферы и в рудогенезе	275
4.1. Роль твердофазной диффузии и адаптации химических элементов в дифференциации вещества литосферы	275
4.1.1. Изученность проблемы дифференциации химических элементов в литосфере	275
4.1.2. Изменение в геологических объектах содержания химических элементов в зависимости от их атомных параметров.....	282

4.1.3. Значительная роль твердофазной диффузии, адаптации всех химических элементов в их дифференциации в литосфере	284
4.1.4. Существование в мантии и в литосфере транзитного потока химических элементов, вызванного адаптацией элементов	298
4.1.5. Влияние твердофазной диффузии на минерагенез	301
4.1.6. Участие в дифференциации вещества литосферы твердофазной диффузии, адаптации и транзитного потока химических элементов	307
4.1.7. Влияние фактора времени на твердофазную диффузию химических элементов и на их дифференциацию в литосфере	312
4.1.8. Применение адаптивного анализа для изучения адаптации химических элементов в процессах метаморфизма, метасоматоза, углефикации	322
4.2. Связь между твердофазной диффузией, адаптацией химических элементов, дифференциацией вещества литосферы, рудогенезом	334
4.2.1. Возникновение наиболее ранних месторождений рудогенных элементов	334
4.2.2. Транзитный поток как причина возникновения тектоно-магматической цикличности, сформировавшей стратиформные месторождения	336
4.2.3. Установление закономерностей рудогенеза в подвижных областях с помощью адаптивного анализа	340
4.2.4. Установление соотношения между <i>PT</i> - условиями магматизма и рудогенеза с помощью адаптивного анализа	345
4.3. Основные выводы по четвертой главе «Роль адаптации и транзитного потока химических элементов в дифференциации вещества литосферы и в рудогенезе»	348

Глава 5. Особенности применения адаптивного подхода для реконструкции условий рудогенеза, прогнозирования рудопроявлений и дизъюнктивов	349
5.1. Адаптивный подход в реконструкции условий рудогенеза, в прогнозировании рудопроявлений и дизъюнктивов	349
5.1.1. Соответствие атомных параметров элементов факторам среды минералообразования	349
5.1.2. Решающая роль адаптивности элементов в образовании месторождения урана	350
5.1.3. Реконструкция динамики внешней среды на ртутном месторождении	355
5.1.4. Формирование Сухаринского железорудного месторождения под влиянием внешней среды	361
5.1.5. Реконструкция процесса рудогенеза на Сухаринском месторождении	368
5.1.6. Реконструкция условий рудогенеза на медно-, молибден-порфировых месторождениях	372
5.1.7. Разработка метода построения карт палеотемпературы и палеодавления для выявления глубинных разломов	379
5.1.8. Разработка алгоритма и компьютерной программы для прогнозирования золоторудных районов	387
5.1.9. Реконструкция условий рудогенеза на малых площадях	392
5.1.9.1. Изменение температуры в зоне рудогенеза	392
5.1.9.2. Изменение давления в зоне рудогенеза	398
5.1.9.3. Геохимическая неоднородность зоны рудогенеза	401
5.1.10. Создание алгоритма и компьютерной программы для прогнозирования золотооруденения на малых площадях	402
5.2. Методологические рекомендации по адаптивному анализу рудных месторождений	408

5.2.1. Требования к анализируемой информации	408
5.2.2. Определение типа развития месторождения	409
5.2.3. Анализ влияния магматических инъекций на развитие месторождения	411
5.2.4. Анализ влияния состава боковых пород на формирование месторождения	419
5.2.5. Анализ взаимосвязи между содержанием различных рудогенных элементов	419
5.2.6. Прогнозная оценка запасов руды на месторождении.....	421
5.2.7. Определение направления миграции рудогенных элементов на месторождении	421
5.2.8. Создание адаптационной модели месторождения	424
5.3. Основные выводы по пятой главе «Особенности применения адаптивного подхода для реконструкции условий рудогенеза, прогнозирования рудопроявлений и дизъюнктивов»	426
Заключение	427
Некоторые термины и обозначения	431
Литература	434

Введение

Общая характеристика работы

Актуальность исследования. Объектами исследования являются рудные и угольные месторождения на предмет повышения достоверности прогноза золоторудных районов, а также параметров угольных пластов путем использования закономерностей адаптации геологических объектов к воздействию факторов палеосреды.

Повышение достоверности прогноза местоположения золоторудных районов, а также мощности, зольности и геологических нарушений угольных пластов – это важная народно-хозяйственная задача, решение которой позволит снизить затраты на освоение месторождений. Для этого актуальна разработка основных положений теории адаптации объектов, создание методологии их адаптивного анализа и установление ранее неизвестных закономерностей рудогенеза и углеобразования. Необходимость применения адаптивного подхода для решения этой задачи вытекает из того, что формирование геологических объектов управляется как геолого - генетическими, так и адаптационными закономерностями, характеризующими приспособление объектов неживой природы к воздействию внешних факторов. В геологии адаптационные закономерности описывают процессы адаптации к воздействию давления, температуры и геохимической обстановки геологических объектов, в том числе атомов, молекул, минералов, горных пород, литосферы и залежей полезных ископаемых. Адаптивный подход позволяет выявить и использовать для повышения достоверности прогноза адаптационные закономерности рудогенеза и углеобразования.

Таким образом, крупной научной проблемой является разработка основных положений теории адаптации природных объектов, создание методологии адаптивного анализа, установление закономерностей адаптации геологических объектов, апробация предлагаемых методов прогноза золоторудных

районов и параметров угольных месторождений.

Геохимия, в качестве объектов нижнего уровня, изучает химические элементы. Принято считать, что роль твердофазной диффузии химических элементов в геологических процессах незначительна. В то же время Д.С. Коржинский ей отводит большую роль: «При длительном диффузионном взаимодействии с гранитной магмой или с кремнекислыми осадочными породами щелочные основные и ультраосновные магмы должны переходить в нормальные». В связи с этим в диссертации уточнялись закономерности твердофазной диффузии и ее влияние на рудогенез.

Диссертации предшествовала инициативная научно-исследовательская работа автора №86-12-5-1 «Исследование адаптации неравновесных систем для совершенствования моделей рудообразования», выполненная в 1986 г.

Целью диссертационной работы является исследование закономерностей рудогенеза и углеобразования, с применением методологии их адаптивного анализа и с использованием закономерностей адаптации геологических объектов, для повышения достоверности прогноза параметров рудных и угольных месторождений.

Научное значение работы заключается в установлении закономерностей адаптации геологических объектов, в уточнении роли атомных параметров химических элементов в твердофазной диффузии и в их адаптации, в установлении влияния твердофазной диффузии и адаптации элементов на минерогенез, рудогенез, адаптацию и дифференциацию вещества литосферы.

Задачи исследования:

1. Разработать основные положения теории адаптации природных объектов и методологию их адаптивного анализа.

2. С помощью методологии адаптивного анализа установить закономерности адаптации углеобразующего торфяника к воздействию палеосреды и апробировать их использование для прогноза геологических нарушений и параметров угольного пласта.

3. Дополнить закономерности твердофазной диффузии, обеспечивающей активацию элементов – их выход из минерала перед миграцией в литосфере, установить закономерности адаптации химических элементов, рудной залежи, литосферы к температуре и к давлению.

4. Установить механизм участия твердофазной диффузии и адаптации химических элементов в рудогенезе, в дифференциации вещества литосферы.

5. Интегрировать установленные адаптационные закономерности рудогенеза в методы исследования рудных месторождений, в алгоритмы прогноза золоторудных районов и залежей.

Фактический материал. Анализировались данные из работ А.П. Виноградова, Р.Хорн, М.Е. Дриц, D.Mosier, В.А. Перваго, А.К. Матвеева, К.В. Миронова и др., характеризующие твердофазную диффузию в металлах и минералах, 886 рудных месторождений, 154 угольных бассейнов и месторождений, 700 месторождений и рудопроявлений Северной Америки, химический состав мантии, литосферы, океана, донных осадков, 17700 металлотрических проб; материалы автора по изучению 2 тыс. аншлифов, 100 тыс. м обнажений пород, гранулометрических ритмов мощностью 105 тыс.м. Отдельные выводы проверялись на данных А.Ф.Коробейникова и других ученых.

Методы исследований. Основные положения теории адаптации природных объектов разработаны путем использования: метода построения теорий, теории адаптации живой природы и сведений об адаптации металлических изделий, концепций системного подхода и теории самоорганизации неравновесных систем, двух гипотез автора - о неравенстве элементов одного вида, о свойстве элементов создавать межэлементные связи. Анализ геологических данных выполнялся на фазовых диаграммах с применением принципа актуализма, экспериментального и вероятностно-статистического методов. Адаптационные закономерности выявлялись и подтверждались картированием, компьютерным моделированием, аналитическими методами с разработкой формул, корреляционным анализом с оценкой достоверности связей,

кластер-анализом. Для анализа нечётких связей изучались, по способу Л.А. Барского, «граничные линии кластеров», характеризующие предельные возможности геолого-генетических факторов, так как они нечёткие вследствие вхождения геологических данных в нечёткие множества.

Личный вклад автора. Автор самостоятельно разработал основные положения теории адаптации природных объектов и методологию их адаптивного анализа; создал и апробировал способы адаптивного анализа геологических объектов; установил ранее неизвестные закономерности морфогенеза угольных пластов, твердофазной диффузии, минерагенеза, рудогенеза, дифференциации вещества литосферы.

В автореферате выводы, мнения, результаты исследования других авторов выделены мелким наклонным шрифтом, как в данном предложении.

Достоверность установленных закономерностей, научных выводов и защищаемых положений подтверждена анализом больших массивов фактических данных, множеством диаграмм, расчётами, формулами, логическими выводами, компьютерным моделированием, достаточной достоверностью ($p=0,7\div 0,87$) результатов прогноза при апробации предложенных способов прогнозирования золоторудных районов, локального золотооруденения, запасов руды, параметров угольных пластов. Прогноз выполнялся по обучающему подмножеству из множества исходных данных, достоверность оценивалась по контрольному подмножеству.

Научная новизна результатов исследований:

1. Разработаны основные положения теории адаптации природных объектов. Из теории вытекают три следствия: единичным актом адаптации является разрыв слабых связей между элементами объекта и последующее, случайное создание сильных связей; объект проходит этапы стабильной, структурной, катастрофической адаптации по мере усиления внешнего воздействия; при адаптации объекта взаимосвязанно изменяются его величина и содержание элементов.

2. Выявлено, что ландшафт углеобразующего торфяного пласта адаптируется к палеоландшафту его ложа, к скорости водных потоков, сформировавших гранулометрический ритм почвы пласта, и, в свою очередь, влияет на скорость водных потоков, формирующих гранулометрический ритм кровли пласта; поэтому местоположения размывов пласта и участков стабильной, структурной и катастрофической адаптации ландшафта углеобразующего торфяного пласта зависят от степени отличия скорости этих двух потоков.

3. Установлено, что скорость твердофазной диффузии химических элементов, обеспечивающей их выход из объёма минерала перед последующей миграцией, увеличивается по мере роста их атомной массы, радиуса и степени отличия от элементов матрицы. Результаты выполненного компьютерного моделирования объясняют причину влияния атомной массы элементов на их твердофазную диффузию. Выявлена адаптация химического элемента к давлению (P) в массиве посредством его параметра «расстояние до инертного газа», к температуре (T) – посредством параметра «температура Дебая». Адаптация химического элемента проявляется через противоположные процессы: его активацию в неблагоприятных PT - условиях и минерагенез в благоприятных PT - условиях.

4. Установлено, что адаптацией химических элементов обеспечивается адаптация к PT -условиям рудной залежи и вещества литосферы с генерацией транзитного потока химических элементов. Поток состоит из множества этапов, каждый этап включает активацию элементов путем твердофазной диффузии, их последующую миграцию вверх и минерагенез в благоприятных PT - условиях. Химические элементы транзитного потока взаимодействуют с матричными элементами минералов литосферы: с их атомами, молекулами, сложными ионами.

Основные защищаемые положения:

1. Модель адаптации объекта базируется на представлениях о неравенстве свойств элементов одного вида, о возможности элементов создавать

межэлементные связи. Из указанных представлений вытекают три следствия: элементарный акт адаптации объекта к усиливающемуся внешнему воздействию заключается в разрыве слабых связей между элементами объекта и последующем случайном создании более прочных связей; по мере роста внешнего воздействия объект проходит через три этапа адаптации – стабильной, структурной и катастрофической; в ходе адаптации объекта сопряжённо изменяются его величина и концентрация его элементов. Разработанные основные положения теории адаптации стали научной базой для методологии адаптивного анализа геологических объектов.

2. В ходе адаптации углеобразующего торфяного болота к водным потокам палеоландшафт ложа торфяника наследуется, русла мигрируют из-за малой скорости погружения равнины. Вследствие быстрого уплотнения сильно пористого захороняемого торфяника под весом русловых песков, дно русла быстро погружается и происходит дифференциальное захоронение торфяника. В результате адаптации углеобразующего торфяного болота возникают количественные связи между параметрами угольного пласта и параметрами гранулометрических ритмов его кровли, почвы. Это позволяет прогнозировать мощность, зольность, размывы пласта по составу ритмов.

3. Скорость твердофазной диффузии химических элементов растёт с увеличением их атомной массы, радиуса и меняется скачкообразно, если эти параметры равны параметрам элементов матрицы: атомов, молекул, сложных ионов. Твердофазная диффузия участвует в адаптации минерагенного элемента: если его адаптивные параметры «температура Дебая» и «расстояние до инертного газа» не соответствуют PT -условиям массива, то внутрикристаллические связи рвутся, элемент активизируется, диффундируя из минерала, и мигрирует во флюидах. Благодаря адаптации химических элементов происходит адаптация рудной залежи к PT -условиям, с взаимосвязанным изменением запасов и состава руды. Адаптация залежи идёт в виде ее связной деформации в фазовом пространстве, поэтому однотипные месторождения рассматривались

как срезы с непрерывного ряда деформации эталонной залежи, что позволило прогнозировать неизвестные параметры изучаемого месторождения по известным параметрам однотипных месторождений.

4. Адаптация химического элемента к *PT*-условиям и его активация приводят к адаптации вещества мантии и литосферы, с формированием направленного вверх транзитного потока. Транзитный поток состоит из многократно повторяющихся этапов активации, миграции во флюидах и минерогенеза. При этом элементы с бóльшей атомной массой и радиусом, благодаря более быстрой их активации, быстрее мигрируют вверх. Основываясь на представлениях о самоорганизации геологических процессов и на установленных закономерностях твердофазной диффузии, адаптации химических элементов, рудной залежи, вещества литосферы разработаны алгоритмы прогноза золоторуднения и методологические рекомендации по адаптивному анализу рудных месторождений.

Практическая ценность работы состоит в:

- методологии адаптивного анализа природных объектов;
- методологических рекомендациях по адаптивному анализу угленосной толщи, по адаптивному анализу рудных месторождений;
- способах построения карт палеодавления, палеотемпературы, окислительно-восстановительных условий для выявления глубинных разломов;
- алгоритмах прогноза золоторудных районов и залежей.

Применение методологических рекомендаций и установленных закономерностей позволяют:

- a) прогнозировать мощность, строение, зольность, размывы, малоамплитудные дизъюнктивы угольного пласта;
- b) реконструировать динамику *PT*-условий рудогенеза;
- c) определять химический состав недоступной части мантии, литосферы и массива, вектор миграции химических элементов в массиве;
- d) на стадии поисковой разведки оценивать запасы руды и угля.

Реализация работы заключается в:

- 1) алгоритмах и компьютерных программах, с помощью которых составлены карты прогноза золоторудных районов и локального золотооруденения;
- 2) картах прогноза горно-геологических нарушений угольных пластов;
- 3) прогнозирующей компьютерной программе для угольных шахт.

Апробация работы. Положения диссертации докладывались на научно-техническом совете ТЭ ПГО «Запсибгеология» (1986), научной конференции к 100-летию ТГУ (1986), Всесоюзных конференциях «Системный подход в геологии» (Москва, 1986, 1989), конференции памяти А.Я.Булынина (Томск, 1992), конференции «Рудная геохимия Сибири» (Томск, 1994), Международном симпозиуме «Молодёжь и проблемы геологии» (Томск, 1997), Международных конференциях «Перспективы развития горнодобывающей промышленности» (Новокузнецк, 1998, 1999), Всероссийской конференции «Проблемы электроснабжения и энергосбережения на горнорудных предприятиях Кузбасса» (Новокузнецк, 2000), VIII Международной конференции «Перспективные технологии разработки и использования минеральных ресурсов» (Новокузнецк, 2001), научных семинарах (ВСЕГЕИ, С.-Петербург, 1992, 1998), Международной конференции «Научноёмкие технологии разработки минеральных ресурсов» (Новокузнецк, 2004).

Публикации. Основное содержание работы изложено в 40 опубликованных работах, в том числе в одной монографии, рецензированной во ВСЕГЕИ и 39 научных статьях, из них 11 в изданиях, рекомендованных ВАК.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения. Общий объем диссертации 468 страниц текста, также диссертация содержит 29 таблиц, 187 рисунков (включающих 294 диаграмм и 13 карт), список использованной литературы из 312 названий.

Выражаю благодарность В.П. Алексееву, В.М. Богомазову, Г.М. Беляеву, В.Н. Волкову, В.Г. Ворошилову, В.И. Драгунову, А.И. Егорову, Н.В. Иванову, А.Ф. Коробейникову, А.И. Кобернику, В.М. Калининскому, К.А. Маркову,

В.М. Никольскому, Т.Г. Петрову, А.А. Пермякову, В.Ф. Рудницкому, В.Н. Сальникову, С.А. Топорец, П.П. Тимофееву, В.Н. Фрянову, И.И. Шарудо, А.К. Шаульскому, Е.Д. Шпайхеру, В.И. Щеглову и другим ученым и коллегам, советами и консультациями которых воспользовался при написании диссертационной работы.

Глава 1.

Теоретические и методологические основы адаптивного анализа геологических объектов

1.1. Основы теории адаптации объектов

1.1.1. Краткий вступительный обзор

1.1.1.1. Прогноз состояния объекта в координатной системе «Внешнее воздействие - Известные параметры объекта»

Геологические объекты являются подмножеством из множества объектов неживой природы. То есть геологические объекты адаптируются по тем же законам, что и другие объекты неживой природы. Объекты, представляющие собой *закрытые системы*, развиваются по своим внутренним законам. Зная закономерности развития объекта и его состояние в какой-то момент времени, можно с достаточной достоверностью прогнозировать его будущее состояние.

Многие естественные и искусственные объекты представляют собой открытые неравновесные системы. Они адаптируются к изменениям внешней среды. То есть, в каждый момент времени их форма, структура и функциональные параметры субадаптированы к интенсивности внешнего воздействия. Адаптация объектов сопровождается их самоорганизацией в пространстве и во времени. Для предсказания состояния открытых систем недостаточно знать законы их внутреннего развития. Поскольку они адаптированы к внешнему воздействию, то также необходима оценка воздействия среды. *Будущее состояние таких систем зависит как от прошлого их состояния, так и от внешнего воздействия.* Следовательно, при прогнозировании неизвестных параметров объекта, их необходимо рассматривать в координатной

системе *«Внешние воздействия - Известные параметры объекта»*.

Выявление особенностей адаптации систем позволит с упреждением управлять этим процессом в искусственных объектах, а также прогнозировать неизвестные параметры естественных объектов.

1.1.1.2. Адаптация как способность природных объектов накапливать свойства, адекватные внешней среде

Проблемой приспособления природных объектов к изменениям внешней среды ранее занимались преимущественно биологи, медики и философы. Объектом их исследований является живой организм, в том числе человек. Адаптация живого ими рассматривается как результат опережающего отражения действительности [7]. То есть, опыт организмов является основой их приспособления к изменениям окружающей среды. Необходимым элементом опережающего отражения служит адекватность отражения.

По мнению некоторых исследователей, адаптиогенез присущ лишь управляемым системам (живым и кибернетическим), поскольку он связан с перебором информации [320]. При этом объект накапливает полезную, нейтральную или минимально вредную информацию и отбрасывает «оптимально вредную информацию» [320, с.7]. Считается, что случайная адаптация организмов приводит к их эволюции. Однако приспособление косных (т.е. неживых) объектов к воздействию внешней среды известно так же широко, как и живых. В геологии - это примеры прогрессивного и регрессивного метаморфизма, когда образуются те минералы и горные породы, которые более устойчивы в возникшем состоянии среды. Отдельные исследователи излагают механизм процесса приспособления косных объектов. Так, Дж. Ферхуген [319] следующим образом описывает изменение внутренней структуры неравномерно напряжённой горной породы: «Те участки минеральных зерен, которые сильно напряжены, растворяются. Вещество переносится в ненапряженные участки зерна, где происходит его нарастание. Тем самым снимается

внутреннее напряжение в горной породе. То есть, она приспособливается к изменившимся внешним условиям, перестраивая свою внутреннюю структуру. Либо происходит рост новых фаз, стабильных при данных метаморфических условиях».

С.Л.Шварцев приходит к выводу, «...что структурность раствора заключает в себе механизмы использования, оценки, переработки и передачи информации», в то же время отмечая: «механизмы селективного отбора атомов, регулирования информационных взаимосвязей со средой, самоорганизации кристаллической системы неясны» [337].

Общеизвестным является принцип Кюри, отмечающий сохранение тех собственных элементов симметрии объекта, которые совпадают с соответствующими элементами симметрии среды. *Следовательно, адекватное среде свойство элемента закрепляется во всех природных объектах - как живых, так и косных.* Именно поэтому симметрия объектов на Земле подчиняется ее гравитационному полю (И.И.Шафрановский [336]), а также зависит и от других значимых полей и потоков.

Приведённое в достаточной мере свидетельствует об адаптации некоторых косных природных объектов к воздействию внешней среды.

И, наконец, в физике твёрдого тела есть монография В.Е. Канарчука, даже в названии которой присутствует термин адаптация [150]. В результате выполненных им исследований, автор выяснил, «...что адаптация металлов к внешним факторам динамически изменяется пропорционально изменению условий эксплуатации деталей, и каждый раз наступает начальная стадия, когда металл как бы «готовит» себя к предстоящим нагрузкам с тем, чтобы опять адаптироваться к ним и при этом минимизировать процесс разрушения» [150, с.4].

Из этого можно заключить, что *адаптированы те объекты, которые сумели под воздействием среды измениться таким образом, что это воздей-*

ствие не может разрушить объект, или же разрушения минимальные.

1.1.1.3. Адаптация как самоорганизация неравновесных систем

В геологии широко известны работы Ф.А.Летникова, посвящённые самоорганизации геологических систем [201, 202, 203]; С.Л.Шварцева, показавшего, что в неравновесных условиях в системе вода-порода происходит аккумуляция энергии при возникновении новых минералов [337, 338]; В.Н.Сальникова [277].

Поскольку разрушение объекта означает затраты энергии внешней среды на увеличение внутренней энергии объекта, то, в более общем случае, *адаптация направлена на перенос энергии с минимальными потерями сквозь объект.* Если при данном градиенте внешнего поля существует стационарный поток энергии, то объект адаптирован. Рост градиента внешнего поля может вызвать частичное разрушение объекта, благодаря чему скорость переноса внешней энергии возрастёт, и система перейдёт в новое стационарное состояние. Именно это явление происходит при возникновении конвективного переноса тепла. Б.О. Кербилов, редактор перевода монографии Дж. Карери [153], отмечает, что «возникающее упорядоченное конвективное движение увеличивает пропускную способность», то есть, тепловой поток.

Следовательно, *адаптация объекта повышает его упорядоченность.* При этом скорость увеличения энтропии внешней среды повышается прямо пропорционально градиенту внешнего поля и обратно пропорционально прочности объекта-проводника.

Можно ли утверждать, что при адаптации косных объектов в общем случае накапливается полезная или минимально вредная информация, как и при адаптации живых организмов? Видимо, можно. Когда в процессе адаптации возникает новая структура объекта, более приспособленная к новой внешней нагрузке, то старая структура полностью не отмирает. И, если внешняя нагрузка примет прежнее значение, то объект для адаптации случайно может

использовать фрагменты старой структуры. Тем самым новая адаптация произойдёт достаточно быстро.

Из сказанного ясно, что изучение адаптации косных объектов - это взгляд с иных позиций на самоорганизацию неравновесных систем (объектов), то есть, на синергетику. Данной проблеме посвящены работы Г. Хакена, И. Пригожина, Ю. Климонтовича, И.В. Волькенштейна и других исследователей [351, 261, 158, 159, 278, 149, 62, 63, 9]. В результате самоорганизации происходит появление кооперативных свойств у элементов объекта. По определению исследователей, самоорганизация - это «установление в диссипативной неравновесной среде пространственных структур (вообще говоря, эволюционирующих во времени), параметры которых определяются свойствами самой среды и слабо зависят от пространственной структуры источника неравновесности (энергии, массы и т.д.), начального состояния среды, а зачастую и граничных условий» [46, с.252]. Дж. Карери считает, что степень самоорганизованности определяется коррелированностью параметров объекта: «... чем сильнее корреляция между событиями, составляющими некоторый процесс, тем выше степень порядка в материальной системе», [153, с.14]. Он же отмечает, что упорядоченность живого организма служит сохранению его целостности: «Эволюция ведёт также к возрастанию упорядоченности вследствие необходимости сохранять внутреннее единство биологического организма с все более высоким уровнем сложности» [153, с.220].

Однако изучением связного множества элементов, между собой коррелированных, занимается системный анализ [13, 28, 47, 54, 58, 196, 236, 237, 266, 315, 334, 340 и др.], основным объектом исследования которого является совокупность «...взаимосвязанных, взаимодействующих объектов, определённого рода системные, целостные образования» [160, с.62].

У целостных систем и другие признаки совпадают со свойствами самоорганизующихся систем. Например, развитие под воздействием среды: «Система действует, развивается во внешней по отношению к ней среде, связана с

ней множеством коммуникаций, ...существует детерминация целого условиями внешней среды и обратное воздействие целого на внешние условия» [8].

Из приведенного следует, что, при решении проблем эволюции [323] и адаптации живых организмов, самоорганизации неживых и живых объектов, а также системных образований, исследователи изучают одни и те же свойства сходных объектов. Сходство объектов заключается в их целостности, взаимодействии с внешней средой и в адаптации к воздействию среды.

1.1.1.4. Сохранение целостности объекта в результате его адаптации

Различие точек зрения обусловлено разными целями исследователей. По нашему мнению, проблема сохранения целостности объекта более приоритетна, поскольку распад объекта означает прекращение его взаимодействия с внешней средой и прерывание его адаптации¹. Именно поэтому необходимо исследование проблемы *развития природного объекта с сохранением его целостности*. Изучаемая проблема разбивается на ряд задач:

1. Какие свойства элементарных объектов позволяют им образовать целостный объект более высокого уровня?
2. Каков всеобщий механизм адаптации цельного объекта?
3. Как изменяется энтропия объекта при его адаптации?

Наиболее распространённым в настоящее время термином, обозначающим совокупность взаимодействующих элементов, является понятие системы. Однако значение данного термина («система») в геологии размыто. То есть, термин не имеет единственного физического, материального или абстрагированного соответствия. Поэтому для обозначения цельного объекта нами используются термин «объект». Геологические объекты проявляют себя как цельный объект вследствие большой продолжительности геологического времени, и потому каждый из них субадаптирован к внешней среде и приобретает

¹ Однако продолжается адаптация элементов данного объекта.

характерное свойство, одинаковое или закономерно изменяющееся в пределах данного объекта.

В качестве природного объекта нами исследуется угольное и рудное месторождение. В ходе исследования проверяются теоретические выводы, полученные для абстрактного объекта неживой природы. Нами сделана попытка рассмотреть месторождение как объект с момента его возникновения, абстрагируясь, насколько это возможно, от конкретной обстановки. Для этого проанализированы необходимые данные по 889 рудным и 154 угольным бассейнам и месторождениям.

Наиболее существенной чертой адаптивного подхода является, в первую очередь, *оценка энергии воздействия внешней среды*. Затем – рассмотрение этапов адаптации месторождения и *выяснение тех его внутренних факторов, которые оказали наиболее значительное влияние на его адаптацию*. Явился плодотворным способ анализа, когда месторождения одного генетического типа рассматривались как разные состояния эталонного месторождения (данного генетического типа) в разных стадиях его развития. Хотя такой способ анализа не нов: он применяется в астрофизике при исследовании звезд разной стадии развития [339].

1.1.1.5. Некоторые особенности адаптации геологических объектов

Проблеме концентрации рудного вещества в земной коре посвящено много исследований, как на уровне рудных формаций, так и отдельных месторождений, рудных столбов, «кустов», гнёзд. Кучеренко И.В. отмечает, что «...рудную формацию в аспекте ее вещественного содержания целесообразно ориентировать на учёт всего вещества, созданного геологическим рудообразующим процессом» [185, 186, 187]. Считается, что основными условиями локализации рудогенных элементов являются:

а) наличие их источника, содержащего рудное вещество в относительно рассеянной форме [343, 345, 114, 12, 66, 147, 296, 23 и др.];

б) перенос рудогенных элементов либо с их концентрированием в ходе транспортировки, либо в концентрированных флюидах или расплавах [23, 136, 233, 249, 257, 305, 335];

с) локализация рудного вещества в различных ловушках [2, 15, 39, 41, 48, 127, 152, 189, 194, 217, 234, 328, 350], на термо-, баро-, геохимических барьерах [113, 164, 258, 279, 287, 295, 304, 343, 344 и др.].

Для выполнения этих основных условий необходимы:

а) энергия для мобилизации рассеянного рудного вещества и для его транспортировки;

б) «каналы», проницаемые для флюидов или расплавов, транспортирующих рудное вещество;

с) относительно пористые «ловушки» в земной коре, способные вместить приносимые рудогенные элементы;

д) малопроницаемые для рудогенных элементов границы «ловушек».

В качестве энергии, обеспечивающей мобилизацию и транспортировку рудного вещества, обычно рассматриваются внутримантийные преобразования [169, 6], мантийное тепло [292]; тепло, выделяемое остывающими интрузивами и эффузивами [295], а в некоторых случаях энергия тектонических движений. Последний вариант реализуется путем создания вакуума при взаимном перемещении стенок криволинейных трещин. Такой «вакуумный насос» всасывает в трещину поровый флюид, содержащий рудогенные элементы [12]. Но и в этом случае эффективность работы «вакуумного насоса» будет определяться тепловым потоком, усиливающим скорость химических реакций и, следовательно, влияющим на концентрацию рудогенных элементов во флюиде. Поэтому несомненно, что величину теплового потока необходимо оценивать и на пострудном этапе развития месторождения. Однако способы расчёта его величины не разработаны.

Общеизвестно, что при поступлении по рудоподводящим каналам флюидов, во вмещающих породах возникает волна кислотного опережения.

Именно она обуславливает пневмогидротермальную переработку породной толщи вблизи флюидоподводящих каналов [39]. При этом здесь обычно возрастает эффективная пористость горных пород [119, 133, 152, 229, 264, 268, 269] и создаётся ёмкость, способная вмещать минеральные новообразования. Позже, в возникшем объёме, из флюидов откладываются те или иные рудогенные элементы, обычно в рассеянной форме [19, 114].

На следующем этапе, под действием теплового потока или «вакуумного насоса», происходит мобилизация рудного вещества и локализация его в рудных телах [66, 135, 137, 206, 234, 249, 276, 281, 296, 314, 325, 343, 345]. Нам представляется, что мобилизация рудогенных элементов, их перенос и локализация в рудных телах являются последовательным развитием единого процесса, который доходит до конца при соблюдении определённых условий.

Существует определённая стадийность в отложении различных рудогенных элементов [129, 140, 197, 206, 254, 262, 265, 304, 333]. Нами она рассмотрена в зависимости от атомных параметров этих элементов.

Выполненные под руководством В.А. Жарикова исследования фильтрации растворов сквозь горные породы дают ряд фильтруемости разных катионов. Авторами указанного исследования приводятся достаточно полные объяснения изучаемого явления [125]. В качестве одной из причин указывается и ситовой эффект.

Исходя из адаптации объектов и влияния на рудогенез атомных параметров рудогенных элементов, в диссертационной работе рассматривались проблемы рудогенеза и дифференциации вещества в литосфере с точки зрения адаптации объектов разных уровней: атомов химических элементов, рудных скоплений и слоёв земной коры.

Кроме этого, для выяснения спектра закономерностей адаптации исследовалась адаптация объекта иного типа – углеобразующего торфяника.

1.1.2. Разработка теории адаптации объектов неживой природы

Данная теория базируется на явлениях адаптации материалов, самоорганизации и консерватизма системы; на соответствии симметрии объекта элементам симметрии среды. То есть, на фундаментальных закономерностях, выявленных В.Е. Канарчуком, Г. Хакеном, И. Пригожиным, И.И. Шафрановским, Л. Фон Берталанфи, П. Кюри, Ле Шателье-Брауном и др.

1.1.2.1. Исходные понятия теории

Используемые исходные понятия общеизвестны:

1. Элемент – это наименьшая, условно неделимая часть среды. Является объектом нижнего уровня.

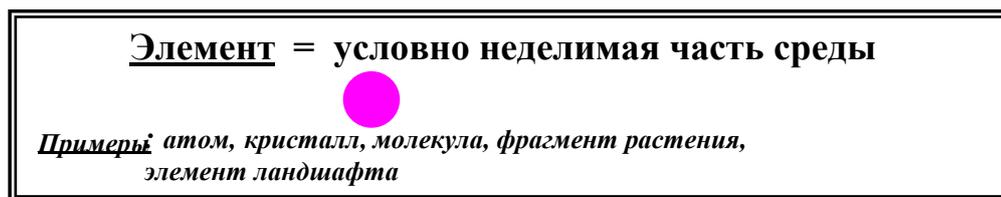


Рис. 1.1.1. Схема, показывающая понятие «Элемент».

2. Поле – это создаваемый элементом вектор, действующий на другой элемент в данной точке, является параметром среды.



Рис. 1.1.2. Схема, показывающая понятие «Поле».

3. Среда состоит из множества элементов и полей разных видов.

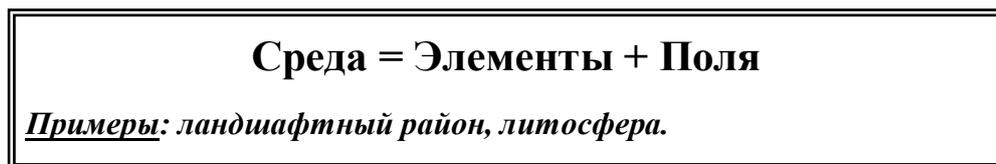


Рис. 1.1.3. Схема, показывающая понятие «Среда».

4. Объект – упорядоченная часть среды, локализованная в его n – мерном фазовом пространстве, образованном n - параметрами объекта и среды.

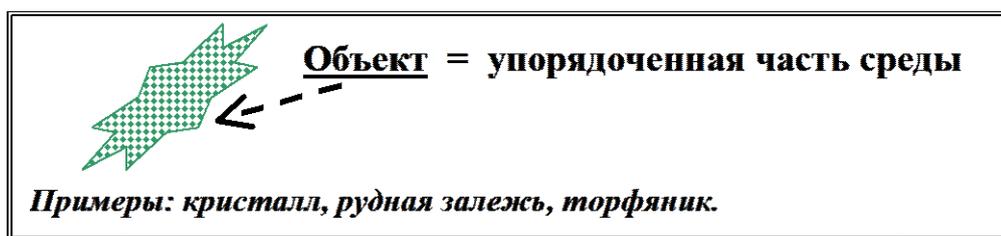


Рис. 1.1.4. Схема, показывающая понятие «Объект»

1.1.2.2. Гипотезы, связывающие исходные понятия

1. Элементы одного вида, в каждое мгновение, имеют разные координаты в n -мерном фазовом пространстве, и поэтому один элемент не идентичен (неравен) другому, *(новая гипотеза)*.



Рис. 1.1.5. Схема, поясняющая гипотезу «Не идентичность элементов одного вида».

2. У элемента есть свойство: создавать связи с другими элементами. Связь может возникать и исчезать с некоторой частотой, *(новая гипотеза)*.

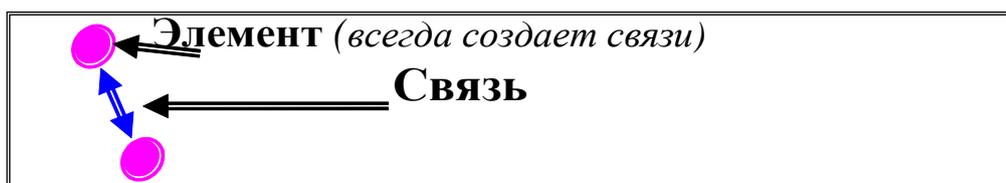


Рис. 1.1.6. Схема, поясняющая гипотезу «Свойство элементов создавать связи».

3. Поле воздействует на элементы с некоторой силой *(общеизвестно)*.

4. Среда неоднородна и неравновесна – значения параметров среды меняются в пространстве и во времени *(общеизвестно)*.



Рис. 1.1.7. Схема, поясняющая гипотезу «Среда неоднородна».

1.1.2.3. Следствия исходных понятий и гипотез

1. Неоднородная и неравновесная среда создаёт потоки вещества и энергии, (общеизвестно).



Рис. 1.1.8. Схема, поясняющая следствие «Неоднородная среда порождает потоки вещества, энергии».

2. Элементы образуют объекты в благоприятных областях среды, перемещаясь в эти области или возникая в них, (общеизвестно).

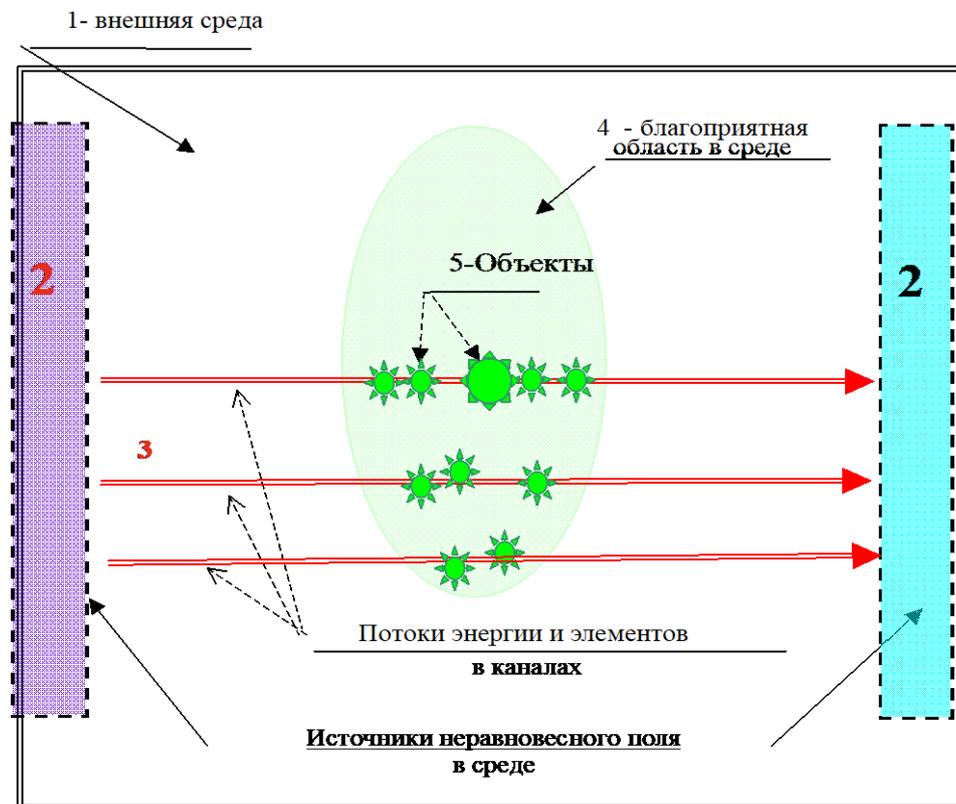


Рис. 1.1.9. Схема возникновения объектов (5) в благоприятной области (4) среды (1), вдоль каналов (3), транспортирующих потоки вещества и энергии между источниками неравновесного поля (2).

3. При адаптивном развитии объекта возникает связь между его величиной « B » и концентрацией « K » объект образующих элементов (далее – концентрацией элементов) (п.1.1.6), (новое следствие).

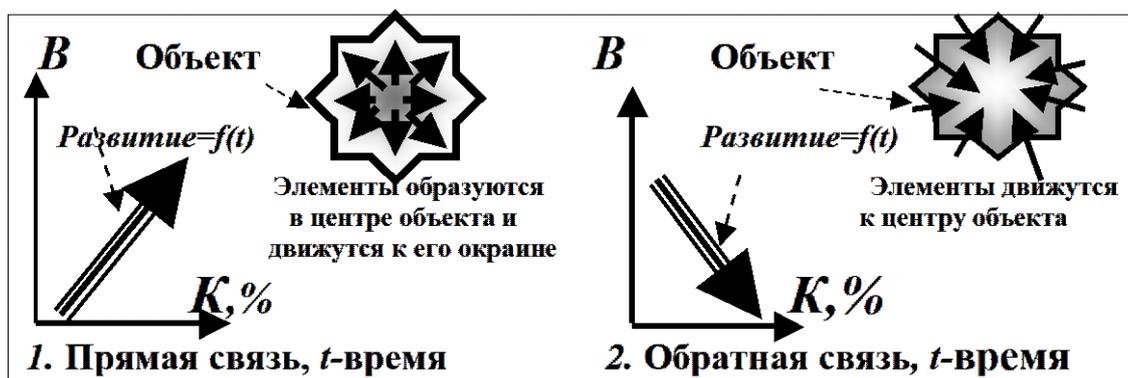


Рис. 1.1.10. Схема, поясняющая возникновение прямой и обратной связи между величиной «V» объекта и концентрацией «K» объект образующих элементов.

4. Объект (элемент) способен к адаптации. Элементарный акт адаптации объекта к внешнему воздействию заключается в разрыве слабой связи между элементами и последующем создании более прочной связи между ними, (*новое следствие*).

$$\text{Прочность связи } (\sigma) = \frac{\text{Сила связи элементов } (\beta)}{\text{Сила разрывающая связь } (h)}$$

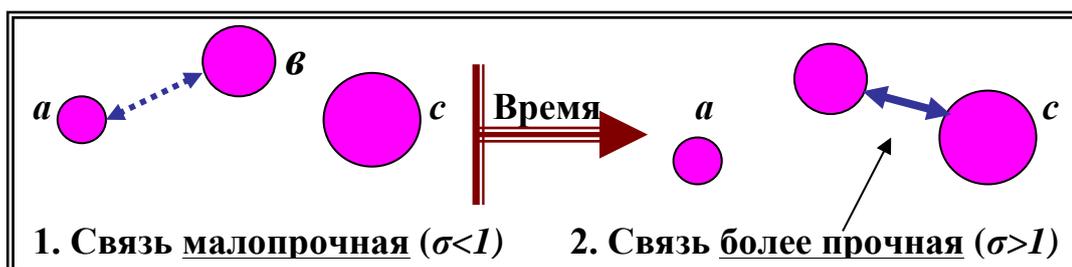


Рис. 1.1.11. Схема, поясняющая процесс элементарного акта адаптации объекта. Под воздействием среды рвётся слабая связь «a ↔ b» и случайно возникает новая, более прочная связь «b ↔ c».

5. Объект обладает целостностью, поскольку скорость вещественно-энергетических потоков между элементами объекта выше, чем между объектом и внешней средой (п.1.1.3.3, 1.1.5).

6. Есть 3 этапа адаптации объекта (табл. 1.1.1, 1.1.2, п.1.1.3.4, 1.1.9), (*новое следствие*):

- а) стабильная, без изменения структуры объекта;
- б) структурная – меняется структура объекта;
- в) катастрофическая – объект распадается на элементы (дизинтеграция объекта, с сохранением его элементов).

Таблица 1.1.1.

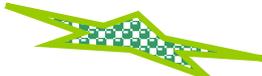
Этап адаптации	Объект до адаптации	После адаптации
Стабильная		
Структурная		
Катастрофическая		

Таблица 1.1.2.

Причина адаптации		Следствие (этап адаптации)	
Вектор внешних сил	Прочность связи элементов	Этап адаптации объекта	Изменения в объекте
Не меняется	Не меняется	Стабильная	Нет
Меняется	Не влияет	Структурная	Меняются структура и форма объекта
Не влияет	Меняется		
Не влияет	Снижается катастрофически	Катастрофическая	Распад на элементы

1.1.3. Объект: его признаки, свойства, отображения, проявления и особенности адаптации

1.1.3.1. Шесть основных признаков объекта

1. Объект характеризуется определённым значением своего параметра.
2. Внешняя среда объекта – та часть внешней среды, с которой объект взаимодействует.
3. Объект взаимодействует с внешней средой посредством вещественно-энергетических потоков (ВЭ-потоков), протекающих сквозь объект и переносящих энергию и вещество. Часть энергии и вещества расходуется на повышение внутренней энергии и массы объекта. Оставшаяся часть выходит из объекта, иногда в изменённом виде, и воздействует на внешнюю среду.
4. Объект реагирует относительно целостно на *внешнее воздействие*²

² Внешнее воздействие на объект – это изменение во времени входящих ВЭ-потоков за счёт управляющего влияния другого объекта. Чем выше градиент изменения интенсивности потоков, тем сильнее воздействие.

благодаря более высокой скорости вещественно-энергетического обмена между элементами объекта, по сравнению со скоростью обмена между объектом и внешней средой. Под *внешним воздействием* в объекте возникает наиболее целостная его часть, которую назовём комплексом (п.1.1.3.3).

5. Объект на *внешнее воздействие* реагирует с запаздыванием из-за конечной скорости вещественно-энергетического обмена между элементами.

6. Объект локализован во времени.

1.1.3.2. Свойства объекта

Каждый объект *в разной степени* обладает следующими свойствами:

1. Объект состоит из элементов разных видов, функционально специализированных и локализованных в определённой области фазового пространства объекта.

2. Силы связей элементов подчиняются нормальному распределению. Это следует из нормального распределения свойств природных объектов³.

7. Внутри объекта самопроизвольно образуется благоприятная для элементов внутренняя среда.

8. Из-за взаимодействия среды и объекта возникает соответствие состояния элементов, расположенных на границе объекта, и состояния внешней среды. Это соответствие позволяет минимизировать потери энергии, затрачиваемой на контактное разрушение элементов объекта и среды.

9. При изменении структуры объекта сохраняются фрагменты его старой структуры. И, если внешняя среда возвращается к старому состоянию, то эти фрагменты обеспечивают быстрое восстановление структуры, соответствующей старому состоянию внешней среды. Это – развитие по шаблону.

10. Достаточно высокая концентрация элементов в объекте обеспечивает высокую внутреннюю динамику внутри объекта и замену слабых связей между элементами более сильными.

³ Математический энциклопедический словарь. /Гл. ред. Ю.В.Прохоров. – М.: Сов. энциклопедия,1988.- 847с.

11. Между элементами объекта возникает внутренний «язык общения».

1.1.3.3. Возникновение в объекте комплекса в результате внешнего воздействия

Обычно на внешнее воздействие реагирует не весь объект, а его часть, где происходит адаптация. Реагирующую часть назовём комплексом.

В геологии в качестве комплексов можно рассматривать любой объект, поскольку время их существования несопоставимо большое, по сравнению со временем реагирования объекта на внешнее воздействие. И, как следствие, возникающие в результате внешнего воздействия изменения внутри объекта, протекающие со сколь угодно малой скоростью, охватывают практически весь объект. Отсюда и целостная реакция геологического объекта на внешнее воздействие, как и комплекса.

Поэтому в той части данной работы, которая относится к анализу геологических объектов, понятия «объект» и «комплекс» совпадают, вследствие чего, при использовании адаптивного анализа в геологии, нами используется термин «объект», который одновременно обладает свойствами термина «комплекс». Но несомненно, что в других областях знаний выделение комплексов внутри объекта необходимо [98, 100].

Управляющее воздействие приводит к частичному или полному изменению состояния объекта, в том числе формы и структуры, а также функций.

Комплекс – это та часть объекта, в которой происходят изменения в ответ на одноактное внешнее воздействие.

В комплексе при внешнем воздействии связно изменяются все его элементы. Поэтому комплекс – это наиболее целостная часть объекта. Внутри объекта, при каждом внешнем воздействии, динамично возникают новые комплексы, которые исчезают после снятия воздействия. Если объект испытывает одновременно 2 воздействия, то образуются 2 комплекса, которые могут перекрываться и взаимодействовать. То есть, количество возникающих

комплексов равно числу очагов воздействия. Воздействие на весь объект – это частный случай.

Целостная реакция комплекса обусловлена тем, что скорость обмена веществом и энергией между элементами комплекса выше, чем скорость обмена между комплексом и средой. Иными словами, в комплексе изменение i -го элемента вызывает изменения других элементов, которые в ответ меняют i -ый элемент. То есть, любой элемент, изменяя другие элементы комплекса, получает от них ответное воздействие, изменяющее данный элемент.

Комплекс образуется лишь в такой ассоциации природных элементов (объектов), где в ответ на внешнее возмущение возникнут, согласно принципу тормозящего противодействия Ле Шателье-Брауна, коллективные действия элементов по уменьшению величины возмущения или его последствий.

Почему предмет наших исследований мы не называем системой? Причина в том, что в геологии понятие системы имеет множество толкований.

Например: объект - система, объект - много систем, несколько взаимодействующих объектов - система, объект с внешними связями - система, признаки объекта - система, геологическое явление - система, метод исследования - система, система целей развития, минерально-сырьевая база – система, модель - система, система прогноза, система геофизических аномалий, условия образования залежи - система, литомониторинг - система, система организационных работ и т.д. [289].

Все эти толкования, в общем, удовлетворяют определению Л. Фон Бергаланфи: «Система может быть определена как совокупность элементов, находящихся в определённых отношениях друг с другом и со средой».

Существенным отличием объекта от системы является то, что объект соответствует физическому телу, независимо от степени его познания, а система отражает известные функции физического тела [57, 58, 142, 160].

Другими словами, объект, следовательно, и комплекс - это объективная реальность, а система - субъективное отображение части этой реальности.

Соотношения терминов, соответствующих ассоциациям физических тел, приведены в таблице 1.1.3.

Таблица 1.1.3.

Соотношения терминов, соответствующих ассоциации физических тел

Термин для ассоциации или ее отображения	Элементы ассоциации или отображения	Причина объединения элементов	Размер ассоциации или ее отображения	Определение термина	Соотношения терминов
Объект	Физические тела (<i>ФТ</i>)	Сходство признаков	Меняется при смене признаков	<i>ФТ</i> локализованы в фазовом пространстве объекта	Соответствует самому себе, т.е. объекту
Комплекс	Физические тела (<i>ФТ</i>)	Целостная реакция	Меняется при изменении воздействия среды	Целостно реагирующая часть объекта	Часть объекта
Система	Абстрагированные отражения <i>ФТ</i>	Связное изменение элементов	Меняется от целей исследования или от изученности проблемы	Абстрагированное динамичное функциональное отображение <i>ФТ</i>	Соответствует одной или нескольким функциям объекта
Модель	Искусственные Элементы	Участие в одной функции объекта	Меняется от задач исследования	Управляемое отображение функции объекта	Соответствует функции объекта

1.1.3.4. Этапы адаптации объекта

Адаптация объекта происходит в виде связной деформации его состояния в его фазовом пространстве без потери его целостности. Воздействие, к которому объект адаптируется – это адаптивное воздействие.

При адаптивном воздействии объект испытывает стабильную или структурную адаптацию:

1. **Стабильная адаптация** протекает без изменения внутренней структуры объекта, под воздействием субстационарных потоков среды. При этом объект эволюционирует, в соответствии со свойствами своих элементов.

2. **Структурная адаптация** идёт в неравновесных условиях, когда потоки, проходящие сквозь объект, и действующие силы становятся нестационарными. При этом слабые связи между элементами объекта разрушаются. Далее возможны три варианта развития объекта:

а) *если действующие силы постепенно возрастают* и элементы

объекта успевают образовать более сильные связи, то прочность объекта растёт. *Это прогрессивная структурная адаптация;*

б) *если действующие силы усиливаются очень быстро*, то слабые связи между элементами рвутся, а новые связи не успевают возникать. Структура объекта вдоль границы со средой меняется без усиления связей между элементами - деградирует. Прочность объекта снижается. *Это регрессивная структурная адаптация;*

с) *если*, в условиях быстрой динамики элементов, интенсивность входящих потоков *уменьшается*, то рвутся те связи, куда поступление питания снижается. Возникает новая структура объекта с малой прочностью связей между элементами. Идёт общая *деградация структуры объекта*.

3. Если действующие силы возрастают катастрофически, то происходит разрушение объекта с распадом его на элементы. Благодаря этому элементы объекта сохраняются. **Это - катастрофическая адаптация.**

1.1.3.5. Проявления дискретности при адаптации объекта

В неравновесных условиях происходит адаптация объекта с проявлением дискретности во времени и в пространстве.

1. *Дискретность во времени* вызвана высокой прочностью объекта. При нарастании внешней нагрузки объект накапливает внутренние напряжения до достижения предела своей прочности, а затем разрушается. Разрушение происходит либо как структурная адаптация, либо как катастрофическая.

2. *Дискретность в пространстве* проявляется в разрушении объекта на блоки приблизительно одинаковых размеров. Это происходит из-за нормального или логнормального распределения слабых связей в объекте.

3. *Дискретность во времени и в пространстве*: в приграничной зоне, где взаимодействуют объект и среда, возникают *контактные блоки*. *Состояние блока вблизи объекта равно состоянию объекта, а вблизи внешней среды – состоянию среды благодаря динамичности блока*. Величина блока растёт с

увеличением силы связи между его элементами, а динамика блока тем выше, чем больше разность состояний объекта и среды. Контактные блоки минимизируют потери ресурсов объекта при его взаимодействии со средой.

1.1.4. Условия возникновения объектов, их иерархия

Объекты одного вида K возникают в благоприятных условиях из n различных видов элементов - объектов вида $K_{(i-1)j}$, где $(j=1, 2, 3 \dots n)$, нижнего, $(i-1)$ -го уровня. Для этого необходимо выполнение определённых векторных, пространственных, энергетических условий:

$$K_{(i-1)j} \xrightarrow{U} K_i, \quad j=1, 2, \dots, n, \quad (1.1.1)$$

где U - условия возникновения, $U=(V, p, \varepsilon)$;

V - векторные условия возникновения. Характеризуют направление движения каждого вида объектов уровня $(i-1)$;

p - пространственные условия возникновения, определяют концентрацию каждого вида объектов уровня $(i-1)$ во всех точках пространства;

ε - энергетические условия, соответствующие прочности связи между объектами уровня $(i-1)$;

\longrightarrow - возникновение объектов более высокого уровня.

Преобразование (1.1.1) соответствует случаю, когда объекты K образуют лишь один вид объектов более высокого уровня. Изобразим это в виде схемы (где e - элемент):

$$e \longrightarrow K_1 \longrightarrow K_2 \longrightarrow \dots \longrightarrow K_{i-1} \longrightarrow K_i \longrightarrow K_{i+1}. \quad (1.1.2)$$

Назовём это последовательной конденсацией объектов.

За счёт адаптации объектов одного вида K_{ij} к различным условиям воздействия в неоднородной среде могут возникнуть новые виды объектов этого же уровня:

$$K_{ij} \subseteq K_i, K_{ij} \cap I \longleftrightarrow K_{i(j+1)} + K_{i(j+2)} + \dots + K_{i(j+n)}, \quad (1.1.3)$$

где символ \longleftrightarrow означает преобразование объектов одного вида в объекты другого вида, но одного уровня в результате адаптации к условиям среды I .

Рассмотрим ситуацию, когда каждый новый вид объекта i -го уровня участвует в возникновении нового вида объекта уровня $(i+1)$. Каждый из последних участвует в новой цепи последовательной конденсации объектов более высоких уровней:

$$K_{ij} \longleftrightarrow \left\{ \begin{array}{l} K_{i(j+1)} \rightarrow K_{(i+1)(j+1)} \rightarrow K_{(i+2)(j+1)} \rightarrow \dots \rightarrow K_{(i+m)(j+1)} \\ K_{i(j+2)} \rightarrow K_{(i+1)(j+2)} \rightarrow K_{(i+2)(j+2)} \rightarrow \dots \rightarrow K_{(i+m)(j+2)} \\ \dots \\ K_{i(j+n)} \rightarrow K_{(i+1)(j+n)} \rightarrow K_{(i+2)(j+n)} \rightarrow \dots \rightarrow K_{(i+m)(j+n)} \end{array} \right. \quad (1.1.4)$$

Это конденсация с бифуркацией.

К основному виду конденсации следует отнести случай, когда в неблагоприятных условиях объект 1-го вида уровня i распадается на объекты уровня $(i-k)$, из которых формируется новый, 2-ой вид объекта уровня i , и т.д.

$$K_{i1} \otimes \longrightarrow K_{i-k} \longrightarrow K_{i2} \otimes \longrightarrow K_{i-k} \longrightarrow K_{i3} \otimes \longrightarrow K_{i-k} \longrightarrow \dots \longrightarrow K_{i(nk)},$$

$$k \geq 1, \quad n \geq 1, \quad (1.1.5)$$

где символ $\otimes \longrightarrow$ означает распад объекта высокого уровня на объекты более низкого уровня. Это - маятниковая конденсация.

Пример 1.1.1. *Необходимые условия возникновения объектов 2 уровня.*

1. Автохтонное торфонакопление:

- (a) объекты 1-го уровня: растительные остатки;
- (b) объекты 2-го уровня: слой торфа;
- (c) векторные условия: растительные остатки не должны выноситься из торфяного болота;
- (d) пространственные условия: растительных остатков должно быть достаточно, чтобы слой биомассы не успел разложиться до захоронения;
- (e) энергетические условия: скорость водных потоков должна быть низкой, чтобы торфогенный слой не разрушался;

(f) другие условия - параметры среды - уровень воды должен обеспечивать рост растений и захоронение растительных остатков.

Это основные условия, которые реализуются при случайном совпадении благоприятных внешних условий (климатических, тектоно-эвстатических и др.), а также благодаря самосохранению торфяника от разрушения.

2. Возникновение рудного тела:

(a) объекты 1-го уровня - рудогенные элементы; объекты 2-го уровня – рудные минералы;

(b) векторные условия: рудогенные элементы должны поступать в рудное тело из рудогенной или рудовмещающей толщи;

(c) пространственные условия: концентрация каждого рудогенного элемента должна быть достаточной для образования устойчивых минералов;

(d) энергетические условия: свободная энергия рудогенных элементов должна резко падать на геохимическом барьере, где образуется рудное тело;

(e) энергия внешней среды должна быть ниже критического значения, выше которого разрушаются устойчивые рудные минералы.

Месторождения-гиганты возникают при «приуроченности к одному участку элементов рудообразующей системы» [207, с.134].

Пример 1.1.2. Виды конденсации объектов.

1) последовательная конденсация:

(a) элементарные частицы \longrightarrow атомы \longrightarrow минералы;

(b) атомы \longrightarrow космическая пыль \longrightarrow звезды;

2) изменение вида объекта при адаптации:

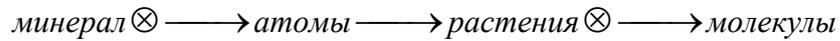
(a) капля воды \longleftrightarrow кристалл льда;

(b) турбулентный поток \longleftrightarrow ламинарный поток;

3) конденсация объектов с бифуркацией:

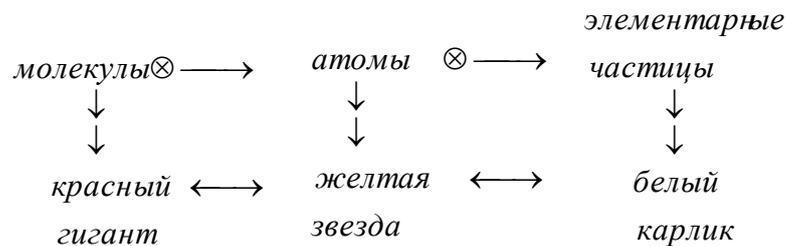


4) маятниковая конденсация:



Конденсация объектов, их адаптация и распад в природе происходит и более сложным образом. Например, эволюция звезд.

Пример 1.1.3. *Возникновение и эволюция звезд.*



Здесь разные типы звезд состоят из объектов разных уровней. Состав звезды зависит от ее массы [340] и существует связь между массой и плотностью вещества (концентрацией объект образующих элементов).

1.1.5. Возникновение в объекте комплекса, его величина

Комплекс возникает внутри той группы, где элементы взаимодействуют, и, где изменение i -го элемента вызывает изменение всех элементов комплекса, которые в свою очередь меняют i -ый элемент в ходе одноактного внешнего воздействия. Связь между элементами осуществляется через поле.

Под воздействием внешней среды состояние элемента e_i меняется. Это изменяет величину поля, т.е. возникает сигнал. Если сигнал другими элементами не усиливается, тогда он будет затухающим. Определим размер комплекса, приняв, что элемент e_i - излучатель - находится в его центре. Для упрощения примем, что среда изотропна. Радиус комплекса выразим в разностях потенциалов поля. Примем потенциал поля (E) равным 1 у излучателя:

$$E_{e_i} = 1. \quad (1.1.6)$$

Величину сигнала у излучателя примем равной амплитуде колебания значения поля:

$$S_{e_i} = \Delta E_{e_i}, \quad (1.1.7)$$

где S_{e_i} - величина сигнала у излучателя.

Величина сигнала в произвольной точке « n » комплекса будет расти по мере увеличения сигнала S_{e_i} у излучателя и значения поля E_n вблизи приёмника (принимающего элемента):

$$S_n = S_{e_i} \cdot E_n, \quad (1.1.8)$$

где S_n - величина сигнала у приёмника, т.е. в произвольной точке комплекса.

Будет ли сигнал S_n принят приёмником, зависит от чувствительности принимающего элемента e_n . Сигнал S_n будет принят приёмником при:

$$S_n \geq \xi_n, \quad (1.1.9)$$

где ξ_n - чувствительность приёмника.

Из формул (1.1.8) и (1.1.9) найдём значение поля вблизи приёмника и радиус R_n комплекса в потенциалах поля:

$$E_n \geq \frac{\xi_n}{S_{e_i}}, \quad (1.1.10)$$

$$R_n \leq 1 - \frac{\xi_n}{S_{e_i}}. \quad (1.1.11)$$

В частном случае, если $S_{e_i} = 1$, то:

$$R_n \leq 1 - \xi_n. \quad (1.1.12)$$

То есть, величина комплекса зависит от 2-х параметров его элементов:

- 1) от величины сигнала излучателя, т.е. от величины возмущения поля, вызванного тем или иным элементом;
- 2) от чувствительности принимающих элементов комплекса.

Это означает, что в том или ином объекте могут возникать несколько комплексов. Следовательно, комплексы в объекте могут взаимно перекрываться, и одни и те же элементы могут входить в разные комплексы.

1.1.6. Прямая и обратная связь между величиной объекта и концентраций объект образующих элементов

Среда неоднородна, поэтому пространственно - векторно - энергетические условия для образования объектов существуют не во всей области распространения элементов, а в отдельных зонах. Поэтому часть элементов не конденсируется в объекты, а остаётся в свободном состоянии. Следовательно, формулу (1.1.1) необходимо дополнить ещё одним слагаемым:

$$K_{(i-1)j} \xrightarrow{U} K_i + K'_{(i-1)j}, \quad (1.1.13)$$

где $K'_{(i-1)j}$ - свободные объекты $K_{(i-1)j}$, не вошедшие в объекты K_i более высокого уровня.

Следствие. Если радиус объекта K_{i-1} постоянен, то в области его распространения вероятность встречи объектов более высоких уровней уменьшается с ростом уровня объекта:

$$P_{K_{i-1}} > P_{K_i} > P_{K_{i+1}} > P_{K_{i+2}} \dots > P_{K_{i+n}}, \quad (1.1.14)$$

где P_{K_i} - вероятность встречи объекта уровня i .

Данная формула выражает очевидный вывод, что объект более высокого уровня встречается лишь в той области пространства, где есть объекты низкого уровня, способные стать его элементами и где для этого существуют благоприятные условия.

Пример 1.1.4. Вероятность встречи атома рудогенного элемента, его минерала, рудного тела и месторождения. Если регион будет разбуриваться по постоянной сетке, то вероятность встречи атома элемента будет равна 1,

минерала этого элемента - несколько ниже, ещё меньше - вероятность встречи рудопроявления и наименьшая - крупной рудной залежи.

Если U - условия в (1.1.13) включают поступление элементов из одного центра и их последующий разнос на окраину объекта, то взаимосвязь между концентрацией элементов и размером объекта будет прямая. То есть, чем больше элементов поступает в центр объекта, тем больше размер объекта. Одновременно растёт концентрация элементов внутри объекта. *Упрощённой моделью данной схемы* является конусообразный холм песка на горизонтальной поверхности: здесь высота конуса соответствует концентрации элементов, а площадь основания конуса – величине объекта. Чем выше высота конуса (т.е. концентрация элементов), тем больше площадь его основания (т.е. величина объекта). Причина – наличие угла внутреннего трения, которому соответствует способность элементов создавать объекты высокого уровня.

Предположим, что U - условия включают сближение элементов, которое продолжается и после возникновения объекта. Такое векторное условие вызовет увеличение концентрации элементов в объекте. *Упрощённой моделью данной схемы* явится холм песка на продавливаемой под весом конуса поверхности, например на податливой резине, натянутой на горизонтальную раму. После того, как холм песка насыпан, уменьшим коэффициент внутреннего трения между песчинками (например, вибрацией – это воздействие внешней среды). В результате вибрации песчинки начнут стягиваться к центру холма, и, в условиях очень податливой резины (это свойства внешней среды) высота холма (аналог концентрации элементов) будет расти по мере продавливания резины, а площадь горизонтального сечения холма (т.е. аналога величины объекта) будет уменьшаться.

Если в двух первоначально одинаковых объектах сближение элементов происходит с различной скоростью, то через некоторое время концентрация элементов в объектах будет различаться. *В объекте большего размера концентрация элементов будет меньше, чем в объекте меньшего размера.* То есть,

будет соблюдаться соотношение:

$$R_k = \frac{k}{\rho_k}, \quad (1.1.15)$$

где R_k - радиус объекта, характеризует его величину B (см. рис.1.1.10, стр.38);

ρ_k - концентрация элементов в объекте или его качество K ;

k - коэффициент пропорциональности.

На диаграмме « $R_k - \rho_k$ » кластер объектов одного вида, но с разной интенсивностью сближения элементов, *должно ограничиваться линией обратной зависимости* в соответствии с формулой (1.1.15).

Обратная зависимость возникает и при разной продолжительности времени сближения элементов в двух первоначально одинаковых объектах. Если скорость сближения одинакова, но время развития объектов различно, то в объекте меньшего размера концентрация элементов будет выше.

Таким образом, в результате адаптации объекта к воздействию внешней среды (в нашем примере – это вибрация конуса песка и степень податливости резины в его основании), возникает прямая и обратная связь между величиной объекта и концентрацией объект образующих элементов.

Первоначальные размеры объектов одного вида могут различаться, как и первоначальная концентрация элементов в них. На первый взгляд, это предполагает отсутствие закономерной связи между размером и концентрацией элементов в объектах. Размытость множеств, характеризующих объект, заставляет работать с границами кластеров, образуемых данными множествами на диаграммах.

1.1.7. Адаптация как псевдоцелестремлённое развитие объекта

Под воздействием внешней среды объект случайным образом меняется. Если эти изменения повышают устойчивость объекта, то он сохраняется, если

снижают устойчивость - объект разрушается. В качестве примера развития объектов рассмотрим изменение их основных свойств под влиянием среды. Отметим, что *прочность связи* (σ) элементов – это отношение силы связи между элементами к силе внешнего воздействия, разрывающего связь (см. п. 1.1.2.3), и предварительно введём следующие понятия:

состояние объекта (W_k) – его координаты в его фазовом пространстве;
состояние среды (W_c) - координаты среды в фазовом пространстве объекта;

разрушение объекта – делокализация объекта в его фазовом пространстве с изменением основной функции объекта.

Основной причиной адаптивного развития i -го объекта является изменение состояния внешней среды от A до F :

$$W_c = (A \longrightarrow B \longrightarrow C \longrightarrow D \longrightarrow E \longrightarrow F). \quad (1.1.16)$$

При этом вынужденно, но случайным образом меняется состояние объекта [237, с.17]:

$$W_k = (a_i \longrightarrow b_i \longrightarrow c_i \longrightarrow d_i \longrightarrow e_i \longrightarrow f_i).$$

Случайное изменение является причиной того, что сила связи элементов у разных объектов, например, объектов K_1, K_2, K_3 меняется по-разному. Предположим, что разрушение объекта происходит при $\sigma_i < 1$ (рис. 1.1.12).

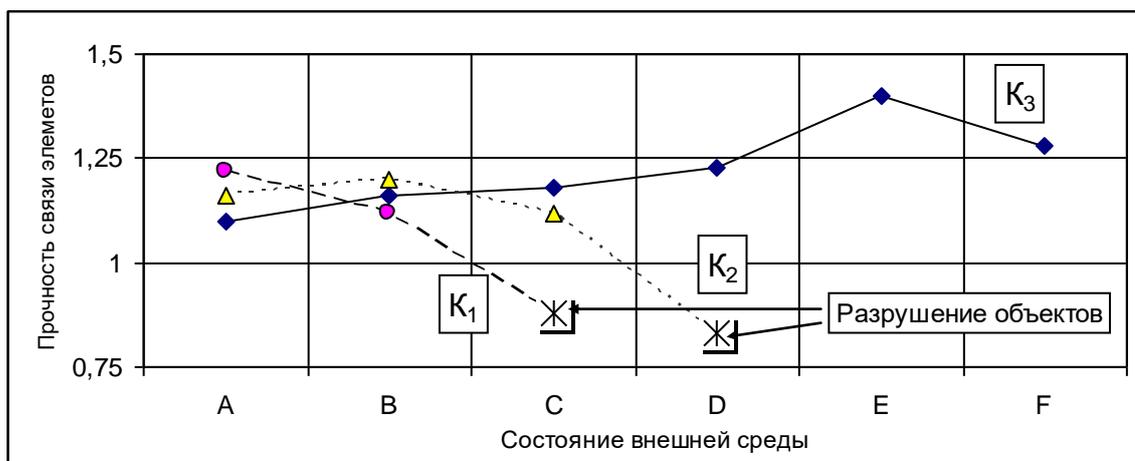


Рис. 1.1.12 Вынужденное изменение прочности связи (σ) элементов у объектов K_1, K_2, K_3 в результате изменения состояния внешней среды в ряду $A-B-C-D-E-F$. При уменьшении прочности связи между элементами менее 1 ($\sigma < 1$) объекты разрушаются.

При переходе внешней среды в состояние C разрушается объект K_1 , а в состоянии D - объект K_2 . В рассматриваемом отрезке времени сохраняется, благодаря адаптации, лишь объект K_3 . Адаптация объектов происходила вынужденно, под воздействием меняющейся внешней среды.

Однако она оказалась более успешной, поскольку случайные внутренние флуктуации объекта K_3 шли в благоприятном для адаптации направлении. И случайные флуктуации сыграли управляющую роль в механизме поиска оптимальных вариантов развития. В любой момент времени сохраняются лишь те объекты, которые наиболее приспособлены к воздействию среды.

Поэтому объекту, в связи с наличием у него способности к случайному поиску оптимального варианта адаптации, дадим дополняющее определение:

Существующий объект сохранился благодаря его случайному псевдоцелеустремлённому развитию, направленному на адаптацию к воздействию внешней среды.

Вывод о случайном псевдоцелеустремлённом развитии адаптированного объекта имеет два следствия, первое из которых тривиально:

Следствие 1. *Любой адаптированный объект обладает таким механизмом приспособления (т.е. способами адаптации), который оптимален в той внешней среде, где данный объект устойчиво функционирует.*

Следствие 2. *Варианты развитие адаптированного объекта можно моделировать, представив его адаптацию как целеустремлённый процесс.*

1.1.8. Способы адаптации объекта

Способ 1. Собственно адаптация. В природе однотипные элементы часто встречаются группами, т.е. зона их развития локализована в пространстве. Причина этого кроется в следующем:

1) пространственно-векторно-энергетические условия возникновения однотипных элементов обеспечиваются в локальных областях;

2) каждый из элементов лучше сохраняется в группе и в объекте, чем за их пределами;

3) лучше сохраняется цельность той ассоциации, где взаимосвязь между элементами более устойчива.

Разрушение объекта (элемента) происходит в том случае, если величина внешнего воздействия больше, чем сила связей составных частей. Решающим для сохранения объекта является соотношение:

$$\sigma = \frac{\beta}{h} , \quad (1.1.17)$$

где β - сила одной связи, между двумя элементами,

h - внешняя сила, действующая на одну связь,

σ - прочность связи.

При $\sigma \geq 1$ старая структура объекта сохраняется, следовательно, функция объекта не меняется. При $\sigma < 1$ старые связи объекта частично или полностью разрушаются. Частичное разрушение объекта связано с тем, что благодаря неодинаковости свойств элементов, связи также имеют различную силу.

В первом приближении *механизм адаптации объекта* представляется следующим. Предположим, что несвязные элементы способны вступить в новые связи. Прочность новой связи может быть больше или меньше 1. Если $\sigma < 1$, то вновь возникшая связь разрушается, если $\sigma > 1$, то новая связь сохраняется. Так перестраивается структура объекта и меняется его форма.

Пример 1.1.5. *Разрушение - рост дифференцированно напряжённого кристалла. Более напряжённые части кристалла растворяются, и одновременно происходит рост кристалла в другом ненапряжённом месте.*

Д. Дерни и Дж. Рамсей отмечают: «Рост кристаллов в дифференцированно напряжённой породе будет иметь тенденцию ограничиваться гранями, испытывающими относительно низкие нормальные напряжения» [112, с.103].

В приведенном примере, благодаря приспособлению, целостность кристалла и горной породы не исчезает. Кристалл сохраняет способность расти, а

у горной породы не меняется химический состав. *Здесь важно соотношение скоростей разрушения старых связей и образования новых.* Поэтому рассмотрим способ 2.

Способ 2. В общем случае, целостность объекта сохраняется тогда, когда скорость роста разрушающего воздействия меньше скорости увеличения средней силы связи элементов. Это соотношение охарактеризуем понятием *скорость реакции объекта:*

$$r = \frac{d\beta}{dt} : \frac{dh}{dt} = \frac{d\beta}{dh}, \quad (1.1.18)$$

где r - скорость реакции объекта;

$d\beta$ - изменение средней силы связи за время dt ;

dh - изменение разрушающего воздействия.

При $r > 1$ объект сохраняется благодаря адаптации с изменением его структуры и формы. При $r < 1$ объект не успевает приспособиться и распадается.

В приведенном примере 1.1.5 *необходимым условием частичного разрушения кристалла, с изменением его формы, является дифференцированная нагрузка.* То есть, объект вынужденно меняется *при наличии пространственного градиента напряжённости внешнего поля.*

Если объект не успевает переработать (накопить или перепустить) поступающую энергию и вещество, то начинается рост пространственного градиента напряжённости внешнего поля. Это приводит к разрушению старых связей объекта. Если вновь возникшие связи обеспечивают переработку поступающей извне энергии и вещества, то объект адаптируется.

Способ 3. Градиент напряжённости внешнего поля вблизи объекта не увеличивается, если объект перемещается под влиянием разрушающего поля. Следовательно, связи объекта не разрушаются и его цельность сохраняется. Такое перемещение также является одним из видов приспособления объекта.

Способ 4. При перемещении объект случайно может оказаться в зоне с благоприятными условиями. Однако для этого необходимо, чтобы внешняя

среда была неоднородной.

Способ 5. Объект может сохраниться и в том случае, если *свойства внешней среды меняются* во времени таким образом, что неблагоприятные условия быстро сменяются благоприятными условиями. Распад связей может сопровождаться выносом свободных элементов за пределы объекта. Если при этом существенно изменится *элементная концентрация*, то объект перестанет выполнять свои функции, т.е. разрушится.

Способ 6. Если условия внешней среды периодически меняются, переходя из состояния *A* в состояние *B* и обратно, то могут сохраняться связи, соответствующие как состоянию *A*, так и *B*. При очередном изменении внешних условий до состояния *A* легче и быстрее адаптируется тот объект, в котором сохранились остатки связей, соответствующих состоянию *A*. Такое приспособление объекта назовем адаптацией с использованием шаблона.

Пример 1.1.6. Унаследованность палеорусел почвы при захоронении торфяника. *В качестве объекта рассмотрим аллювиально-дельтовую ландшафтную область, в качестве элемента - верхний осадочный слой. При торфонакоплении (состояние среды A) торфом перекрывались палеорусла из состояния среды B. Захоронение торфяника происходило за счёт проникновения наносов по унаследованным водотокам, расположенным над палеоруслами (возврат среды в состояние B). При этом торфяник не размывался, что указывает на лёгкую адаптацию объекта к состоянию среды B [71].*

Способ 7. Если в объекте элементы расположены близко и они динамичны, то это обеспечивает возможность быстрой замены разрушенных элементов и связей в существующей структуре новыми элементами и связями.

Способ 8. Благодаря высокой концентрации элементов, в объекте создаётся внутренняя среда, благоприятная для элементов объекта.

Способ 9. Кратковременные изменения внешней среды в первую очередь воздействуют на элементы окраины объекта. Эти элементы либо разрушаются, либо приспособливаются, поглощая энергию внешней среды.

Благодаря приспособлению краинных элементов состояние внутренней среды объекта оказывается стабильным. Элементы краин начинают отличаться от внутренних элементов объекта, специализируются, предохраняя внутренние элементы от разрушения.

Условия сохранения элемента (объекта) сведены в таблицу 1.1.4.

Таблица 1.1.4

Условия сохранения элемента (объекта)

№ п/п	Способ сохранения объекта	Механизм сохранения объекта
1	Достаточная прочность связей между элементами объекта	При изменениях внешнего воздействия прочная связь обеспечивает сохранность структуры объекта
2	Достаточно быстрая реакция объекта	Позволяет создавать новые прочные связи взамен разрушенных старых связей
3	Перемещение объекта под воздействием внешнего поля	Уменьшает градиент внешнего поля вблизи объекта
4	Неоднородность внешней среды	Объект случайно может переместиться в благоприятную среду
5	Изменчивость внешней среды во времени	При быстрой смене неблагоприятных условий благоприятными, объект не успевает разрушиться
6	Сосуществование старой и новой структуры объекта (адаптация по шаблону)	Объект быстро адаптируется при возврате старых условий, если использует старую структуру или её фрагменты
7	Достаточная концентрация элементов в объекте	Замена разрушенных элементов свободными элементами
8	Устойчивость состояния внутренней среды объекта	Элементы объекта находятся в стабильной среде
9	Вынужденная специализация элементов на окраине объекта	Специализированные элементы объекта предохраняют другие его элементы, снижая вредное влияние среды

И, наконец, докажем следующее **положение** о росте *силы связи* между элементами объектов со снижением их иерархического уровня объектов:

В объекте более высокого уровня K_i прочность связи σ_{i-1} между его элементами, т.е. объектами нижнего уровня K_{i-1} , меньше или равно

прочности связи σ_{i-2} между объектами ещё более нижнего уровня K_{i-2} , образующими объект K_{i-1} . То есть, $\sigma_{i-2} \geq \sigma_{i-1}$.

Доказательство (от обратного). Если бы прочность связи у объектов разных уровней снижалась по мере уменьшения их уровня (например, прочность связи между элементарными частицами внутри атомного ядра была бы меньше, чем прочность связи между атомами в молекулах):

$$\sigma_{i-n} < \sigma_{i-(n-1)} < \dots < \sigma_{i-2} < \sigma_{i-1} < \sigma_i,$$

то повышение внешней нагрузки разрушало бы элементы объектов всех уровней, и в первую очередь разрушались бы элементы самого нижнего уровня, слагающие весь реальный мир. Это сделало бы невозможным создание более сложных структур (объектов), т.е. систем высокого уровня и исключило бы принцип адаптивного развития мира. Если бы вышеуказанное условие существовало, то за время развития вселенной реализовалась бы такая катастрофическая ситуация.

Поскольку в природе существуют объекты разных уровней, то наиболее вероятно выполнение условия:

$$\sigma_{i-n} > \sigma_{i-(n-1)} > \dots > \sigma_{i-2} > \sigma_{i-1} > \sigma_i.$$

1.1.9. Изменение формы и структуры комплекса в ходе адаптации объекта

Приспособление объекта к изменениям среды происходит вынужденно под воздействием внешних сил. Поскольку в наиболее целостной части объекта – в **комплексе**, изменение состояния одного элемента приводит к изменению состояния всех его элементов, то любой свободный элемент объекта стремится вступить в связь с другими элементами комплекса. Благодаря неравенству элементов, прочность (σ) этой связи может оказаться больше или меньше 1 (см.п.1.1.8, ф.1.1.17). В последнем случае эта связь разрушается и

случайно возникает новая связь. Затем все повторяется.

Другими словами, возникающие связи конкурируют, и сохраняются те из них, прочность которых больше 1. Тем самым меняется структура комплекса, его форма и состав. *В конкуренции случайно возникающих межэлементных связей и состоит сущность адаптации наиболее целостной части объекта – комплекса, следовательно, и всего объекта.*

Как было отмечено в п.1.1.2.3 и п.1.1.3.4, **адаптация происходит в несколько этапов, по мере увеличения внешнего воздействия** и, вызванного этим, уменьшения прочности связей элементов (см. формулу (1.1.17)).

1. Начальный этап - стабильная адаптация: переработка (накопление и перенос) поступающей извне энергии и вещества осуществляется имеющейся структурой комплекса.

2. Этап изменения структуры - структурная адаптация: увеличение внешнего воздействия снижает прочность связей. Наиболее слабые связи разрушаются, возникают новые. Происходит конкуренция связей, в результате чего меняется структура комплекса.

3. Этап разрушения комплекса - катастрофическая адаптация. Рост внешнего воздействия снижает прочность всех связей, они разрушаются, комплекс распадается. Однако элементы комплекса сохраняются. Описанная схема подтверждается исследованиями по разрушению металлов и полимеров [150, с.53, с.100; 149, с.64; с.164].

Переход с одного этапа адаптации к другому сопровождается скачкообразным увеличением скорости транспортировки количества энергии и вещества сквозь комплекс. Это позволяет прогнозировать изменение структуры комплекса и смену этапов адаптации по скачкообразным изменениям энергетического состояния внешней среды или комплекса.

При катастрофической адаптации комплекса K_i разрушаются связи, удерживающие его элементы. Элементы становятся свободными и начинают перемещаться под действием внешних сил, перенося энергию. Тем самым

снижается градиент внешнего поля, что способствует выживанию комплексов нижнего уровня – K_{i-1} . То есть, катастрофическая адаптация направлена на выживание элементов разрушающегося комплекса. Процесс приспособления комплекса можно представить в виде блок-схемы (рис.1.1.13).

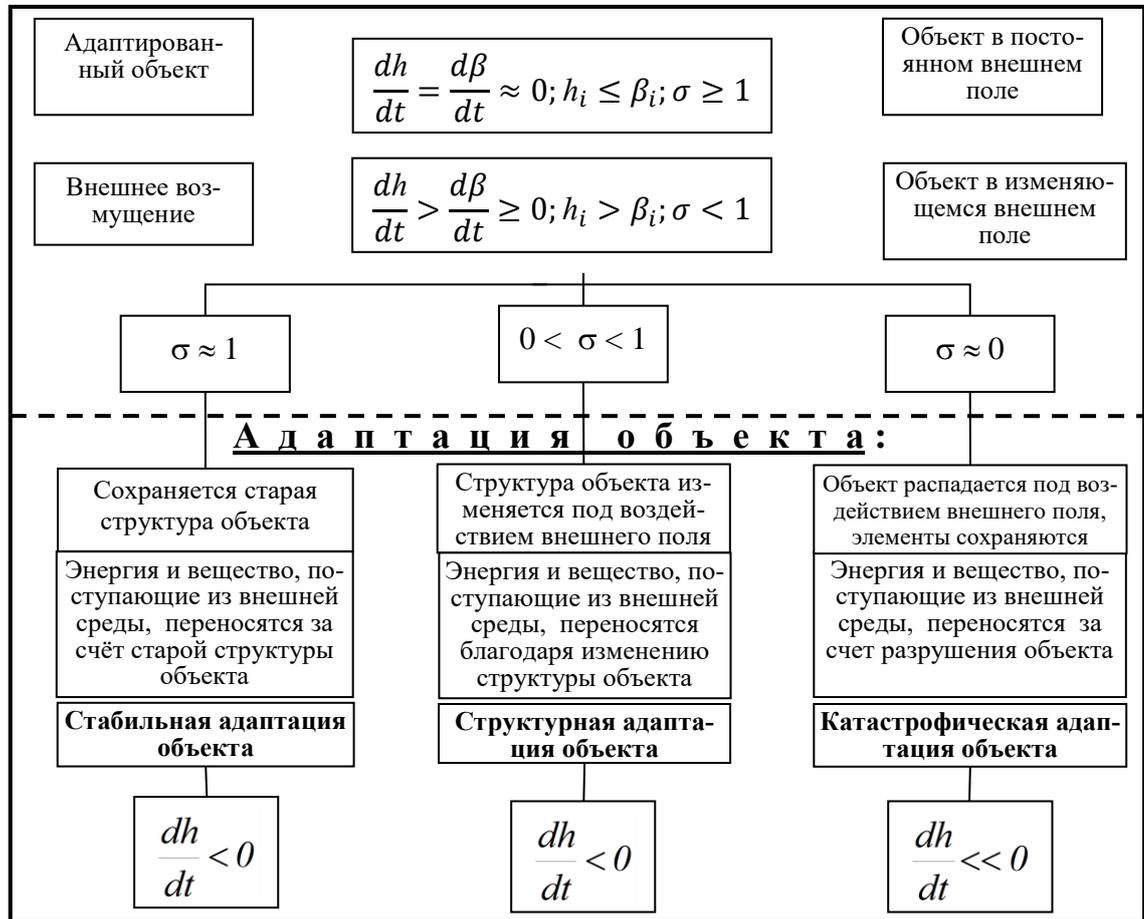


Рис. 1.1.13 Основные этапы адаптации объекта (точнее, наиболее целостной части объекта – комплекса) в зависимости от прочности связи (σ) элементов: $d\beta$ - изменение средней силы связи за время dt ; dh - изменение разрушающего воздействия.

Из схемы видно, что при каждом увеличении внешних сил происходит минимально необходимое разрушение связей комплекса.

Пример 1.1.7. Структурообразование при нагревании жидкости - эффект Бенара. В неглубоком сосуде подогревается снизу вязкая жидкость. При малой разности температур ΔT между нижней и верхней поверхностью жидкости теплота переносится снизу благодаря теплопроводности. Это соответствует этапу стабильной адаптации, поскольку слои жидкости не перемешиваются. При разности температур более сверхкритической ($\Delta T > \Delta T_{кр}$

) в жидкости возникает конвекция с образованием гексагональных ячеек. То есть, возникает упорядоченная структура, напоминающая кристалл. Это соответствует этапу структурной адаптации. Одновременно с образованием структурной упорядоченности скорость переноса теплоты резко возрастает [153, с.150].

1.1.10. Изменение энтропии комплекса в результате его адаптации

Энтропия изолированной системы описывается формулой [245]:

$$S = Q_u / T_k, \quad (1.1.19)$$

где S – энтропия изолированной системы, Q_u - тепловая энергия, T_k - температура изолированной системы. В термодинамике под температурой понимается количество кинетической энергии поступательного движения частицы со скоростью, равной проекции средней скорости \bar{V} частицы на случайный вектор трёхмерного пространства [245, с.192]:

$$T = \left[\frac{2}{3k} \right] \cdot \bar{K} = \left[\frac{2}{3k} \right] \frac{m \cdot \bar{V}^2}{2} = \frac{m \cdot 3 \cdot \bar{V}_x^2}{2} \left[\frac{2}{3k} \right] = \frac{2}{k} \cdot \frac{m \cdot \bar{V}_x^2}{2}, \quad (1.1.20)$$

где T - температура;

\bar{K} - средняя кинетическая энергия поступательного движения частицы;

m - масса частицы;

\bar{V}_x^2 - проекция средней скорости \bar{V} частицы на случайный вектор трёхмерного пространства;

k - постоянная Больцмана, определяет шкалу температуры.

Обозначим:

$$\frac{m \cdot \bar{V}_x^2}{2} = \bar{K}_a, \quad (1.1.21)$$

и условимся \bar{K}_a называть активной энергией частицы, поскольку именно эта величина определяет работу системы:

$$PV = NkT = Nk \left[\frac{2}{k} \cdot \frac{m \cdot \overline{V_x^2}}{2} \right] = N \cdot 2 \cdot \overline{K_a}, \quad (1.1.22)$$

где P - давление, V - объем системы из N частиц.

Выразим температуру через активную энергию частицы $\overline{K_a}$ (см. ф. 1.1.20, 1.1.21):

$$T = \frac{2}{k} \overline{K_a}. \quad (1.1.23)$$

Преобразуем формулу (1.1.19) с учётом (1.1.23).

Энтропия изолированной системы (S_u) равна:

$$S_u = \frac{Q_u}{\left(\frac{2}{k}\right) \overline{K_a}} = \frac{k Q_u}{2 \overline{K_a}}. \quad (1.1.24)$$

Сравним формулы (1.1.20) и (1.1.23):

$$T = \left[\frac{2}{3k} \right] \cdot \overline{K} = \frac{2}{k} \overline{K_a} \longrightarrow \overline{K_a} = \frac{1}{3} \overline{K},$$

где величина $1/3$ показывает, что $1/3$ часть от *средней кинетической энергии* частицы является *активной кинетической энергией*. Обозначим эту величину $b = 1/3$, поскольку она зависит как от строения молекул газа, так и от вида процесса [245, с.205].

Поэтому:

$$T = \left[\frac{2}{k} \right] \cdot \overline{K} \cdot b, \quad b = \frac{\overline{K_a}}{\overline{K}}.$$

То есть, величина b показывает, какая часть от *средней кинетической энергии* частицы является *активной кинетической энергией*, рассматриваемой как проявление ее температуры.

Для открытой неравновесной системы попытаемся ввести понятие энтропии неравновесной системы S_n через активную энергию $\overline{K_A}$:

$$\overline{K_A} = K_a \cdot N, \quad (1.1.25)$$

где $\overline{K_A}$ - суммарная активная энергия *всех частиц* в единичном объёме;

N - число частиц в единичном объёме системе.

В неравновесной системе существует поток энергии от «источника» к «приёмнику». Схему передачи тепловой энергии можно представить в виде модели - развёртки неравновесной системы (рис.1.1.14).

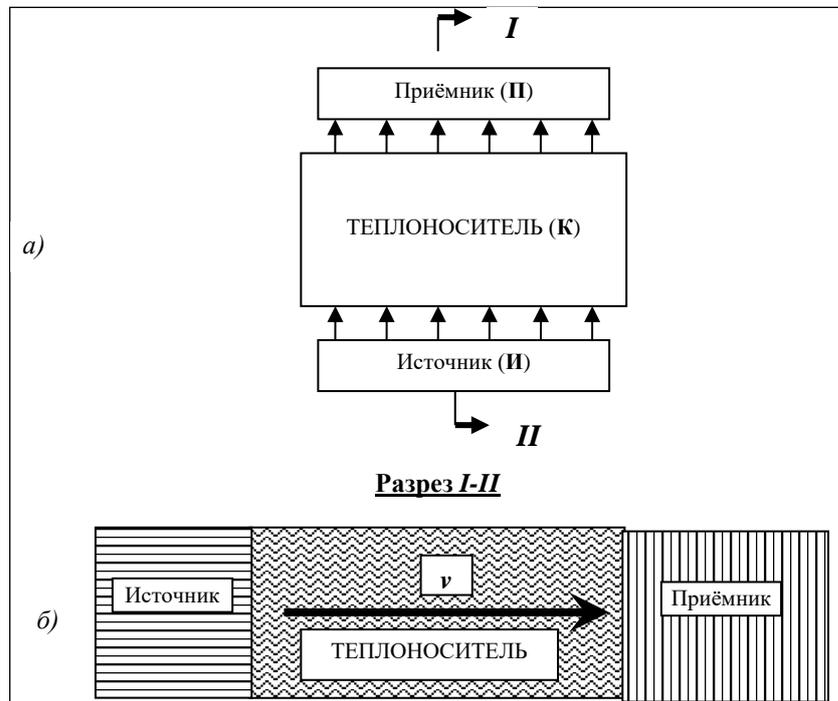


Рис. 1.1.14 Схема передачи тепловой энергии теплоносителем (комплексом K_i) от источника (И) к приёмнику (П), а – план, б – разрез по линии I-II. v - скорость передачи тепла.

Теплоноситель с высокой скоростью движется от источника к приёмнику. Для упрощения предполагается следующее:

а) тепловая энергия теплоносителем принимается и отдаётся лишь при контакте соответственно с источником и приёмником;

б) в зоне контакта с приёмником температура теплоносителя снижается до нуля градусов;

в) теплоперенос происходит при полном энергонасыщении теплоносителя, то есть, при температуре T .

Скорость передачи тепла:

$$\frac{dQ_n}{dt} = -q \cdot V = -\frac{c \cdot T \cdot m}{l} \cdot V, \quad (1.1.26)$$

где dQ_n - передаваемое за время dt тепло;

l - расстояние от источника до приёмника;

q - количество тепловой энергии, приходящейся на единицу расстояния;
 c, T, m - соответственно теплоёмкость, температура, масса теплоносителя;
 V - скорость движения теплоносителя от источника к приёмнику.

Условно представим, что тепло передаётся неподвижным теплоносителем. Предположим, что теплоперенос сопровождается повышением температуры теплоносителя до величины T_T . Другими словами, предположим, что температура всего теплоносителя периодически возрастает до теоретического значения T_T , а затем понижается до величины T .

Тогда скорость передачи тепла можно выразить следующим образом:

$$\frac{dQ_n}{dt} = \frac{c \cdot m \cdot dT_T}{dt}. \quad (1.1.27)$$

Из формул (1.1.26) и (1.1.27) получим:

$$dT_T = -T \cdot V \cdot \frac{1}{l} \cdot dt.$$

Проинтегрируем:

$$\int_{T_T}^T dT_T = \int_{t_1}^{t_2} \left[-T \cdot V \cdot \frac{1}{l} \right] dt,$$

$$T_T = T \cdot \left(V \cdot \frac{\Delta t}{l} \right) + T. \quad (1.1.28)$$

Поскольку теплоноситель находится в двух состояниях, то средняя температура равна:

$$T_c = \frac{T_T + T}{2},$$

где T_c - средняя теоретическая температура теплоносителя.

Выразим через T_c неравновесную энтропию S_H :

$$S_H = \frac{Q}{T_c} = \frac{Q}{T \cdot \left[\frac{V \cdot \Delta t}{2 \cdot l} + 1 \right]}.$$

При: $\Delta t = 1c,$ \rightarrow $\Delta l = V,$

где Δl - путь, пройденный единичным объёмом теплоносителя за 1 секунду.

Учитывая, что $S = Q / T$, получаем:

$$S_H = \frac{Sl}{\left[\frac{\Delta l}{2} + l\right]} \quad (1.1.29)$$

Преобразуем формулу (1.1.29):

$$S_H = S \cdot \frac{l \cdot q}{\left[\frac{\Delta l \cdot q}{2} + l \cdot q\right]} = S \cdot \frac{Q}{\left[\frac{\Delta Q}{2} + Q\right]} \quad (1.1.30)$$

где Q - количество теплоты в объекте (в теплоносителе);

ΔQ - скорость транспортировки тепловой энергии теплоносителем.

Таким образом, *неравновесная энтропия снижается с ростом скорости транспортировки тепловой энергии*. Выразим неравновесную энтропию через кинетическую энергию. Учитывая, что:

$$V = (V_1 + V_2) : 2 \quad \text{и} \quad a = (V_2 - V_1) : \Delta t,$$

или при:

$$V_1 = 0, \quad \rightarrow \quad V = V_2 : 2, \quad \text{и} \quad a = V_2 : \Delta t,$$

умножим числитель и знаменатель на внешнюю силу $F = (m a)$:

$$S_H = S \cdot \frac{l}{\frac{\Delta l}{2} + l} = S \cdot \frac{l}{\frac{V \cdot \Delta t}{2} + l} = S \cdot \frac{l \cdot F}{\frac{V_2 \cdot \Delta t \cdot m \cdot V_2}{2 \cdot 2 \cdot \Delta t} + l \cdot F} = S \cdot \frac{l \cdot F}{\frac{m \cdot V_2^2}{2} \cdot \frac{l}{2} + l \cdot F} = \frac{S \cdot A}{\frac{K}{2} + A}, \quad (1.1.31)$$

где V_1, V_2 - скорость движения теплоносителя в моменты времени t_1, t_2 ;

a - ускорение движения теплоносителя;

A - работа внешней силы;

K - часть работы A , преобразованная в кинетическую энергию теплоносителя, т.е. в однонаправленную, коллективно организованную кинетическую энергию элементов системы.

При: $K=0$, \rightarrow $S_H = S$.

То есть, неравновесная энтропия переходит в энтропию изолированной системы.

В ходе приспособления комплекса \mathbf{K}_i (в данном случае теплоносителя – связанной системы его элементов, а именно комплексов нижнего уровня \mathbf{K}_{i-1}) приращение работы внешней силы (dA) направлено на разрушение внутренних связей в комплексе \mathbf{K}_i , но, из ф.1.1.31, кинетическая энергия теплоносителя постоянна: $K=const$. Поскольку в формуле (1.1.31) величина дроби в правой части растёт, то увеличивается и значение неравновесной энтропии.

Другими словами, в точке адаптации энтропия комплекса \mathbf{K}_i возрастает. После адаптации увеличивается часть работы A , затрачиваемая на рост кинетической энергии K теплоносителя (комплекса \mathbf{K}_i) из-за снижения внутренних потерь, следовательно, снижается энтропия комплекса \mathbf{K}_i и одновременно растёт темп снижения энтропии dS_H :

$$-\left| \frac{dS_{H_1}}{dt} \right| < \left| \frac{-dS_{H_2}}{dt} \right|.$$

где dS_{H_1} , dS_{H_2} - прирост энтропии комплекса \mathbf{K}_i соответственно до адаптации и после.

Рассмотрим комплекс \mathbf{K}_i , состоящий из комплексов \mathbf{K}_{i-1} . Неравновесная энтропия комплекса \mathbf{K}_i описывается уравнением (1.1.31), а неравновесная энтропия комплекса \mathbf{K}_{i-1} следующей формулой:

$$S'_H = S^l \frac{\delta}{\varepsilon + \delta}, \quad (1.1.32)$$

где S'_H - неравновесная энтропия комплекса \mathbf{K}_{i-1} ;

S^l - энтропия комплекса \mathbf{K}_{i-1} в состоянии его изоляции;

δ - работа внешних сил по отношению к комплексу \mathbf{K}_{i-1} ;

ε - часть работы δ , преобразованная в кинетическую энергию «теплоносителя» внутри комплекса \mathbf{K}_{i-1} , т.е. часть работы, преобразованная в коллективную, организованную кинетическую энергию комплекса \mathbf{K}_{i-2} нижнего уровня.

В точке адаптации комплекса \mathbf{K}_i организованная кинетическая энергия его элементов - комплексов \mathbf{K}_{i-1} , постоянна ($K=const$), а приращение работы dA увеличивает внутреннюю энергию комплекса \mathbf{K}_{i-1} .

Если затрачиваемая работа dA не увеличивает организованную кинетическую энергию комплексов \mathbf{K}_{i-1} , то эта работа затрачивается на приращение организованной кинетической энергии комплексов \mathbf{K}_{i-2} . Тем самым при $\delta = const$, $\rightarrow d\varepsilon > 0$, $\int d\varepsilon = dA$, происходит снижение энтропии комплекса \mathbf{K}_{i-1} :

$$dS_H^1 < 0.$$

То есть, в точке структурной адаптации комплекса \mathbf{K}_i его энтропия возрастает, а энтропия его элементов (комплексов \mathbf{K}_{i-1}) снижается. По завершении адаптации, как мы отметили, энтропия комплекса (\mathbf{K}_i) снижается. И, в общем: в результате структурной адаптации комплекса возрастает упорядоченность и комплекса \mathbf{K}_i , и его элементов \mathbf{K}_{i-1} .

Неравновесная энтропия (см. формулу (1.1.31)) снижается с увеличением времени существования объекта:

$$S_H = \frac{1}{t},$$

где t - время существования объекта.

Однако в определении энтропии изолированной системы, то есть, классической энтропии, время не участвует.

Преобразуем формулу (1.1.29) неравновесной энтропии таким образом, чтобы исключить из нее время:

$$a = \frac{\Delta V}{\Delta t} = \frac{V_2 - V_1}{\Delta t}, \quad \Delta l = \frac{V_2 - V_1}{2} \Delta t,$$

где a - ускорение движения теплоносителя;

V_2, V_1 - скорость движения теплоносителя в моменты времени t_2 и t_1 .

Получаем:

$$\frac{\Delta l}{2} F = \frac{\Delta l}{2} ma = \left(\frac{mV_2^2}{2} - \frac{mV_1^2}{2} \right) \cdot \frac{1}{2} = \frac{1}{2} \cdot (K_2 - K_1) = \frac{1}{2} \Delta K,$$

где K_2, K_1 - кинетическая энергия в моменты времени t_1 и t_2 .

Если примем $\Delta t = t_2 - t_1 = 1$ секунде, то ΔK - это приращение кинетической энергии за 1 секунду, т.е. скорость приращения кинетической энергии. Тогда и остальные аргументы необходимо разделить на время, и поэтому работа A внешней силы будет заменена мощностью M внешней силы:

$$S_{nn} = S \frac{M}{\frac{1}{2} \Delta K + M}, \quad (1.1.33)$$

где S_{nn} - нестационарная энтропия;

S - энтропия комплекса \mathbf{K}_i в состоянии равновесия;

M - мощность внешней силы;

ΔK - приращение кинетической энергии за 1 с, т.е. скорость приращения организованной кинетической энергии комплексов \mathbf{K}_{i-1} .

Или, в общем виде:

$$S_{nn} = S \frac{\Delta \delta}{\frac{1}{2} \Delta \varepsilon + \Delta \delta}, \quad (1.1.34)$$

где S_{nn} - нестационарная энтропия комплекса \mathbf{K}_i ;

S - энтропия комплекса \mathbf{K}_i в изолированном состоянии;

$\Delta \delta$ - скорость приращения работы внешних сил по отношению к комплексу \mathbf{K}_i , или мощность внешних сил;

$\Delta \varepsilon$ - скорость приращения части работы δ , преобразованной в организованную кинетическую энергию комплекса \mathbf{K}_{i-1} , или скорость приращения организованной кинетической энергии комплексов \mathbf{K}_{i-1} .

Нестационарная энтропия не зависит от времени, и переходит в энтропию изолированной системы, если скорость приращения кинетической энергии равна нулю, т.е. $a = 0$:

$$S_{nn} = S, \quad \text{при } a=0, \quad V=const.$$

Преобразуем формулу (1.1.33), разделив числитель и знаменатель на M :

$$S_{HH} = S \frac{I}{\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta K}{M} \right) + 1}, \quad (1.1.35)$$

где $\frac{\Delta K}{M}$ – это *отношение* скорости приращения организованной кинетической энергии системы, происходящей под действием внешних сил, к мощности этих сил.

Выполненное в данном параграфе теоретическое исследование позволяет интерпретировать формулу (1.1.19) следующим образом: *энтропия изолированной системы – это отношение внутренней энергии системы к активной части этой энергии; к части, способной воздействовать на внешнюю среду*. При этом энергия может быть выражена либо в массе, согласно известной формуле А. Эйнштейна, либо в любом другом параметре системы.

Для открытой системы, из ф. (1.1.35) следует: *чем большая часть от мощности внешних сил идёт на пополнение **активной энергии системы**, тем меньше энтропия и выше упорядоченность этой системы*.

Мощность внешних сил – это работа внешних сил в единицу времени. А посредством **активной энергии** система способна воздействовать на другие системы. В качестве внешних сил по отношению к рудной залежи может выступать вещественно-тепловое воздействие недр, а в качестве активной энергии может рассматриваться содержание металла в залежи, поскольку при определённых условиях металл из данной залежи может мигрировать в рудовмещающий массив или в другие залежи. То есть, залежь, посредством рудогенного элемента (металла из данной залежи), может менять состояние других объектов, например, путем ремобилизации металла из залежи.

1.2. Методология адаптивного анализа объектов

1.2.1. Методологические понятия и генеральная последовательность работ по адаптивному анализу объектов

1. Методологические понятия адаптивного анализа приведены в таблице 1.2.1. Генеральная последовательность выполнения работ по адаптивному анализу показана в таблице 1.2.2.

Таблица 1.2.1.

Методологические понятия

Общеизвестные понятия	<ol style="list-style-type: none">1. Фазовое пространство объекта – это n-мерное пространство параметров объекта и среды, где n – число параметров.2. Состояние объекта (элемента) – его координаты в фазовом пространстве.3. В идентичных условиях среды возникает множество объектов одного вида, но с разными значениями каждого параметра, поскольку отличались значения формирующих факторов. Данное множество объектов образует кластер в фазовом пространстве объекта.4. Граничная линия вышеуказанного кластера – соответствует предельной функции, описывающей предельные возможности тех или иных объект формирующих процессов в конкретных условиях. Кластер ограничен несколькими граничными линиями, соответствующими нескольким группам объект формирующих процессов.
Новые понятия	<ol style="list-style-type: none">5. <u>Адаптивные параметры объекта (элемента)</u>– это те параметры, которые реагируют на воздействие вещественно - энергетических потоков среды и приводят к адаптивным изменениям состояния объекта (элемента).6. <u>Адаптивное поведение объекта (элемента)</u> – это изменения его состояния в результате его взаимодействия с вещественно - энергетическими потоками среды.

Таблица 1.2.2.

Генеральная последовательность работ по адаптивному анализу объектов

Общепри- нято	1. Выявить внешние факторы адаптации, т.е. действующие на объект вещественно - энергетические потоки среды.
Новое	2. Выявить внутренние факторы адаптации, т.е. адаптивные параметры объекта или его элементов. 3. Выяснить адаптивное поведение объекта в ходе воздействия вещественно - энергетических потоков среды. 4. Выявить те существенные изменения в структуре объекта, которые произошли в результате <i>адаптивного поведения объекта</i> .

1.2.2. Фазовое пространство системы

Под фазовым пространством понимают совокупность всевозможных мгновенных состояний физической системы. Фазовое пространство – это структурированное множество фазовых точек, каждая из которых условно изображает состояние системы. В математике часто не делают различия между состояниями системы и изображающими их фазовыми точками. То есть, понятия «состояние системы» и «фазовое пространство» жёстко связаны.

В фазовом пространстве показываются как эволюция во времени динамической системы, так и статистическое состояние неподвижной системы. Траектория динамической системы в фазовом пространстве может быть либо детерминированной, либо вероятностной. Статистические состояния неподвижной системы описываются в фазовом пространстве вероятностным распределением. Траекторию динамической системы получают, соединив в фазовом пространстве последовательные во времени фазовые точки. Для анализа многомерного фазового пространства обычно последовательно

рассматривают фазовые плоскости, образованные двумя параметрами системы, характеризующими ее состояние. Это – фазовые портреты динамической системы.

Фазовый портрет неподвижной системы в фазовом пространстве показывает вероятностное распределение ее состояний. Поле состояний реальной неподвижной системы обычно состоит из кластеров, качественно различных. То есть, при переходе из одного кластера в другой кластер состояние системы меняется скачкообразно существенным образом. Поэтому фазовый портрет неподвижной системы можно назвать фазовой диаграммой.

Нами разработаны два новых способа анализа системы, с помощью:

- 1) *фазового портрета адаптации* объекта,
- 2) *фазового портрета развития* объекта.

1.2.3. Фазовый портрет адаптации объекта

В числе прочих факторов, на мгновенное состояние объекта влияет веществоно - энергетический поток из среды, проходящий сквозь объект или входящий в него и используемый им. Мгновенное состояние комплекса, в свою очередь, в последующее мгновение определяет характер потока из среды. То есть, веществоно - энергетический поток \mathcal{E}_1 , времени t_1 , меняет свойства объекта для времени t_2 . В том числе изменяются те свойства, которые воздействуют на веществоно - энергетический поток \mathcal{E}_3 , времени t_3 . Следовательно, рассматриваются 3 последовательных мгновения: t_1, t_2, t_3 . Мгновениям t_1 и t_3 присваиваются соответствующие им значениям $\mathcal{E}_1, \mathcal{E}_3$ веществоно - энергетического потока из среды сквозь объект. Мгновению t_2 присваивается состояние объекта. Данный способ анализа можно использовать при исследовании инерциальных систем, когда объект реагирует на внешнее воздействие с запаздыванием во времени.

На фазовой плоскости « $\mathcal{E}_1 - \mathcal{E}_3$ » изображается фазовая точка по его

координатам $(\mathcal{E}_1, \mathcal{E}_3)$; i -я фазовая точка характеризует изменение потока в i -й точке объекта. Если $\mathcal{E}_1 = \mathcal{E}_3$, то поток постоянный. При $\mathcal{E}_1 > \mathcal{E}_3$ поток ослабевает, а при $\mathcal{E}_1 < \mathcal{E}_3$ поток усиливается. Вертикальная ось фазовой плоскости соответствует предшествующему значению потока, а горизонтальная – последующему (рис.1.2.1, пояснения в п.2.4.7). Фазовая точка характеризуется одним из изучаемых параметров (P_i) объекта. По значениям этого параметра на фазовой плоскости проводятся изолинии анализируемого i -го параметра объекта. Тем самым связываются вещественно - энергетическое воздействие среды и состояние объекта.



Рис. 1.2.1 Фазовый портрет адаптации объекта в период времени от t_1 до t_3 . На диаграмме выделяются 2 кластера: кластер A – где $\mathcal{E}_3 < \mathcal{E}_1$, и значения параметра объекта $P_2 < 1.3$; кластер B где $\mathcal{E}_3 > \mathcal{E}_1$, и среднее значение параметра объекта $P_2 > 1.3$. Кластер A соответствует участкам стабильной адаптации, а кластер B – участкам структурной адаптации в объекте. Проведены изолинии суммарной мощности чистых угольных пачек пласта.

Положительным качеством способа анализа на *фазовом портрете адаптации* является то, что он позволяет выявить области существенного изменения состояния объекта в связи с изменениями вещественно - энергетических потоков. То есть, определить, при каких параметрах потока происходит

адаптация объекта с перестройкой его структуры. И как при этом меняются параметры объекта на тех участках объекта, которые характеризуются разными этапами адаптации. Другими словами, знание параметров вещественно-энергетических потоков среды позволяет прогнозировать участки с разными этапами адаптации объекта, где параметры объекта различаются. Фазовый портрет адаптации объекта может дать мгновенный срез всего объекта, или может указать вероятностную схему его адаптивного развития.

В первом случае информация, в моменты времени t_1, t_2, t_3 , снимается со множества точек объекта. Во втором случае информация снимается в одной точке объекта в течение множества последовательных мгновений.

На фазовом портрете адаптации обычно образуются кластеры, характеризующиеся различными состояниями объекта. Внутри кластера параметры объекта меняются постепенно. А при переходе из одного кластера в другой состояние объекта меняется скачком. Поэтому в ходе анализа фазового портрета объекта необходимо объяснять генетическую сущность граничных линий кластеров и всего поля существования фазовых точек.

1.2.4. Фазовый портрет развития объекта

Фазовый портрет развития объекта зависит от интенсивности вещественно – энергетического потока, и строится по изменению во времени либо параметра потока, либо того параметра объекта, который функционально зависит от потока. Фазовая плоскость (диаграмма) образована двумя, последовательными во времени значениями изучаемого параметра. Ось x фазовой диаграммы соответствует предшествующему моменту времени, во временной последовательности измерений изучаемого параметра, а ось y соответствует последующему моменту времени. Фазовая точка на фазовой плоскости соответствует изменению во времени изучаемого параметра (см. примеры на рис.1.2.2, рис.1.2.3).

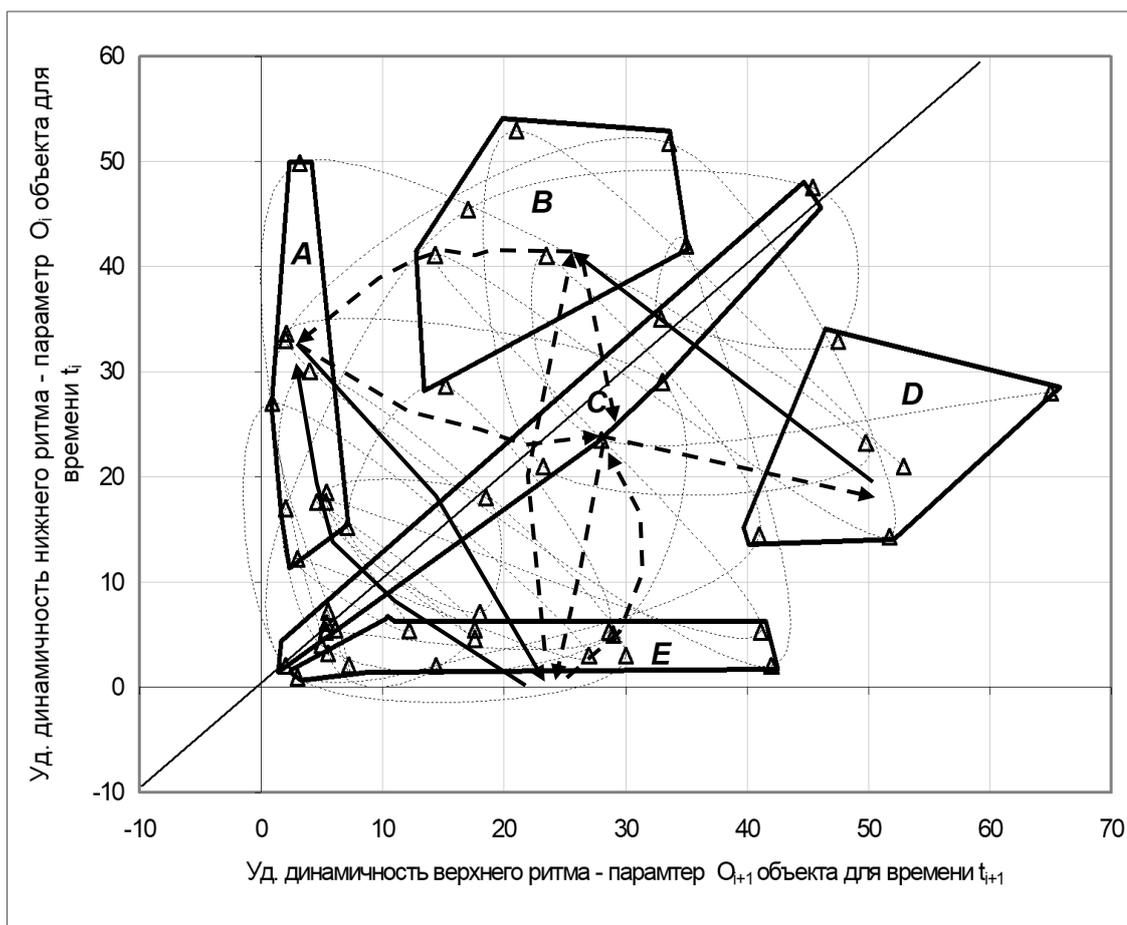


Рис. 1.2.2 Фазовый портрет развития объекта «Аллювиально-дельтовая равнина», характеризует осадконакопление в период времени от t_1 до t_n .

Дадим некоторые пояснения к рисунку 1.2.2. На диаграмме выделяются 5 кластеров: кластеры A, B – где $\mathcal{E}_i > \mathcal{E}_{i+1}$; кластер C , где $\mathcal{E}_i = \mathcal{E}_{i+1}$, кластеры D, E , где $\mathcal{E}_i < \mathcal{E}_{i+1}$.

Кластеры A и B соответствуют участкам стабильной адаптации объекта – наследования элементов палеоландшафта на фоне угасания континентального стока; кластер C соответствует унаследованному развитию протоков на участке стабильной адаптации; кластер D – участку структурной адаптации объекта, где происходит перестройка системы проток из-за усиления континентального стока; кластер E – участку катастрофической адаптации объекта, где элементы предыдущего палеоландшафта полностью уничтожаются вследствие резкого усиления стока.

Удельная динамичность осадконакопления гранулометрического ритма тождественна средней скорости водных потоков в системе проток (п.2.3.4).

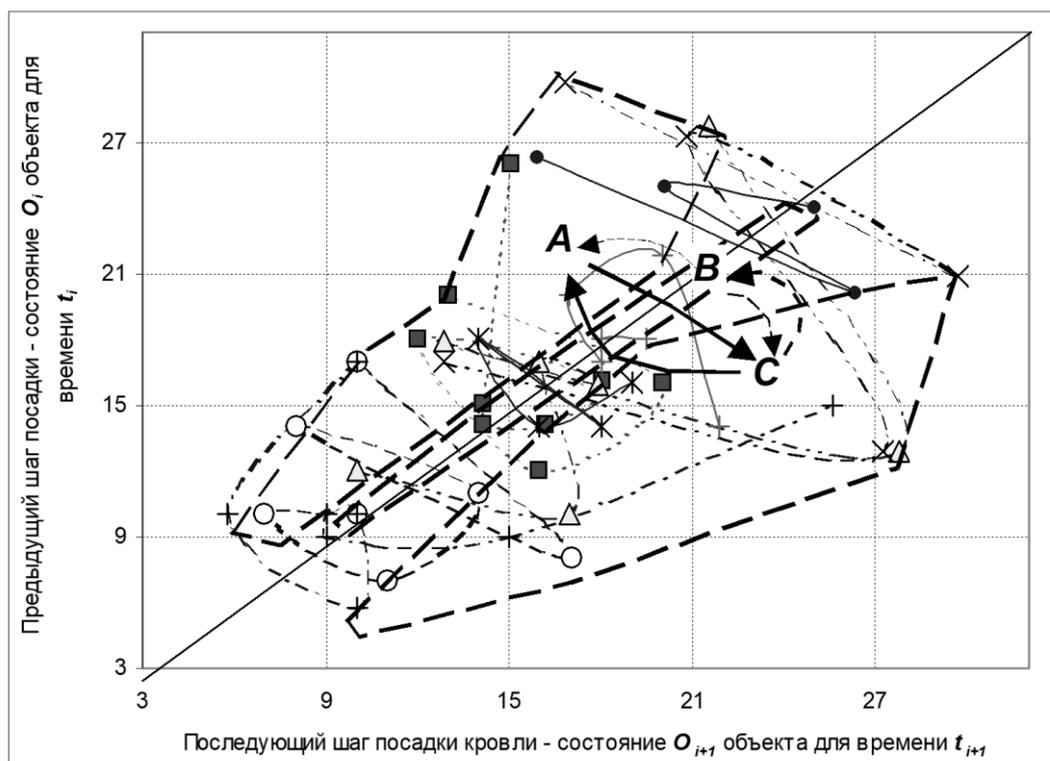


Рис. 1.2.3 Фазовый портрет развития объекта «Лава» - характеризует обрушение основной кровли в период времени от t_1 до t_n . На диаграмме выделяются 3 кластера: кластер A – где $\mathcal{E}_i > \mathcal{E}_{i+1}$; кластер B где $\mathcal{E}_i = \mathcal{E}_{i+1}$, кластер C , где $\mathcal{E}_i < \mathcal{E}_{i+1}$. Кластер A соответствует участку стабильной адаптации в объекте – давление пород надосновной кровли нарастает и шаг обрушения со временем уменьшается; кластер B соответствует установившемуся процессу обрушения на участке стабильной адаптации - шаг обрушения постоянен, кластер C – участок структурной адаптации объекта – давление пород надосновной кровли снято предыдущими посадками и поэтому разрушение и последующее обрушение кровли происходит за счёт увеличения шага обрушения.

Фазовый портрет развития объекта строится следующим образом. Предположим, что временному ряду $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$ соответствуют значения параметра объекта $O_1, O_2, O_3, \dots, O_n$. Последовательно, с шагом равным единице, выбираются пары: $O_1 - O_2, O_2 - O_3, \dots, O_{n-1} - O_n$. Значение первого элемента каждой пары откладывается по горизонтальной оси фазовой плоскости, значение второго элемента - по вертикальной оси. Эти значения являются координатами фазовой точки, характеризующей состояние S системы R . То есть, состояние S_1 системы R в момент времени t_1 имеет координаты (O_1, O_2) ; состояние S_2 - координаты (O_2, O_3) ; состояние S_3 - координаты (O_3, O_4) и т.д. Последовательно соединяя фазовые точки S_1, S_2, S_3 и последующие, получим траекторию развития объекта. Построенный таким образом фазовый портрет развития объекта представляет собой свёрнутое графическое изображение матрицы переходов.

В реальных системах фазовые точки часто образуют кластеры. То есть, объект переходит из одного дискретного состояния в другое. В таких случаях необходимо строить матрицу переходов из одного кластера в другой (табл. 1.2.1, табл. 1.2.2).

Таблица 1.2.1

Матрица переходов для фазового портрета развития объекта «Аллювиально-дельтовая равнина»

Из кластера	Переход в кластер				
	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>D</i>	<i>E</i>
<i>A</i>			0.27		0.73
<i>B</i>	0.43		0.43	0.14	
<i>C</i>	0.15	0.07	0.30	0.24	0.24
<i>D</i>	0.2	0.8			
<i>E</i>	0.46	0.23	0.23		0.08

Таблица 1.2.2

Матрица переходов для фазового портрета развития объекта «Лава»

Из кластера	Переход в кластер		
	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>
<i>A</i>	0.08	0.08	0.84
<i>B</i>	0.4	0.2	0.4
<i>C</i>	0.64	0.18	0.18

1.3. Последовательность работ по адаптивному анализу объекта

1.3.1. Особенности адаптивного анализа объекта

Целью адаптивного анализа является прогнозирование параметров объекта, или управление состоянием объекта (комплекса), меняющегося под воздействием среды. Теоретической основой методологии адаптивного анализа объекта служит разработанная теория адаптации объектов неживой природы. Основа теории адаптации заключается в вынужденном приспособлении объекта к вещественно – энергетическому воздействию среды. По мере роста интенсивности и градиента воздействия объект претерпевает три этапа адаптации: стабильной, структурной и катастрофической адаптации. При стабильной адаптации структура объекта не изменяется; при структурной адаптации существующие слабые структурные связи частично разрушаются и возникают более сильные; при катастрофической адаптации объект разрушается, однако сохраняются его элементы.

При разработке методологии адаптивного анализа использовались следующие положения теории адаптации объектов:

1. Объект меняется под воздействием внешней среды, в зависимости от силы этого воздействия и от особенностей развития самого объекта. *Поэтому объект должен анализироваться вместе с внешней средой.*

2. При росте увеличении интенсивности внешнего воздействия объект последовательно проходит через три этапа адаптации: стабильной, структурной и катастрофической.

3. Величина объекта и концентрация элементов в нем взаимосвязаны. *Следовательно, по концентрации элементов в объекте можно прогнозировать его размеры, и наоборот.*

4. Из п.2 и п.3 следует, что на этапах стабильной и структурной

адаптации объект связно деформируется в его фазовом пространстве, т.е., все его параметры меняются взаимосвязанно. Связная деформация позволяет прогнозировать неизвестные его параметры по известным.

5. В точках структурной и катастрофической адаптации энтропия и структура объекта изменяются дискретным образом. Поэтому *необходимо выявлять эти характерные точки по скачкообразным изменениям параметров вещественно – энергетических потоков среды и прогнозировать в них существенное изменение свойств объекта.*

6. Величина комплекса, то есть, целостно реагирующей части объекта, определяется природой и градиентом внешнего воздействия, а так же внутренними свойствами самого объекта. В одном объекте могут существовать и взаимно перекрываться несколько комплексов. *При прогнозировании свойств объекта необходимо определять границы комплекса.*

Адаптивный анализ объекта начинается с поиска управляющих параметров среды и адаптивных параметров объекта, а также с определения характера их влияния на состояние объекта. Анализ выполняется с использованием фазовых диаграмм, в том числе с помощью разработанных автором способов построения *фазового портрета адаптации* объекта и *фазового портрета развития объекта* [70]. Адаптивный анализ позволяет прогнозировать свойства природных, социальных или производственных объектов и устанавливать закономерности их развития. Методология адаптивного анализа включает в себя: определение границ объекта, количественную оценку его параметров, идентификацию и измерение вещественно – энергетических потоков, входящих в объект или проходящих сквозь него.

Предлагаемая методология стимулирует изучение объекта с точки зрения его адаптации, путем нахождения факторов среды и адаптивных параметров объекта, управляющих адаптацией объекта. Это позволяет, как показано на примере изучения геологических объектов (главы 2,3,4,5), выявлять ранее неизвестные явления и закономерности адаптации объекта.

1.3.2. Выделение объекта исследования

Адаптивный анализ можно использовать для изучения объекта или части объекта естественного или искусственного происхождения. Объект или часть объекта должны вести себя так, как комплекс, то есть, *целостно реагировать на внешнее воздействие*. Кроме этого, для исследователя должны существовать возможности:

- 1) идентификации объекта для выявления его во внешней среде;
- 2) нахождения и количественной оценки вещественно – энергетических потоков, проходящих сквозь объект или входящих в него и преобразуемых им;
- 3) формализации параметров объекта и факторов среды.

Свойство целостности объекта заключается в том, что на воздействие внешней среды реагирует основная часть объекта. Такой отклик возможен по той причине, что **вещественный и энергетический обмен (ВЭ - обмен)** внутри объекта между его элементами происходит с более высокой скоростью, чем ВЭ - обмен между объектом и внешней средой. Другими словами, изменение, происшедшее в одном из элементов объекта, быстрее вызывает отклик в других его элементах, чем во внешней среде.

В зависимости от характера воздействия среды, от характера реакции элемента комплекса, в ответную реакцию может вовлекаться разное количество элементов объекта. То есть, комплекс, возникший в локальной области объекта вокруг центра воздействия внешней среды, может иметь различные размеры, в зависимости от характера воздействия. Размеры комплекса есть функция градиента воздействия среды во времени и в пространстве. При высоких градиентах он локализуется в малой области из-за разрыва слабых связей по ее контуру. В результате вместо комплекса большого размера появляются комплексы меньшего размера, слабо взаимодействующие между собой, или не взаимодействующие.

Адаптивный анализ позволяет изучать и палео объект, т.е., застывшее

отображение ранее сформировавшегося объекта. В этом случае невозможно непосредственное измерение интенсивности внешнего палеовоздействия палеосреды. Поэтому необходимо оценивать отображение палеовоздействия внутри отображения палеообъекта или внутри отображения палеосреды. Именно таким образом выполнен адаптивный анализ угленосной толщи и рудной залежи (главы 2, 3).

Пример 1.3.1. Объектом исследования может быть ствол отмершего дерева. При этом палео объектом является живое дерево. Информация об интенсивности воздействия внешней палеосреды заложена в ширине годовых колец ствола. Здесь могут выясняться:

а) закономерность изменения интенсивности воздействия внешней палеосреды путем составления по ширине годовых колец фазового портрета развития объекта во времени;

б) закономерность изменения свойств объекта в зависимости от интенсивности внешнего воздействия, путем составления фазовых портретов адаптации по двум, смежным во времени, значениям одного параметра объекта. В качестве такого параметра, характеризующего объект, можно использовать, например, *химический состав древесины*.

1.3.3. Оценка вещественных и энергетических потоков, проходящих сквозь объект

Необходимо изучать те вещественные и энергетические потоки (*ВЭ* - потоки), которые играют существенную роль в функционировании объекта, поставляя энергию и материалы для строительства объекта.

При исследовании *ВЭ* - потока необходимо заранее учесть, что интенсивность потока невозможно оценить с абсолютной достоверностью. Причина этого кроется в неоднородности среды, в наличии неучтённых факторов. Поэтому повышение точности оценки потока не повысит достоверность прогнозирования на величину, соответствующую дополнительным затратам.

1.3.4. Формализация параметров среды и объекта, анализ адаптации объекта на фазовых диаграммах

Формализуются $ВЭ$ - потоки и те параметры объекта, которые, по мнению исследователя, определяют его состояние существенным образом, то есть, управляют адаптацией. К существенным параметрам объекта относятся те параметры, которые влияют на развитие объекта, или характеризуют его полезные или вредные свойства: морфологические и качественные. Это могут быть параметры иерархически вложенных объектов любого уровня в исследуемый объект.

Объект и среда обладают *множеством* параметров. Часть этих параметров анализируется в ходе исследования, т.е., рассматривается как фазовое пространство объекта. Координаты объекта в этом фазовом пространстве отражают состояние объекта. В процессе исследования размерность фазового пространства может изменяться путем включения новых параметров или исключения ранее выбранных параметров.

Поведение объекта удобнее изучать в фазовых плоскостях, входящих в фазовое пространство объекта. На фазовой плоскости фазовые точки необходимо характеризовать третьим параметром, по которому строятся изолинии. Так, фазовый портрет $i - j - m$ означает, что фазовая точка на фазовой плоскости имеет координаты (i, j) , и рельеф фазовой поверхности строится по m -параметру из анализируемого подмножества.

Адаптивный анализ выполняют в фазовом пространстве в следующей последовательности, в 5 шагов:

Шаг 1. На фазовых портретах развития объекта выявляют кластеры с разной степенью адаптированности объекта к вещественно – энергетическим потокам среды. Тем самым находят локальные участки объекта, различающиеся по изменению его структуры в ходе адаптации:

1.1. Если объект изучался во многих точках в 2 момента времени (t_1 и t_2), то рассматривают диаграммы:

$$\mathcal{E}_i(t_1) - \mathcal{E}_i(t_2),$$

где \mathcal{E}_i - значения i -го параметра $B\mathcal{E}$ – потока для времени t_1, t_2 .

1.2. Если объект исследовался в одной точке в течение продолжительного времени, то изучают диаграммы:

$$\mathcal{E}_i(t_j) - \mathcal{E}_i(t_{j+1});$$

где \mathcal{E}_i - значения i -го параметра $B\mathcal{E}$ - потока для времён $t_j, t_{j+1}, (j = 1, 2, 3, \dots, n)$.

Шаг 2. На фазовых портретах адаптации определяют характер изменения параметров объекта в его локальных участках со стабильной, структурной и катастрофической адаптацией:

2.1. Если объект исследовали во многих точках в моменты времени t_1, t_2, t_3 , то рассматривают диаграммы:

$$\mathcal{E}_i(t_1) - \mathcal{E}_i(t_3) - P_j(t_2),$$

где $\mathcal{E}_i(t_1)$ – такое значение i -го параметра $B\mathcal{E}$ - потока (для времени t_1), к которому адаптируется объект; $P_j(t_2)$ – значение j -го параметра объекта, достигнутое в момент времени t_2 в результате адаптации объекта; $\mathcal{E}_i(t_3)$ – обусловленное адаптацией объекта значение i -го параметра $B\mathcal{E}$ – потока в момент времени t_3 .

2.2. Если объект исследовали в одной точке, в моменты времени $t_j, (j=1, 2, 3, \dots, n)$, и в нечётные моменты времени замерялись параметры $B\mathcal{E}$ - потоков, а в чётные – параметры объекта, то составляют диаграммы:

$$\mathcal{E}_i(t_j) - \mathcal{E}_i(t_{j+2}) - P_n(t_{j+1}),$$

где \mathcal{E}_i - значения i -го параметра $B\mathcal{E}$ - потока для времени $t_j, t_{j+2} (j=1, 2, 3, \dots, n)$; P_n - значение n -го параметра объекта в момент времени t_{j+1} .

По горизонтальной оси диаграммы откладывается $\mathcal{E}_i(t_j)$ - значение параметра $B\mathcal{E}$ - потока в момент времени t_j , к которому адаптировался объект; по вертикальной оси – $\mathcal{E}_i(t_{j+2})$ - значение этого же параметра в момент времени t_{j+2} , которое было достигнуто параметром в результате адаптации. Фазовая точка с этими координатами характеризуется значением $P_n(t_{j+1})$ для n -го параметра в момент времени t_{j+1} , то есть, результатом его адаптации. По величине « P_n » строится рельефная поверхность.

Шаг 3. Изучая взаимосвязь между величиной объекта и удельным содержанием элементов, определяют характер внутренней эволюции объекта (его развитие с расширением или со сжатием).

3.1. Находят влияющие на эволюцию параметры потока, среди его m -параметров, по $D - V$, $D - \mathcal{E}_m$, $V - \mathcal{E}_m$ диаграммам для множества однотипных объектов:

$$D - V, \text{ при } (\mathcal{E}_m = const), \text{ а так же } (D \mid V) - \mathcal{E}_m,$$

где знак « \mid » обозначает «ИЛИ»; D - удельное содержание элементов объекта; V - размеры объекта, \mathcal{E}_m - значение параметра $B\mathcal{E}$ - потока.

3.2. Оценивают роль $B\mathcal{E}$ - потока в эволюции объекта. Каждый объект из множества однотипных объектов характеризуют параметрами: V - величина; D_i - удельное содержание элемента i - го вида для момента времени t_2 ; а также значением \mathcal{E}_m для m - потока в момент времени t_1 . Строят диаграммы:

$$D_i(t_2) - V(t_2), \text{ при } \mathcal{E}_m(t_1) = var.$$

Фазовые точки характеризуют значениями \mathcal{E}_m , по которым проводятся изолинии. Диаграммы позволяют определить, каким образом влияла интенсивность m - потока на связное изменение величины объекта и концентрацию объект образующих элементов в ходе адаптации объекта.

Шаг 4. Определяют параметры среды, управляющие развитием объекта.

4.1. Оценивают роль параметров среды в развитии объекта. Каждый из множества однотипных объектов характеризуют параметром P_i его внешней среды и параметром P_j самого объекта. Строятся диаграммы типа $P_i - P_j$, для всех комбинаций i - го параметра объекта и j - го параметра среды. По горизонтальной оси откладывается параметр среды, а по вертикальной - объекта.

4.2. Выясняют роль $B\mathcal{E}$ - потоков в воздействии управляющего параметра среды на объект. Строят такие же диаграммы, как и в предыдущем случае, но каждую фазовую точку характеризуют значением m - потока из множества $B\mathcal{E}$ - потоков. По этим значениям строится рельефная поверхность:

$$P_i - P_j, (\mathcal{E}_m),$$

где \mathcal{E}_m – значение m – потока из множества $B\mathcal{E}$ - потоков.

Шаг 5. Определяют взаимосвязь между параметрами объекта.

5.1. Оценивают степень связности параметров объекта при их изменении в ходе адаптации. Каждому объекту, из множества однотипных объектов, присваивают значения рассматриваемых параметров, принадлежащих данному объекту. Строят диаграммы типа:

$$P_i - P_{i+1}.$$

По горизонтальной оси откладывают значение параметра P_i , по вертикальной оси параметра P_{i+1} . Каждая точка может характеризоваться третьим, P_{i+2} - параметром. В этом случае рисуют рельеф P_{i+2} - параметра и выясняют места локализации характерных элементов рельефа на фазовой плоскости.

5.2. Изучают степень связности параметров объекта при их изменении в ходе адаптации в зависимости от величины m - потока из множества $B\mathcal{E}$ - потоков. Строятся такие же диаграммы, как и в предыдущем случае, но каждому из множества однотипных объектов присваивается то значение \mathcal{E}_m , которое было измерено в его окрестностях:

$$P_i - P_{i+1}, (\mathcal{E}_m).$$

По значениям \mathcal{E}_m на диаграмме проводят изолинии.

На каждом шаге анализа необходимо использовать принцип редукции. То есть, на 1-ой фазовой плоскости выделять кластеры 1-го уровня. Затем на 2-й фазовой плоскости такого же типа выделять кластеры 2-го уровня внутри отдельных кластеров 1-го уровня и т.д.

1.3.5. Интерпретация результатов адаптивного анализа

I. На фазовой плоскости $\mathcal{E}_i(t_1) - \mathcal{E}_i(t_2)$ поле существования (ПС) объекта может быть 2-х, принципиально различных типов. Если существует

ограничение по вещественно-энергетической ёмкости объекта, то *ПС* занимает половину фазовой плоскости (рис. 1.3.1).

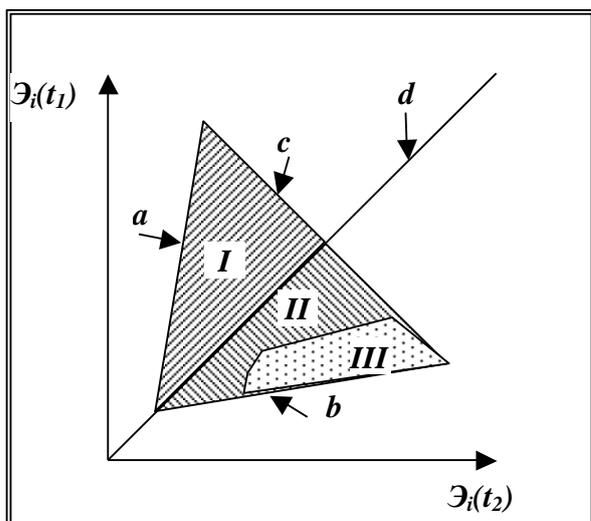


Рис. 1.3.1. Формирование объекта с ограничением по ёмкости продуктов *ВЭ* - потока. Области существования:

- I* – стабильной адаптации,
- II* – структурной адаптации,
- III* – катастрофической адаптации.

Граничные линии: *a* – по $\mathcal{E}_i(t_2)_{min}$;

b – по $\mathcal{E}_i(t_2)_{max}$;

c – линия ограничения *ВЭ* – потока

$$[\mathcal{E}_i(t_1) + \mathcal{E}_i(t_2)] \approx const;$$

d – линия с неизменённым значением *ВЭ* – потока.

Если же ёмкость объекта не ограничена по суммарному воздействию *ВЭ* - потока, то *ПС* занимает всю фазовую плоскость (рис. 1.3.2).

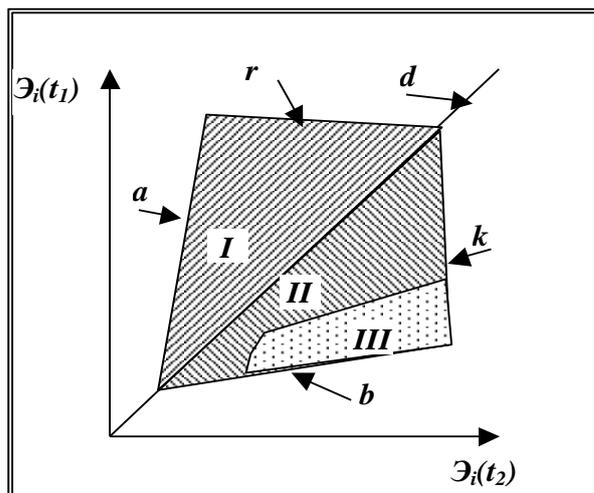


Рис. 1.3.2. Формирование объекта не ограничено по ёмкости для продуктов *ВЭ* – потока. Граничные линии: *r* по $\mathcal{E}_i(t_1)_{max}$;

k по $\mathcal{E}_i(t_2)_{max}$.

Причина ограничения по ёмкости в том, что приращение ёмкости (*e*) имеет постоянную величину, а поступление *ВЭ* - потока непостоянно во времени. Поэтому *ВЭ* - наполнение объекта в какой-то момент времени превышает потенциальную ёмкость объекта, и он переходит в принципиально новое – в субзакрытое состояние, когда *ВЭ* - поток не проходит через объект, или проходит по центральному каналу, и не воздействует на объект. Другими словами, в субзакрытом состоянии объект не наполняется *ВЭ* - продуктом.

Поэтому:

$$\sum_{t=1}^2 e(t) = \sum_{t=1}^2 \mathcal{E}_i(t) = const, \quad (1.3.1)$$

где $e(t)$ - ёмкость объекта в единицу времени по $B\mathcal{E}$ - продукту;

\mathcal{E}_i – вещественно-энергетический продукт, т.е., $B\mathcal{E}$ - продукт, накапливаемый в объекте.

Поле существования ограничено линиями a, b, c (см. рис. 1.3.1).

Линия « a » показывает унаследованность $B\mathcal{E}$ - потока по наименьшим значениям $\mathcal{E}_i(t_2)$; линия « b » - то же по наибольшим значениям $\mathcal{E}_i(t_2)$. Линия « c » – характеризует ограничение ёмкости объекта по $B\mathcal{E}$ - продукту. Линия « d » – это линия равных значений $B\mathcal{E}$ - потока для времени t_1 и t_2 . Она ограничивает снизу область (I) стабильной адаптации. Если $B\mathcal{E}$ - поток возрастает ($\mathcal{E}_i(t_2) > \mathcal{E}_i(t_1)$), то наступает структурная адаптация (область II), характеризующаясь вынужденной перестройкой внутренних структурных связей объекта. При очень быстром увеличении $B\mathcal{E}$ - потока, когда $\mathcal{E}_i(t_2) \gg \mathcal{E}_i(t_1)$, начинается катастрофическая адаптация (область III), и объект разрушается. Однако при этом его элементы сохраняют свою целостность.

Если прирост ёмкости объекта (e) намного превышает приращение $B\mathcal{E}$ - продукта, то появляются граничные линии « r » и « k ». Они ограничивают $ПС$ по $\mathcal{E}_i(t_1)_{max}$ (линия r) и по $\mathcal{E}_i(t_2)_{max}$ (линия k) (рис. 1.3.2).

Фазовые портреты адаптации палеоландшафта торфяников и фациальной обстановки устьевой области приведены на рис. 1.3.3. Портреты отражают стабильную адаптацию с ограничением по ёмкости объекта для $B\mathcal{E}$ - продукта (рис. 1.3.3, a); стабильную адаптацию с наличием унаследованного канала для $B\mathcal{E}$ - потока (рис. 1.3.3, b ; область « V »); стабильную и катастрофическую адаптацию (рис. 1.3.3, z). На фазовых портретах существуют более вероятные и менее вероятные состояния объекта.

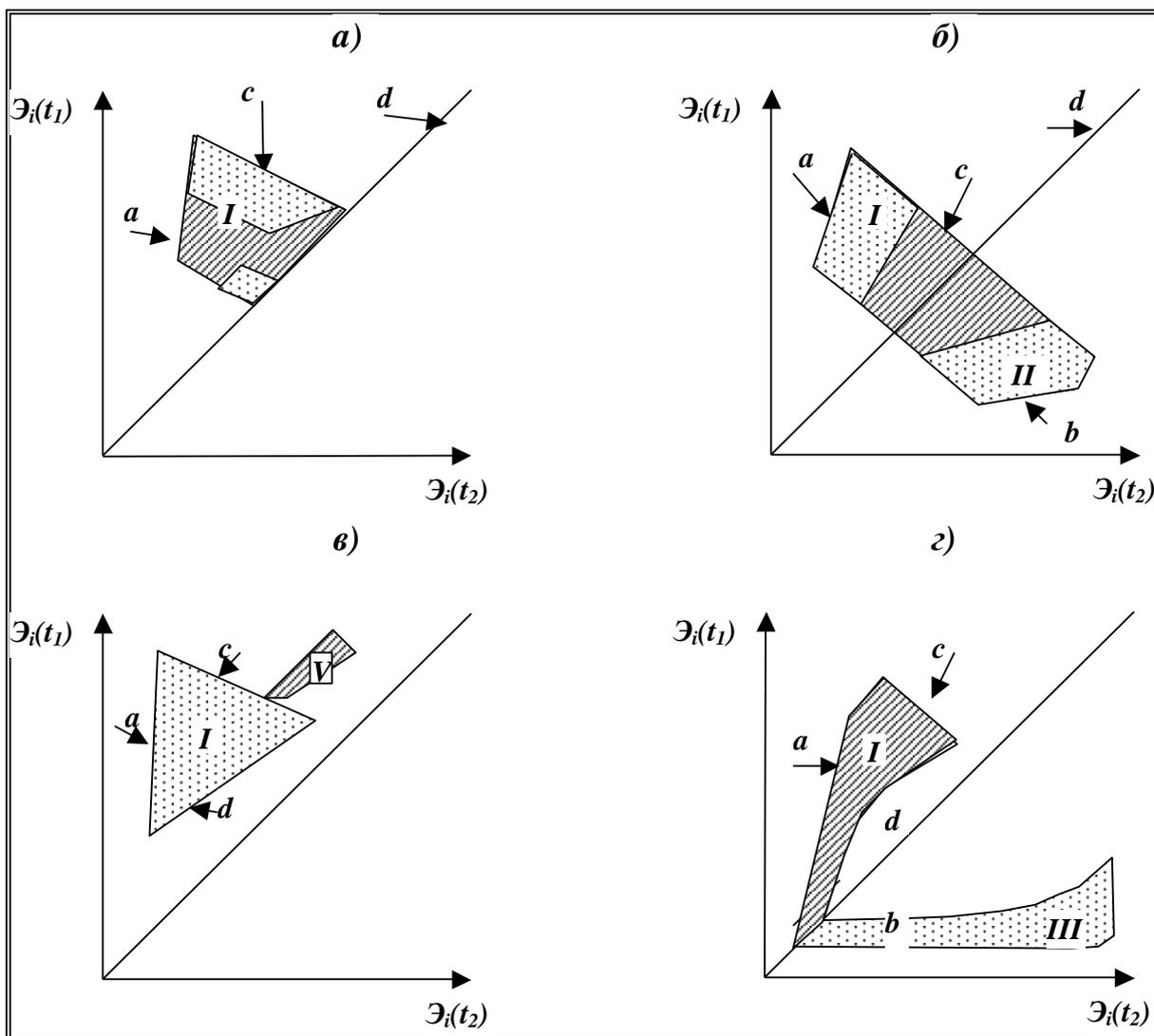


Рис. 1.3.3. Формирование объектов: а) стабильная адаптация с ограничением по продуктам ВЭ – потоков; б) стабильная и структурная адаптация с ограничением по продуктам ВЭ-потоков, в) стабильная адаптация с постоянным ВЭ-потоком; г) стабильная и катастрофическая адаптация. Точками покрыты наиболее вероятные состояния объекта. Выделены области: *I* – стабильной адаптации, *II* – структурной адаптации, *III* – катастрофической адаптации.

II. На фазовой плоскости $\mathcal{E}_i(t_1) - \mathcal{E}_i(t_2)$ параметр объекта $P_j(t_2)$ может меняться либо постепенно, либо скачком. Рассмотрим 8 основных вариантов постепенного изменения $P_j(t_2)$.

На рис.1.3.4, где показан фазовый портрет адаптации объекта, изменения его параметра характеризуются градиентом ∇P_j :

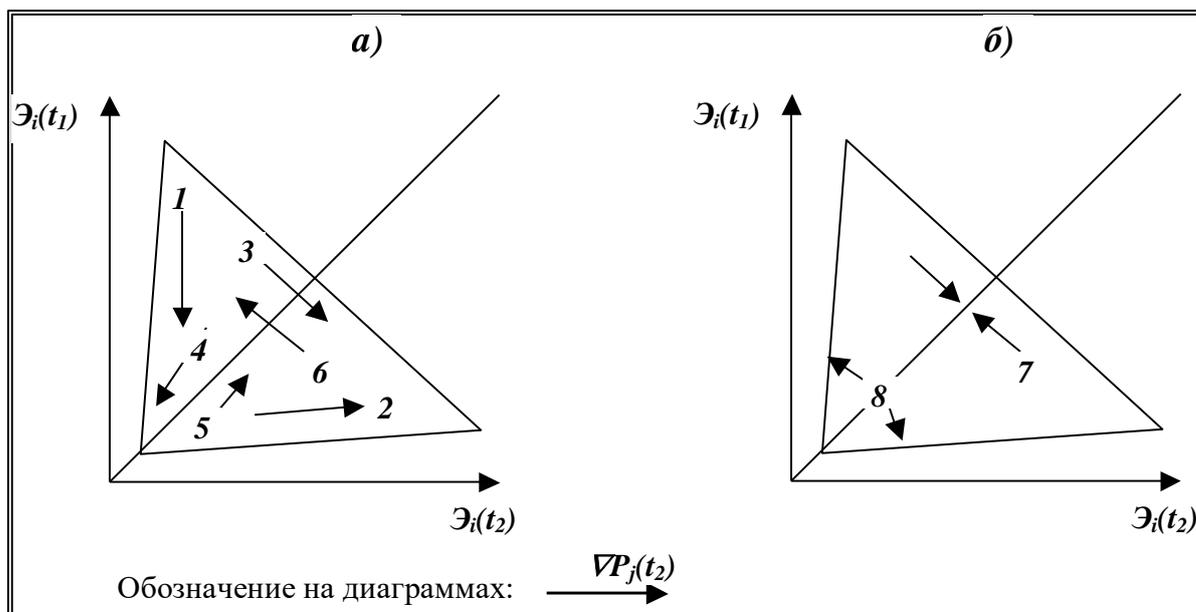


Рис. 1.3.4. Связь состояний объекта с вектором градиента его параметра $\nabla P_j(t_2)$:

1 - ВЭ – поток уменьшает $\nabla P_j(t_2)$; 2 - $\nabla P_j(t_2)$ увеличивает ВЭ-поток; 3 – рост $\nabla P_j(t_2)$ сопровождается увеличением устойчивости старых связей объекта; 4 – снижение $\nabla P_j(t_2)$ приводит к росту ёмкости объекта по ВЭ-продукту; 5 – ёмкость объекта возрастает с увеличением $\nabla P_j(t_2)$; 6 – рост $\nabla P_j(t_2)$ ослабляет жёсткость структуры объекта; 7 - устойчивость основных каналов ВЭ- потока увеличивается с ростом $\nabla P_j(t_2)$; 8 – увеличение $\nabla P_j(t_2)$ сопровождается усилением унаследованности ВЭ - потока по наименьшим и наибольшим значениям.

1. Ёмкость объекта по ВЭ - продукту увеличивается с ростом значения параметра объекта. В данном варианте рост значения параметра объекта контролирует увеличение стабильности старой структуры объекта.

2. Увеличение значения параметра объекта сопровождается снижением изменчивости ВЭ – потока.

Два следующих варианта являются более сложными по изменению параметра объекта.

3. Увеличение P_j сопровождается ростом устойчивости основных структурных связей объекта, транспортирующих ВЭ - поток с постоянной интенсивностью (рис. 1.3.4).

4. Существует прямая связь между значением параметра P_j и унаследованностью интенсивности ВЭ - потока по наименьшим и наибольшим значениям $\mathcal{E}_i(t_3)$.

III. Скачкообразное изменение параметра P_j может быть связано с различными этапами развития или состояниями объекта (рис. 1.3.5):

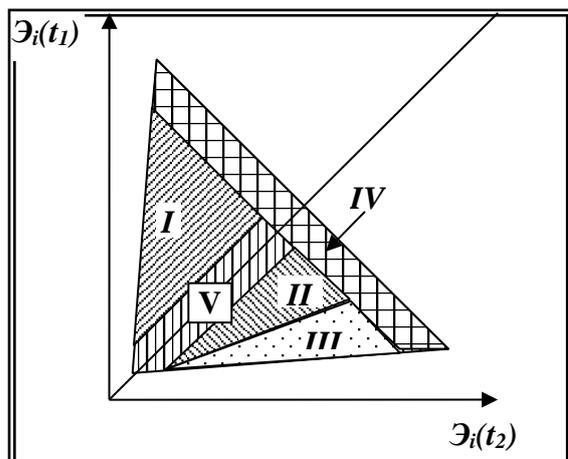


Рис. 1.3.5. Этапы развития и состояния объекта на фазовой плоскости ВЭ-потока:
 I – стабильная адаптация,
 II – структурная адаптация,
 III – катастрофическая адаптация,
 IV – область предельной ёмкости по ВЭ – продукту,
 V – область постоянной проводимости по ВЭ – продукту.

- а) этап стабильной адаптации (область I);
- б) этап структурной адаптации (область II);
- в) этап катастрофической адаптации (область III);
- г) состояние предельной ёмкости по ВЭ - продукту (область IV);
- д) состояние постоянной проводимости ВЭ - потока (область V).

Поэтому аномально высокие или аномально низкие значения параметра P_j могут располагаться внутри указанных областей. Это будет означать, что параметр P_j контролируется параметром $Э_i(t_1)$ и в свою очередь определяет значение $Э_i(t_3)$. То есть, аномальное значение P_j определяет то или иное состояние объекта (например, структурную адаптацию объекта), другими словами, в той или иной степени управляет его состоянием.

IV. На диаграмме D-V («Содержание элементов объекта – Величина объекта») поле существования объекта обычно размыто. То есть, отсутствует чёткая корреляция между этими параметрами объекта. Это обусловлено тем, что на их взаимосвязь действуют и другие факторы. Поэтому необходимо анализировать граничные линии поля разрешённых состояний.

Граничные линии по предельным размерам объекта показывают его состояния в наиболее благоприятных для роста условиях. То есть, предельное соотношение между его размером и удельным содержанием элементов. Линия

«*a*» ограничивает подмножество объектов, развивающихся с расширением (рис. 1.3.6, а). Линия «*b*» ограничивает подмножество объектов, развивающихся со сжатием. Эти подмножества на диаграмме могут занимать отдельные области (рис. 1.3.6, б). Или же могут выделяться как кластеры внутри поля существования всего множества объектов.

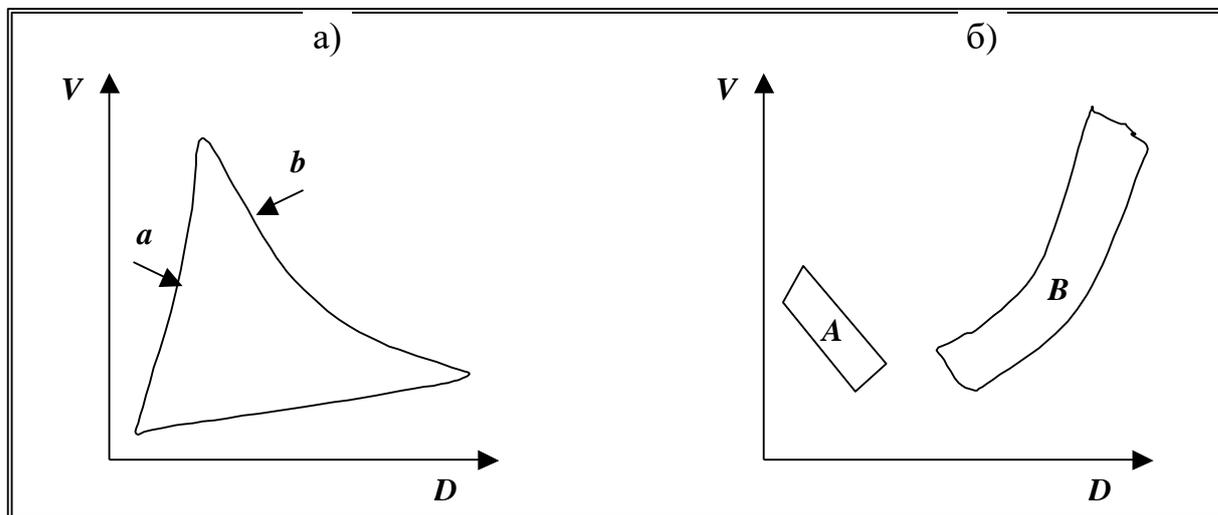


Рис. 1.3.6. Взаимосвязь между концентрацией элементов D в объекте и размером объекта V .

а) граничные линии поля существования объекта: линия *a* – развитие объекта с расширением объекта, линия *b* – развитие со сжатием.

б) поля существования 2-х подмножеств объектов: А – развивающихся со сжатием, В – развивающихся с расширением.

Образование и успешное развитие объекта происходит при выполнении пространственно - векторных $VЭ$ условий (вещественно - энергетических условий). Поэтому $V-D$ взаимосвязь объясняется следующим:

1. Прямая зависимость между концентрацией элементов (D) и размером объекта (V) означает, что, при благоприятных условиях, увеличение числа элементов в единице объёма объекта вызывает его рост. То есть, концентрация D может расти. Это, с некоторым запаздыванием, будет увеличивать величину V объекта.

2. Обратная зависимость между V и D указывает на существование сил, стягивающих элементы к центру объекта. Сжатие происходит либо в процессе возникновения объекта, либо при его адаптивном изменении.

V. Для выяснения роли $VЭ$ - потока в развитии объекта, на $V-D$ диаграмме каждую фазовую точку охарактеризуем значением параметра $VЭ$ - потока, испытавшего воздействие внешней среды. То есть, на фазовой плоскости построим рельеф состояния внешней среды. Возможны различные изменения градиента $VЭ$ – потока (рис.1.3.7).

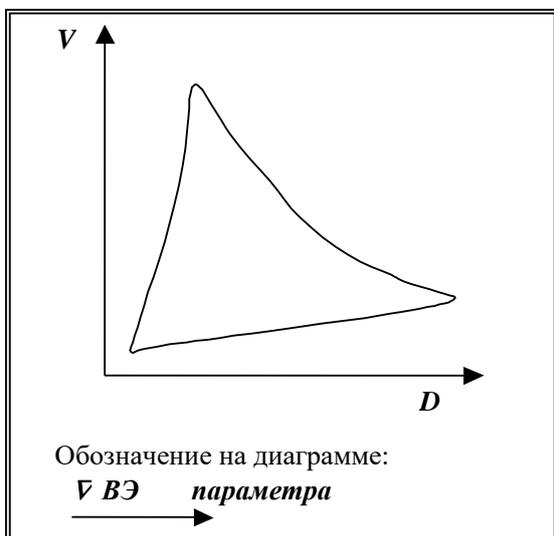


Рис. 1.3.7. Изменение объекта в зависимости от градиента $VЭ$ – потока:

- 1 – объект сжимается;
- 2 – объект расширяется, дефицит элементов;
- 3 – объект расширяется, содержание элементов возрастает.

В первом варианте размеры объекта уменьшаются, содержание элементов возрастает. Увеличение содержания элементов может быть вызвано либо просто их

стягиванием к центру объекта (в геологии), либо одновременным образованием новых элементов, либо поступлением элементов из некоего источника в центр объекта.

Во втором варианте объект расширяется. Новые элементы либо не возникают, либо расширение объекта опережает рост числа элементов.

В третьем варианте рост объёма объекта идёт одновременно с резким увеличением числа элементов.

VI. Выявление взаимосвязи между параметрами среды и параметрами объекта, а также между двумя параметрами объекта производится на обычных диаграммах. То есть, рассматривается состояние объекта на фазовой плоскости. Поиск взаимозависимых параметров ведётся простым перебором пар параметров, для которых выясняется степень взаимосвязи.

Связь может выражаться в виде корреляционной зависимости. Это наиболее простой случай для интерпретации. При более сложной зависимости фазовые точки образуют поле существования. В таких ситуациях необходимо:

а) выделить подмножества из множества состояний объекта по одному или по нескольким параметрам;

б) каждое подмножество анализировать на отдельной диаграмме;

в) на этой фазовой диаграмме фазовые точки характеризовать параметром $BЭ$ – потока.

Поскольку $BЭ$ - параметр для фазовой точки находим как суммарное воздействие $BЭ$ - потока, то вдоль градиента $BЭ$ - параметра происходит переход от состояний объекта молодого возраста к состояниям объекта старого возраста. Это в том случае, если отсчёт времени ведётся в условной системе: в единицах $BЭ$ - продукта. С такой системой отсчёта времени следует согласиться, поскольку в условиях отсутствия $BЭ$ - потока объект не развивается.

И, следовательно, собственное время объекта замедляется.

Фазовая диаграмма, где проведены изолинии $BЭ$ - параметра, позволяет выяснить форму зависимости между двумя изучаемыми параметрами в связи с развитием объекта. Если из рассматриваемого подмножества выделить входящее в него подмножество нижнего уровня с одинаковыми значениями данного $BЭ$ - параметра, то внутри него зависимость между параметрами будет близка к корреляционной.

1.4. Основные выводы по первой главе «Теоретические и методологические основы адаптивного анализа объектов неживой природы»

Из первой главы следуют:

1. **Защищаемое положение:** Теория адаптации объектов неживой природы базируется на гипотезах о неравенстве элементов одного вида, о свойстве элементов создавать меж-элементные связи и содержит три основных следствия: элементарный акт адаптации объекта к внешнему воздействию заключается в разрыве слабой связи между элементами и последующем случайном создании более прочной связи; по мере роста внешнего воздействия объект проходит через три этапа адаптации – стабильной, структурной и катастрофической; в ходе адаптации объекта сопряжённо изменяются его величина и концентрация элементов. Разработанные основные положения теории адаптации стали научной базой для методологии адаптивного анализа объектов неживой природы. Методология включает определение внешних факторов, к которым объект адаптируется; выявление адаптивных параметров объекта, меняющихся под внешним воздействием; установление механизма адаптации объекта.

2. **Научная новизна:** Разработаны основные положения теории адаптации объектов неживой природы, откуда вытекают три следствия: единичным актом адаптации является разрыв слабых связей между элементами объекта и последующее случайное создание сильных связей; объект проходит этапы стабильной, структурной, катастрофической адаптации по мере усиления внешнего воздействия; при адаптации объекта взаимосвязанно изменяются его величина и содержание элементов.

Глава 2.

Адаптивный анализ угленосной толщи

2.1. Методология адаптивного анализа угленосной толщи

2.1.1. Цель исследований

Цель адаптивного анализа угленосных отложений – это выяснение применимости к ним теории адаптации, а при положительном ответе – нахождение новых закономерностей торфо -, (угле) - образования. Эти закономерности необходимы для повышения достоверности прогнозирования параметров угольных месторождений.

Поставлены следующие задачи:

1. Узнать, происходила ли адаптация элементов ландшафта эпохи торфообразования к воздействию водных потоков в бассейне седиментации?
2. Выявить, при положительном ответе на предыдущий вопрос, ранее неизвестные взаимосвязи между угольным пластом и углевмещающими отложениями, отображающими гидродинамические параметры бассейна седиментации, с целью повышения достоверности прогнозирования мощности, морфологии угольного пласта и малоамплитудных тектонических нарушений.
3. Установить, выполняется ли следствие из теории адаптации о взаимосвязи между размером объекта и концентрацией объект образующих элементов? Или, применительно к угольным бассейнам, существует ли взаимосвязь между площадью распространения и мощностью угольного пласта; между площадью угольного бассейна и коэффициентом угленосности?

2.1.2. Используемая информация

Исследования угленосной толщи базируются на информации, собранной автором в Восточном Донбассе с 1968 по 1984 годы и в Кузбассе с 1984 по настоящее время. За это время задокументировано около 100 000 метров обнажений каменноугольной толщи, изучено около 2000 аншлифов угля и пород, составлено более 100 геолого-генетических, прогнозных карт для угольных шахт, снят научный фильм об угольных пластах и углевмещающих породах на Талдинском угольном карьере.

Была формализована и проанализирована информация о гранулометрических ритмах с общей мощностью 105 000 метров отложений карбона и перми. Написана и реализована на шахтах Кузбасса компьютерная программа GeoMaster, служащая для хранения данных, построения геоморфологических разрезов и расчёта прогнозных карт. Программа GeoMaster была написана В.Ш. Гумириным, алгоритмы программы подготовлены по результатам адаптивного анализа угленосной толщи.

Для обработки данных по угольным пластам и угленосной толще применялись фазовые диаграммы (см. п.п.1.2.2, 1.2.3, 1.2.4). Строились фазовые портреты адаптации объекта (ландшафта) к воздействию водной среды и приносимых наносов. А также создавались фазовые портреты развития объекта во времени. Кроме того, проанализирована информация о 154 угольных бассейнах, угленосных районах и месторождениях мира из работ К.В. Миронова [221] и А.К. Матвеева [214, 215].

В ходе анализа информации по угольным бассейнам строились диаграммы: «Площадь бассейна - Коэффициент угленосности (торфоносности)», (п. 2.5.1), «Площадь угольного пласта – Мощность угольного пласта». На каждой диаграмме рассматривался третий параметр бассейна. То есть, изучались фазовые портреты адаптации угольных бассейнов.

2.1.3. Методология адаптивного анализа угленосной толщи

В процессе подготовки и в ходе анализа сделана логическая увязка терминов теории адаптации с терминами угольной геологии (табл. 2.1.1).

Таблица 2.1.1

Соответствие терминов геологии и теории адаптации объектов

Термины теории адаптации объектов неживой природы	Термины угольной геологии	
	объект, процесс или параметр бассейна седиментации	отображение в литологической колонке
Объект верхнего уровня (K_3)	Обстановка осадконакопления	Осадочная свита, или ее часть
Объект среднего уровня (K_2)	Ритмично повторяющееся структурированное множество ландшафтов (<i>ритм ландшафтов</i>)	<i>Гранулометрический ритм (ГР)</i>
Объект нижнего уровня (K_1)	Ландшафт со стабильным рельефом	Синхронный осадочный слой
Интенсивность потока энергии из среды в объект	Средняя скорость наносонесущих водотоков ритма ландшафтов	<i>Удельная динамичность осадконакопления (У) для ГР</i>
Структура объекта K_1	Рельеф ландшафта	Породные тела в синхронном слое
Структура объекта K_2	Местоположение наносонесущих водотоков для ритма ландшафтов	Местоположение породных тел для <i>ГР</i>
Стабильная адаптация K_3	Унаследованность рисунка наносонесущих водотоков от прежнего ритма ландшафтов к настоящему.	Унаследованность удельной динамичности осадконакопления (<i>У</i>) в смежных <i>ГР</i>
Структурная адаптация K_3	Изменение рисунка наносонесущих водотоков от прежнего ритма ландшафтов к настоящему, из-за роста скорости течения, с наследованием депрессий палеорельефа.	Резкий рост <i>У</i> в верхнем ритме по сравнению с подстилающим
Катастрофическая адаптация K_3	Изменение рисунка наносонесущих водотоков без наследования депрессий палеорельефа	То же

Причины, по которым гранулометрическому ритму ставится в соответствие множество сменяющихся во времени родственных ландшафтов, т.е., ритм ландшафтов, заключаются в следующем:

1. В каждый момент осадконакопления *поверхность сменяющихся по латерали слоёв разного состава образует синхронный рельеф ландшафта*. Следовательно, *множество всех слоёв гранулометрического ритма представляет собой отображение множества синхронных палеорельефов*, сменяющихся друг друга во времени, то есть, соответствует *множеству сменяющихся родственных ландшафтов*. Поэтому гранулометрический ритм можно разделить на множество синхронных слоёв, каждый из которых состоит из множества породных тел различного состава.

2. Синхронный палеорельеф является связным объектом в пределах изучаемой площади и соответствует понятию *объект нижнего уровня K_1* . Следовательно, синхронный слой тоже является целостным объектом.

3. Элементы из множества взаимозависимых родственных ландшафтов гранулометрического ритма соответствуют объектам нижнего уровня K_1 . А само множество родственных ландшафтов (ритм ландшафтов), т.е., объектов нижнего уровня K_1 , образует объект среднего уровня K_2 , который отображён и сохранен в виде гранулометрического ритма.

Автор исследовал обстановку осадконакопления, локализованную в пределах угольного месторождения, в ее развитии, т.е., исследовал объект K_3 (см. табл. 2.1.1), запечатлённый в отложениях угленосной свиты.

Оценку интенсивности потока водной энергии, проходящей сквозь объект, можно сделать лишь для объекта K_2 «*Ритм ландшафтов*», который соответствует гранулометрическому ритму, ограниченному реперными горизонтами: угольным пластом или слоем известняка. Энергетическое состояние объекта K_3 «*Обстановка осадконакопления*» оценивалось по изменению энерго -, массопроводимости для сменяющихся друг друга во времени *ритмов*

ландшафтов, сформировавших гранулометрические ритмы. При этом мы исходили из следующих положений:

- 1) рельеф бассейна седиментации и энергия водной среды определённым образом взаимосвязаны [225];
- 2) новый гранулометрический ритм начинает формироваться на рельефе, оставшемся от предыдущего гранулометрического ритма [71].

Согласно теории адаптации, остаточная структура старого ритма ландшафтов должна изменяться на тех участках, где водная энергия, формирующая новый ритм ландшафтов, гораздо больше энергии образования подстилающего, старого ритма.

При оценке энергии водной палеосреды мы использовали понятие «динамичность осадконакопления» (D), которое было введено А.Г. Кобилевым и использовалось исследователями Новочеркасской школы угольщиков - В.С. Лазаревым, М.М. Лосем, М.С. Ковальской и др. «Это понятие отражает сумму кинетической энергии, затраченной на образование слоя или комплекса слоёв» [161]. Однако динамичность осадконакопления, как видно из формулы (2.1.1), характеризует *работу* водной среды, а не *энергию*, и не позволяет *сравнивать энергетические показатели* гранулометрических ритмов разной мощности.

Условно примем, что в единицу времени накапливается один метр рыхлых осадков, и, разделив динамичность осадконакопления на мощность ритма, получим некий аналог *энергии водной среды*. Так нами было введено новое понятие - *энергетический показатель древнего осадконакопления* - «удельная динамичность осадконакопления» (U), позволяющая сравнивать динамичность осадконакопления двух гранулометрических ритмов *разной мощности*, то есть, энергетические показатели двух водных бассейнов, где возникли два гранулометрических ритма, различающиеся по их мощности.

При расчёте динамичности осадконакопления (D) мы использовали более реалистичные отношения энергии водной среды, где отлагались глина (Γ),

алевроит (А) и песок (П) – $\Gamma:A:П \equiv 1:10:100$, в то время как А.Г. Кобилев ошибочно применял другие отношения, равные $\Gamma:A:П \equiv 1:2:4$. Мы исходили из того, что гидравлическая крупность, как и скорость осаждения, для глинистых, алевроитовых и песчаных частиц соотносятся как $\Gamma:A:П \equiv 1:10:100$ [188]:

$$D = M_{\Gamma} + 5 M_{a\Gamma} + 10 M_a + 100 M_n, \quad (2.1.1)$$

где M_{Γ} , $M_{a\Gamma}$, M_a , M_n - суммарные мощности слоёв, в гранулометрическом ритме, соответственно аргиллита, алевроитистого аргиллита, алевролита и песчаника.

Удельная динамичность осадконакопления вычислялась по формуле:

$$Y = D/M_{ис}, \quad (2.1.2)$$

где $M_{ис}$ - исходная мощность гранулометрического ритма в стадию диагенеза,

$$M_{ис} = 3 \cdot M_{\Gamma} + 2.5 \cdot M_{a\Gamma} + 1.9 \cdot M_a + 1.4 \cdot M_n, \quad (2.1.3)$$

где 3; 2.5; 1.9; 1.4 - коэффициенты уплотнения соответственно глины, алевроитистой глины, алевроита и песка [128].

В п. 1.1.3.4 мы отметили, что структурная и катастрофическая адаптации объекта, например K_3 , происходят в нестационарных условиях, когда меняется величина $BЭ$ - потока. Поэтому, для изучения адаптации объекта K_3 , мы сравнивали энергию формирования двух гранулометрических ритмов, смежных во времени, т. е. подстилающего и перекрывающего ритмов, для чего автор использовал понятие «гидродинамическая изменчивость» (I):

$$I = Y_B/Y_H, \quad (2.1.4)$$

где Y_B , Y_H - удельная динамичность осадконакопления, соответственно, перекрывающего гранулометрического ритма, и подстилающего пласт ритма.

2.1.4. Методика построения фазовых диаграмм

Для выяснения закономерностей *временной изменчивости* ландшафта развивающейся обстановки осадконакопления (объекта K_3) строились фазовые портреты развития объекта во времени. *Пространственная изменчивость*

ландшафта изучалась на фазовых портретах адаптации.

Фазовый портрет развития, в течение какого-то времени, объекта «*обстановка осадконакопления*» строился следующим образом. По горизонтальной оси диаграммы откладывалось значение U_B , а по вертикальной оси - U_H . Точка на диаграмме показывает величину и соотношение удельной динамичности осадконакопления двух смежных ритмов. На литологической колонке скважины последовательно снизу-вверх выделялись пары ритмов. Верхний ритм предыдущей пары рассматривался в качестве нижнего ритма последующей пары:

$$U_H(i+1) = U_B(i), \quad (2.1.5)$$

где i - номера пар ритмов, снизу-вверх.

На диаграмме «*Фазовый портрет адаптации углеобразующего торфяника*» по оси абсцисс откладывались значения U_B , вычисленные по гранулометрическому ритму кровли, а по оси ординат - значения U_H для ритма почвы пласта. Можно рассматривать построенную таким образом диаграмму как *фазовый портрет адаптации болотной обстановки осадконакопления*, содержащей углеобразующий торфяник, поскольку здесь изучаются ландшафтные ритмы предшествующего торфообразованию времени, и следующего после торфонакопления времени. Но, так как одновременно, и в связи с ритмами, изучается угольный пласт, то более правильное название диаграммы «*Фазовый портрет адаптации объекта углеобразующий торфяник*».

Формализованная геологическая информация анализировалась в следующем порядке:

1. По 230 ритмам выяснялись общие закономерности осадконакопления для 6 свит верхнего карбона.

2. По 92 ритмам изучалось суммарное влияние \mathcal{U}_B и \mathcal{U}_H на структурно-текстурные показатели отложений перекрывающего ритма, и на строение и на мощность угольного пласта, расположенного между ритмами.

3. По 945 ритмам, отдельно для 9 угольных пластов, рассматривалась адаптация торфяника: изменение строения, мощности и зольности в связи с величиной и с различным соотношением удельной динамичности осадконакопления перекрывающего и подстилающего ритмов.

4. По 58 ритмам изучалось влияние \mathcal{U}_H на \mathcal{U}_B ритма регрессивного вида.

2.2. АДАПТИВНЫЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

2.2.1. Общие закономерности адаптации углеобразующей обстановки осадконакопления

Любая точка на *фазовом портрете развития* обстановки осадконакопления (объекта K_3) характеризует гидроэнергетическое состояние пары смежных во времени ритмов. Поэтому, говоря «пара ритмов», автор имеет в виду *фазовую точку* на диаграмме $Y_в - Y_н$, и наоборот.

Все фазовые точки для 6 свит верхнего карбона Восточного Донбасса с вероятностью 0.96 образуют поле *разрешённых гидродинамических состояний водного бассейна (поле РГС)*, при следующих значениях удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма $Y_н$ и верхнего гранулометрического ритма $Y_в$ (рис. 2.2.1):

$$0 \leq (Y_в, Y_н) \leq 71$$

Это поле ограничено линиями:

$$Y_в = 0.1 \times Y_н - 3, \quad (\text{линия } a)$$

$$Y_в = 20 + 20 \times Y_н, \quad (\text{линия } b)$$

$$Y_в = 76 - 0.92 \times Y_н. \quad (\text{линия } c)$$

Предложена геолого-генетическая интерпретация линий *a, b, c*:

Линия *a* - связана с унаследованностью средней скорости водотоков в бассейне, формирующем верхний ритм, от бассейна нижнего гранулометрического ритма: $Y_в = f(Y_н)$, при малой изменчивости Y , т.е. $I < 1$.

Линия *b* - связана с унаследованностью средней скорости водотоков от нижнего гранулометрического ритма к верхнему при $I > 1$.

Линия *c* - результат миграции наносонесущих артерий.

По генезису **верхнего** гранулометрического ритма все пары ритмов

были разделены на следующие типы:

- а) регрессивный,
- б) трансгрессивный,
- с) трансгрессивно - регрессивный.

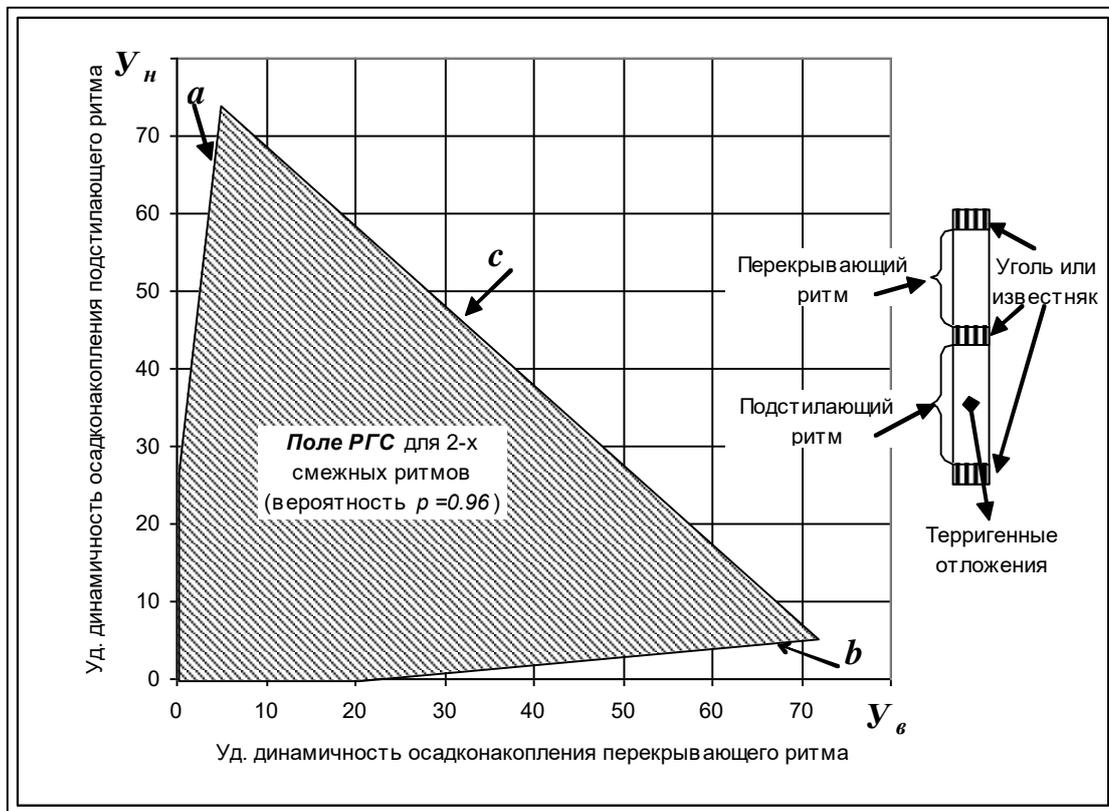


Рис. 2.2.1. Фазовый портрет развития фациальной обстановки во времени. Поле разрешённых гидродинамических состояний (поле РГС) ограничено линиями *a*, *b*, *c*: *a*, формула ($Y_v = 0,1 Y_n - 3$); *b*, формула ($Y_v = 20 + 20 Y_n$); *c*, формула ($Y_v = 76 - 0,92 Y_n$).

2.2.2. Адаптация обстановки осадконакопления, сформировавшей верхний ритм регрессивного типа

Фазовые точки регрессивного типа образуют три поля разрешённых гидродинамических состояний (РГС): *A*, *B*, *C* (рис. 2.2.2). Поле *A* указывает на прямую зависимость удельной динамичности осадконакопления верхнего гранулометрического ритма от удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма при $Y_v \leq Y_n$. Это связано с унаследованностью Y_v от Y_n , вызванной устойчивостью морфоструктуры обстановки осадконакопления при малой изменчивости воздействия среды (при $I < 1$), в ходе

формирования последовательных во времени ритмов.

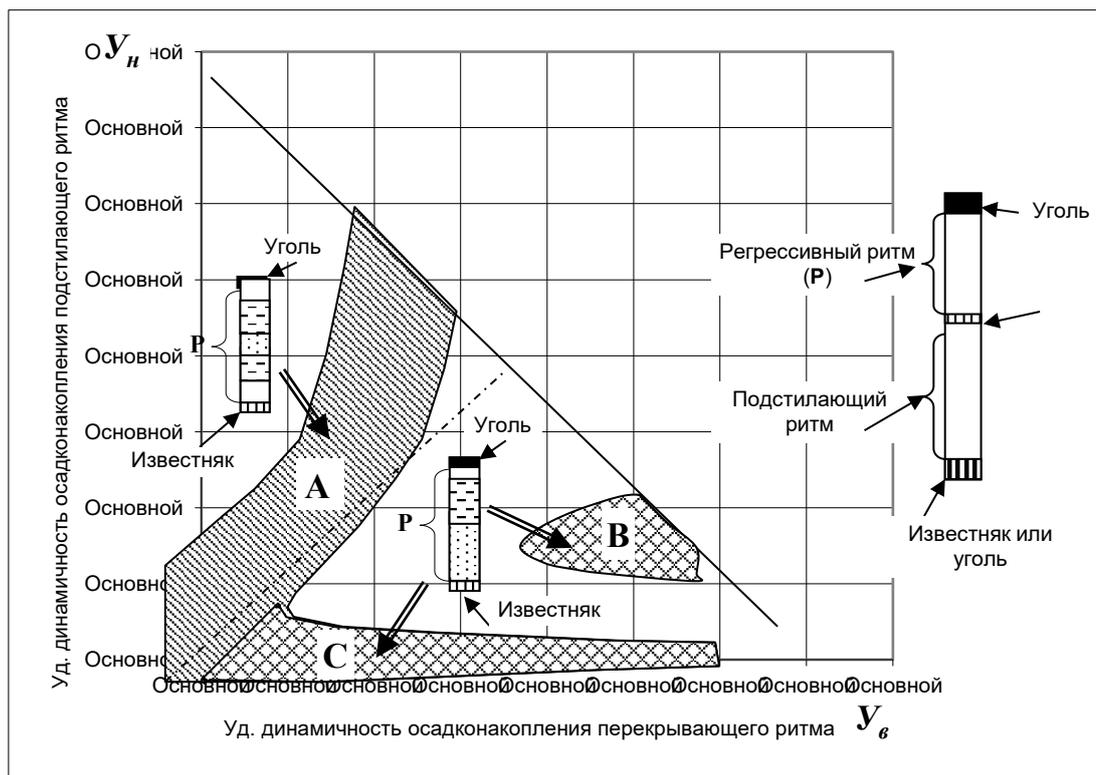


Рис. 2.2.2. Фазовый портрет адаптации ландшафтов, сформировавших регрессивный ритм.

Следовательно, поле *A* – это зона стабильной адаптации. Поле *B* возникает тогда, когда унаследованное значение V_6 для некоторых верхних ритмов из поля *A* больше U_n . То есть, когда средняя скорость водотоков, формирующих верхний ритм, возрастает по сравнению с тем же для нижнего гранулометрического ритма. При этом фазовая точка с вероятностью 0,5 перемещается из поля *A* в поле *B*. Следовательно, поле *B* - это результат структурной адаптации объекта K_3 . Поле *C* образуется, если значение $U_B > U_n$ для основной части ритмов из поля *A*. Фазовая точка перемещается из поля *A* в поле *C*, с вероятностью 0,75. Следовательно, поле *C* является результатом катастрофической адаптации объекта. В палеоландшафтном аспекте, поля *B* и *C* соответствуют мигрирующим дельтовым протокам, сформировавшим верхний ритм, а поле *A* – *механической пойме*⁴ дельтовой равнины.

⁴ Термин «механическая пойма» означает «прилегающее к главному руслу или русловой промоине выровненное аккумулятивное пространство, временно или постоянно находящееся под водой». (Л.Д.Курдюмов. Закономерности эрозионно-аккумулятивного процесса. -Л.:Гидрометеиздат, 1977-128 с.).

2.2.3. Адаптация обстановки осадконакопления, сформировавшей верхний ритм трансгрессивного типа

Пары с гранулометрическим ритмом трансгрессивного вида образуют два поля (рис. 2.2.3). Поле *D* указывает на прямую зависимость V_v от V_n при $V_v < V_n$. Данное поле образуют те пары ритмов, верхний гранулометрический ритм которых соответствует отложениям поймы и механической поймы. Поле *D* соответствует стабильной адаптации объекта K_3 .

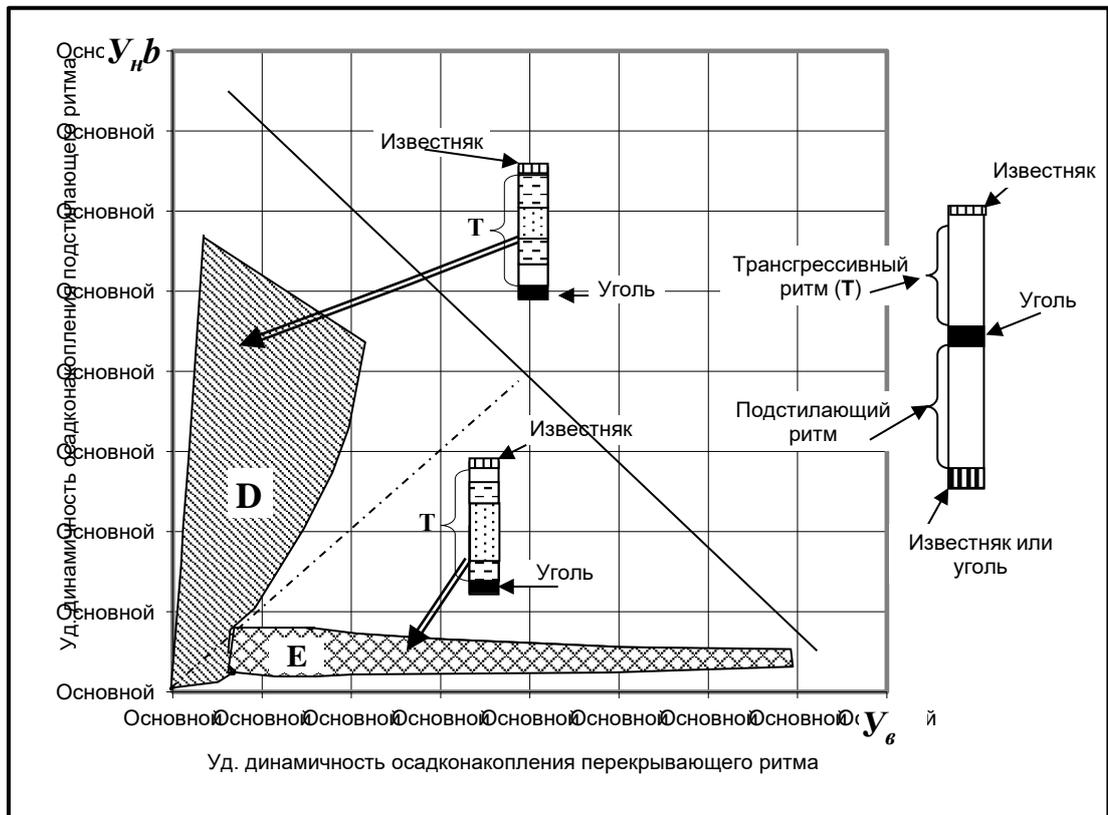


Рис. 2.2.3. Фазовый портрет адаптации ландшафтов, сформировавших трансгрессивный ритм.

Когда в поле *D* унаследованная величина усреднённой скорости водных потоков, сформировавших верхний гранулометрический ритм, больше его значения для нижнего гранулометрического ритма ($V_v > V_n$), то происходит структурная адаптация объекта и фазовая точка смещается в поле *E*. Вероятность такого события 0.75. Поле *E* образовано отложениями переместившихся на пойму аллювиально-дельтовых проток и соответствует катастрофической адаптации объекта K_3 .

2.2.4. Адаптация обстановки осадконакопления, сформировавшей верхний ритм трансгрессивно - регрессивного типа

Пары с верхним гранулометрическим ритмом трансгрессивно - регрессивного типа заполняют все поле *РГС* (рис. 2.2.4). Для таких пар анализировалось влияние U_e и U_n на мощность угольного пласта, разделяющего нижний и верхний гранулометрический ритмы.

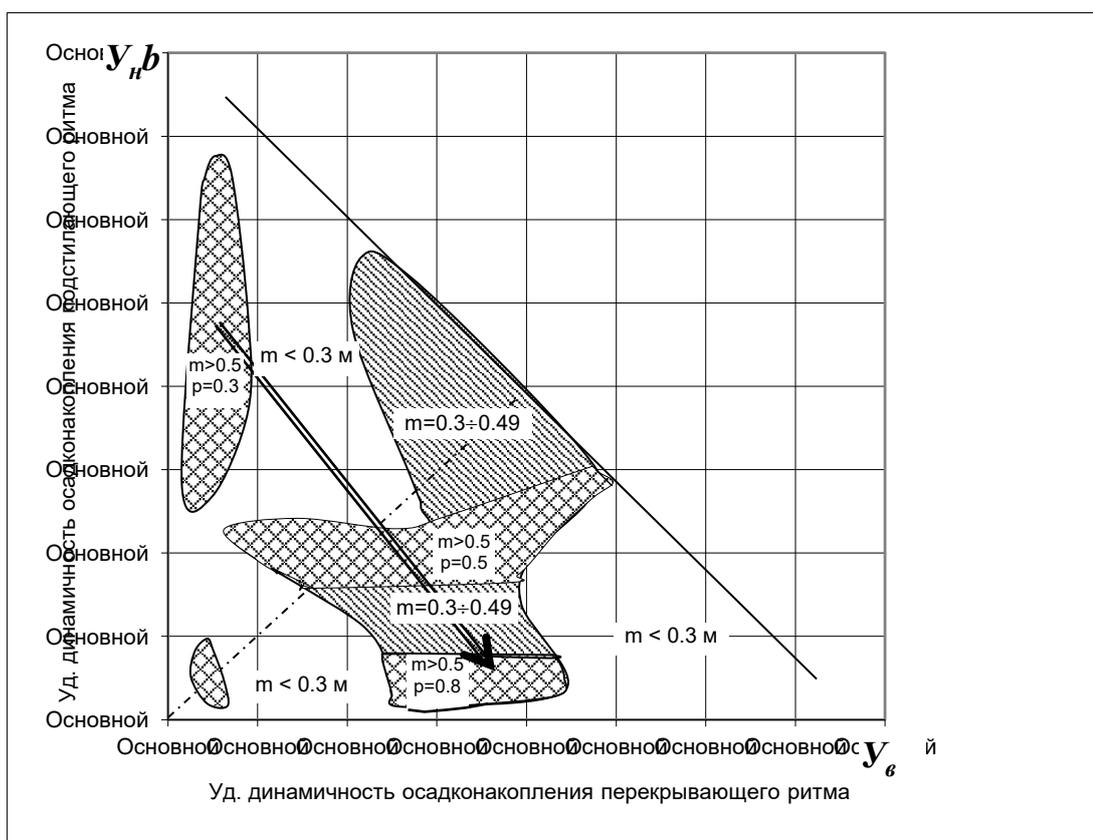


Рис 2.2.4 Фазовый портрет адаптации ландшафтов, сформировавших верхний ритм трансгрессивно-регрессивного м: m – мощность пласта, разделяющего верхний и нижний ритмы; p – вероятность встречи угольного пласта с указанной мощностью. Стрелка показывает направление роста вероятности (p) встречи угольных пластов рабочей мощности ($m > 0.5$ м).

Из рисунка 2.2.4 видно, что вероятность встречи угольных пластов мощностью более 0.5 м возрастает в направлении снижения U_n при одновременном увеличении U_e .

То есть, чем меньше средняя скорость водотоков, сформировавших гранулометрический ритм почвы, тем выше вероятность возникновения мощного

угольного пласта, а также выше вероятность более высокой скорости водотоков, формирующих гранулометрический ритм кровли угольного пласта.

Это объясняется следующим. Над гранулометрическим ритмом с низкой скоростью водных потоков, сформировавших осадки почвы, раньше прекращали деятельность внутриболотные водотоки, и раньше начиналось торфонакопление. Поэтому мощность торфяника здесь была выше, чем на соседних участках. На этапе прекращения торфообразования и захоронения торфяника более быстрые водотоки проникали на участки с большей мощностью торфяной залежи вследствие интенсивного уплотнения более мощного торфяника [72].

Отсутствие на диаграмме чётких признаков структурной адаптации указывает на нарушение унаследованности удельной динамичности осадконакопления в смежных гранулометрических ритмах, или, что то же самое, средней скорости водотоков в следующих друг за другом *ритмах ландшафтов*.

Причиной этого является уменьшение высотной контрастности морфоструктуры подстилающего гранулометрического ритма в результате его выравнивания перекрывающим торфяником.

Обращает внимание отсутствие угольных пластов с мощностью более 0.5 м для пар ритмов, когда один из них имеет высокую удельную динамичность осадконакопления. Для почвы это $V_n > 65$, для гранулометрического ритма кровли - $V_g > 50$.

Причиной этого является интенсивная деятельность водотоков внутри торфяника, в первом случае в начальную стадию торфонакопления, во втором - в конечную стадию.

2.3. Адаптивный анализ углевмещающих отложений

2.3.1. Адаптация обстановки осадконакопления (объекта уровня K_3) в эпоху торфяного болота

Для ранее названных 6 свит отдельно анализировалась информация о парах гранулометрических ритмов, разделённых угольными пластами мощностью $t \geq 1$ м. Вероятность встречи фазовых точек, соответствующих таким парам ритмов, равна 0,05. Они образуют 2 кластера внутри поля разрешённых гидродинамических состояний (РГС) – кластеры **A** и **B** (рис. 2.3.1).

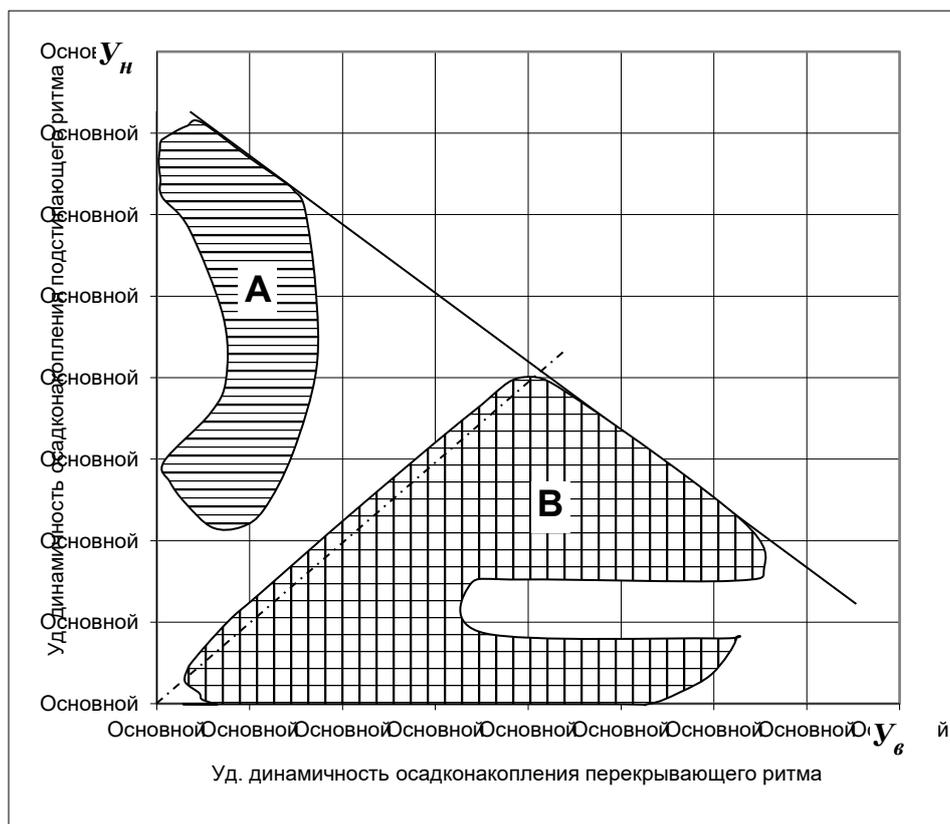


Рис. 2.3.1. Фазовый портрет адаптации обстановки осадконакопления, у которой пары гранулометрических ритмов разделены угольным пластом мощностью $t \geq 1$ м.

В кластер **A** попадают те фазовые точки, которые соответствуют стабильной адаптации объекта верхнего уровня (K_3) «обстановка осадконакопления» (см. табл.2.1.1), а в кластер **B** – фазовые точки, соответствующие

структурной и катастрофической адаптации объекта K_3 .

За пределами этих кластеров, внутри поля PGC , вероятность встречи угольных пластов с мощностью $m \geq 1$ м снижается до 0,001.

Фазовым точкам присваивались значения мощности угольного пласта, расположенного между гранулометрическими ритмами каждой пары. Затем строились изолинии мощности угольного пласта (рис. 2.3.2).

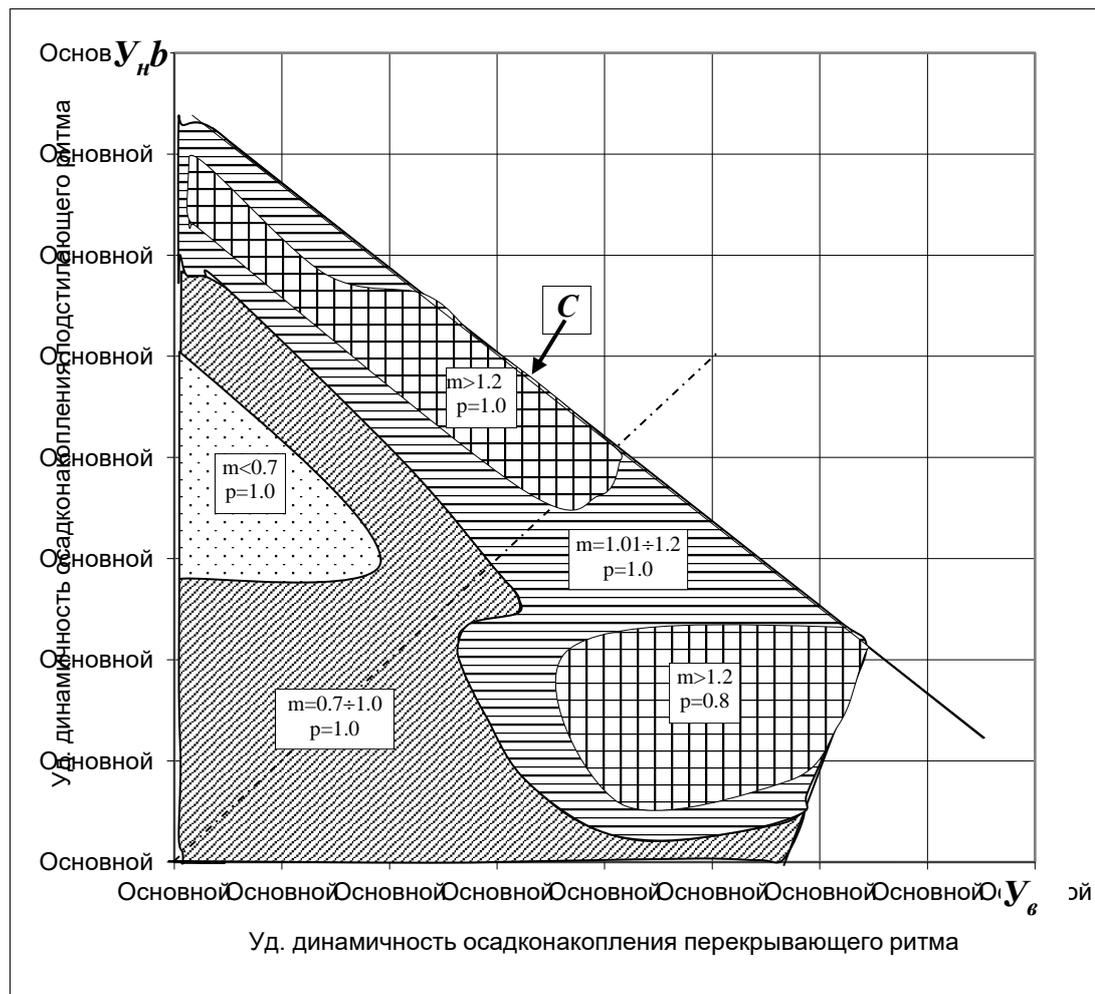


Рис. 2.3.2. Фазовый портрет адаптации угольных пластов рабочей мощности, разделяющих смежные гранулометрические ритмы. Обозначения: m – мощность угольного пласта, p – вероятность встречи угольного пласта с мощностью m , I – изменчивость, $I = Y_6 / Y_n$.

Распределение фазовых точек по зонам с разной мощностью угольного пласта подтверждает установленную связь между мощностью угольного пласта с одной стороны и удельной динамичностью осадконакопления перекрывающего и подстиляющего ритмов с другой (см. рис. 2.2.1). Линии

изомощности угольного пласта субпараллельны линии «с», ограничивающей общее поле *РГС* (см. рис. 2.3.2).

Причиной роста мощности угольного пласта при приближении к граничной линии «с», следовательно, и причиной субпараллельности линии «с» линиям изомощности угольного пласта, является повышенная мощность захороняемого торфяника, что приводило к более сильному уплотнительному прогибанию поверхности бассейна седиментации, к переуглублению дна водотоков и к проникновению более быстрых водных потоков, формировавших гранулометрический ритм кровли угольного пласта. Как следствие, именно вблизи линии «с» максимально возможная величина удельной динамичности осадконакопления верхнего ритма ($U_в$) для каждого значения удельной динамичности осадконакопления нижнего ритма ($U_н$).

Однако, если изменчивость средней скорости водотоков от нижнего гранулометрического ритма рассматриваемой пары к верхнему гранулометрическому ритму значительна ($I > 1$), то изомощности угольного пласта смещаются на 17 единиц $U_в$ в сторону ее низких значений. Это обусловлено тем, что участки с повышенной мощностью торфяника расположены над депрессиями ложа и представляют собой понижения рельефа. В эти понижения раньше начинали проникать внутриболотные протоки, а их русла переуглублялись из-за уплотнения захороняемого торфяника, что вызывало увеличение скорости потоков и осаждение в них наиболее крупнозернистых осадков. То есть, при $I > 1$ происходила структурная адаптация в ландшафте торфяного болота, развившаяся в возникновении русловых водотоков с высокой скоростью течения. Вероятность попадания разведочной скважиной в размывы угольного пласта и кровли, где уголь и аргиллиты кровли замещаются русловыми песчаниками, имеющими в плане узкую лентовидную форму, очень низка, и равна 0,005. А в междрусловой части отлагались пойменные глины и тонкозернистые алевриты, дающие низкую удельную динамичность осадконакопления $U_в$ для гранулометрического ритма кровли.

При высокой *изменчивости средней скорости водных потоков* от гранулометрического ритма почвы к гранулометрическому ритму кровли угольного пласта ($I \geq 20$) вероятность встречи угольных пластов с мощностью более 1 м уменьшается до 0,001. Это результат катастрофической адаптации объекта K_3 – ландшафта, сформировавшего верхний ритм: происходила абразия поверхности торфяника потоками, формирующими верхний гранулометрический ритм, поэтому здесь мощность угольного пласта резко уменьшена.

2.3.2. Локализация размывов угольного пласта на его фазовом портрете

Особенности структурной адаптации объекта K_3 «*обстановка осадконакопления*» в эпоху формирования торфяного болота изучались на его *фазовом портрете развития*, где рассматривалось распространение русловых отложений в угольном пласте («размывов угольного пласта») и в породах кровли (рис. 2.3.3).

Ранее автором было установлено, что отложения *русловых замещений (размывов)* в угольном пласте синхронны угольным слоям [71, 72]. От 2 до 5 русловых замещений объединяются в лентовидную зону. Лентовидные зоны, каждая из которых состоит из нескольких русловых замещений, располагаются через 100 ÷ 400 м, субпараллельны и имеют длину в десятки км.

К лентовидным зонам русловых замещений приурочены приблизительно совпадающие с ними лентовидные в плане песчаные тела кровли. Лентовидные песчаники непосредственной кровли в 5 ÷ 10 м выше угольного пласта соединяются, образуя удлинённое в плане тело песчаника шириной от 30 до 800 м, пересекающее месторождение. В плане лентовидные песчаники вытянуты в том же направлении, что и размывы пласта, вдоль палеоуклона.

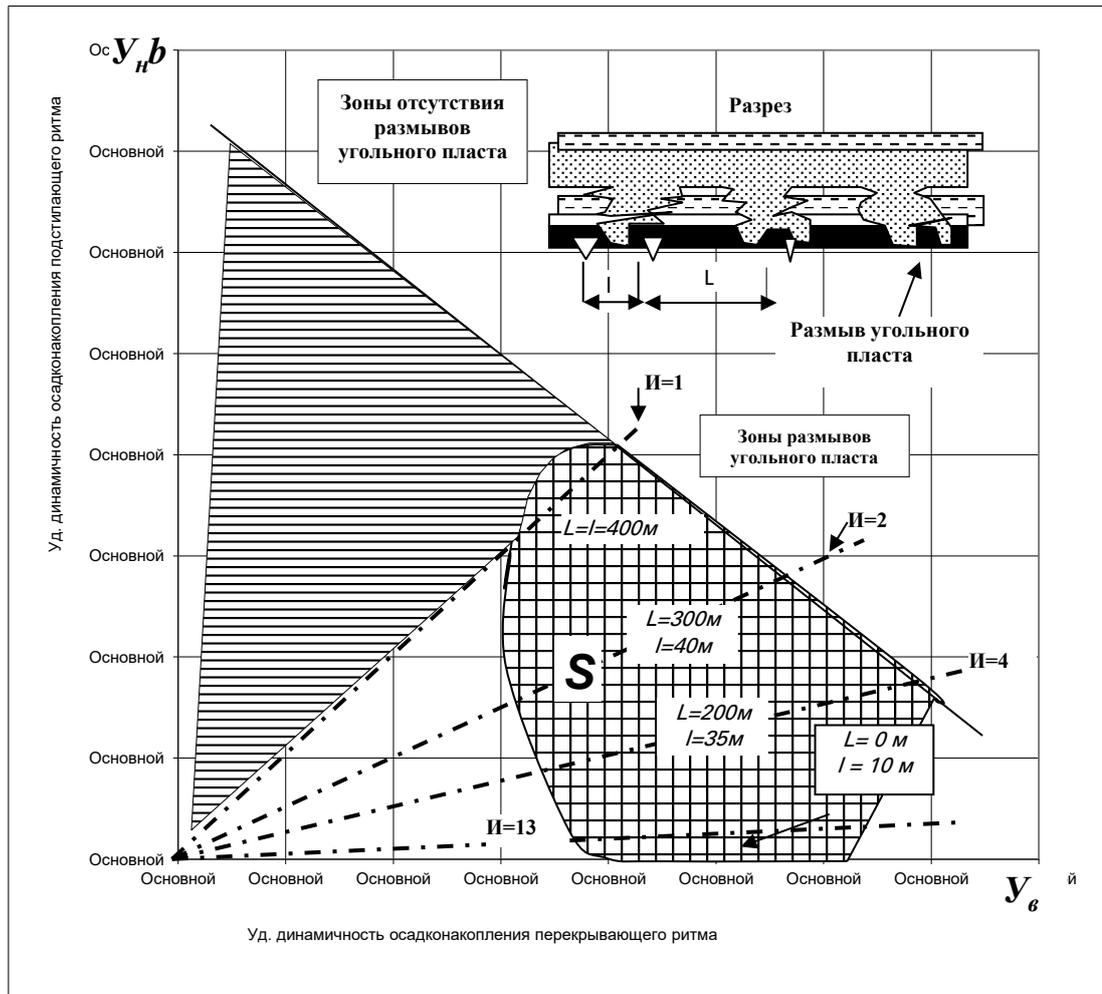


Рис. 2.3.3. Фазовый портрет адаптации угольных пластов рабочей мощности, разделяющих смежные гранулометрические ритмы. С ростом изменчивости (I) удельной динамичности осадконакопления (Y) происходит уменьшение расстояния между руслами (l) и зонами (L) размывов (замещений угля породой). Изменчивость равна: $I = Y_v / Y_n$.

При проведении в шахте подготовительных и добычных забоев было выяснено, что лентовидные песчаники непосредственной кровли по латерали синхронно переходят в слои аргиллитов и алевролитов, то есть, фациально сменяются отложениями поймы или механической поймы. А внутри угольного пласта русловые отложения (алевролиты и песчаники) в размывах синхронны миллиметровым прослойкам углистого сланца внутри неразмывтой части угольного пласта. То есть, русловые отложения в размывах фациально сменяются углистым сланцем и углём – отложениями торфяного болота.

Следовательно, русловые отложения, залегающие в угольном пласте, синхронны и сингенетичны отложениям торфа, а русловые песчаники из кровли пласта – аргиллитам и алевролитам поймы или механической поймы.

2.3.3. Закономерности структурной адаптации в связи с распространением размывов торфа (угля) и изменением энтропии

Таким образом, особенности структурной адаптации объекта K_3 (обстановки осадконакопления) в эпоху торфонакопления определяются изменчивостью (I) средней скорости водотоков от времени формирования гранулометрического ритма почвы угольного пласта к ритму его кровли (см. рис. 2.3.3). Русловые замещения угля породой (сингенетические размывы угля), отражающие структурную адаптацию, развиты на тех угольных пластах, где гидродинамическая изменчивость больше единицы ($I > 1$) и удельная динамичность осадконакопления верхнего гранулометрического ритма более 30 ($U_e > 30$). Фазовые точки, удовлетворяющие этим условиям, образуют на фазовом портрете поле существования S .

По мере роста I от 1 до 600 среднее расстояние между зонами русловых замещений уменьшаются от 400 м до 0 м. А внутри зоны размывов расстояние между русловыми замещениями снижается до 20 м.

Местоположение на диаграмме и форму поля S объясняем следующим:

1. Совпадение поля S с зоной повышенной мощности угольного пласта (см. рис. 2.3.2, 2.3.3) указывает на проникновение в торфяное болото водотоков, сформировавших русловые замещения угольного пласта (размывы угля) на участки над унаследованными палеодепрессиями ложа торфяника.

2. Расположение поля S в зоне с $I > 1$ свидетельствует об уменьшении устойчивости структуры ландшафта ложа торфяника, т.е. о снижении прочности связи между элементами ландшафта по мере увеличения значения изменчивости энергии водной среды (I), и вот почему.

По нашему определению прочность связи σ элементов равна отношению силы связи β элементов к внешней силе h , разрывающей эту связь (см. п.1.1.7; п.1.1.8, ф. 1.1.17):

$$\sigma = \frac{\beta}{h}.$$

В данном случае, чем больше величина удельной динамичности осадконакопления ритма почвы (Y_n), тем контрастнее формируемый потоками рельеф почвы из-за интенсивного приноса наносов. Рост контрастности рельефа тождественен росту устойчивости морфоструктуры и росту силы связи между его элементами: $Y_n \equiv \beta$. Чем выше контрастность палеорельефа ложа торфяника, тем ниже вероятность разрушения элементов палеорельефа ложа, которые были выражены и при формировании отложений кровли угольного пласта, более поздними потоками, формировавшими гранулометрический ритм кровли. Например, если контрастные элементы палеорельефа ложа были вытянуты меридионально, то с ростом высотной контрастности палеорельефа снижается вероятность проникновения более поздних потоков широтного направления, способных разрушить палеорельеф ложа.

Рассмотрим данное явление с точки зрения изменения нестационарной энтропии S_{nn} объекта. Рост удельной динамичности осадконакопления ритма почвы (Y_n) соответствует росту мощности M внешних сил (см. ф. 1.1.35):

$$S_{nn} = S \frac{I}{\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta K}{M} \right) + 1},$$

А рост контрастности палеорельефа ложа торфяника вызван увеличением скорости водных потоков и поэтому соответствует приращению организованной кинетической энергии ΔK системы, происходящей под действием внешних сил. Это вызывает рост нестационарной энтропии. И, наоборот, согласно приведённой формуле (1.1.35), при $\Delta K \rightarrow 0$, $\Rightarrow S_{nn} \rightarrow S$.

Из предыдущего абзаца следует, что величина удельной динамичности осадконакопления ритма почвы (Y_n) тождественна *силе связи элементов* морфоструктуры ложа торфяника:

$$Y_n \equiv \beta.$$

В то же время, увеличение удельной динамичности осадконакопления гранулометрического ритма кровли (Y_{ϵ}) соответствует росту скорости потоков, формирующих отложения кровли и стремящихся разрушить морфоструктуру ложа торфяника. То есть, Y_{ϵ} тождественна внешней силе:

$$Y_{\epsilon} \equiv h$$

Но по определению, и с учётом формулы (1.1.17), а также вышеприведённых рассуждений:

$$I = \frac{Y_{\epsilon}}{Y_{H}} \equiv \frac{h}{\beta} = \frac{1}{\sigma}.$$

Следовательно, изменчивость « I » можно рассматривать как параметр, обратно пропорциональный прочности связи элементов ложа торфяника.

Именно поэтому рост величины I ведёт к увеличению степени размывости угольного пласта из-за уменьшения прочности связи между элементами палеоландшафта. В результате происходит уменьшение расстояния между русловыми замещениями по мере роста изменчивости (I).

Геолого-генетическую сущность связи между сопротивлением морфоструктуры и гидродинамической изменчивостью I дополняет результат анализа структурно-текстурных особенностей отложений верхнего гранулометрического ритма из пары ритмов (п. 2.3.4).

2.3.4. Адаптация обстановки осадконакопления в эпоху захоронения торфяной залежи

В результате анализа (рис.2.3.4) автором установлено, что текстура песчаников верхнего гранулометрического ритма зависит от гидродинамической изменчивости (I). При $I < 1$, когда удельная динамичность осадконакопления гранулометрического ритма кровли меньше удельной динамичности осадконакопления ритма почвы, что соответствует стабильной адаптации, преобладает горизонтальная и волнистая слоистость (вероятность $p=0.9$).

А при $I > 1$, когда $Y_e > Y_n$, что соответствует структурной и катастрофической адаптациям, преобладает косая и линзовидно-косая слоистость (вероятность $p=0.7 \div 0.8$) (см. рис. 2.3.4).

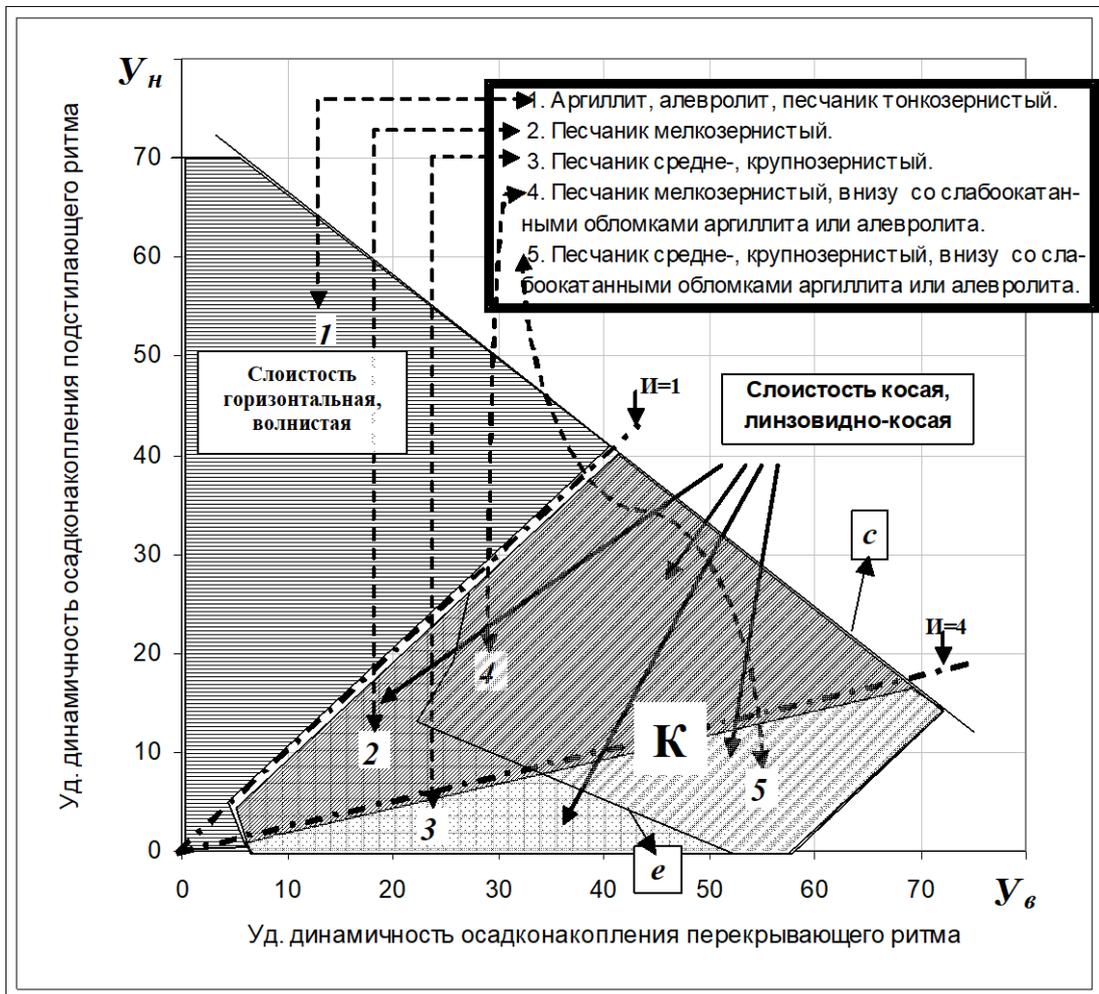


Рис. 2.3.4. Изменение структуры и текстуры терригенных отложений гранулометрического ритма кровли угольного пласта в зависимости от изменчивости величины «Удельная динамичность осадконакопления». Изменчивость равна: $I=Y_e/Y_n$. Обозначения: e, c — линии, ограничивающие поле существования «К» базальных конгломератов в основании песчаников кровли угольного пласта.

С увеличением изменчивости, одновременно с турбулентностью потока, возрастала скорость потока, следовательно, и крупность переносимых частиц. Так, при $I < 4$ структура песчаника тонкозернистая (вероятность $p=0.91$). При $I > 4$ песчаник средне-, крупнозернистый (вероятность $p=1.0$).

Поскольку увеличение крупности частиц осадков верхнего гранулометрического ритма прямо пропорционально как изменчивости, так и скорости потока, то упрощённо можно написать:

$$v \equiv k_I \cdot I, \quad (2.3.1)$$

где v - средняя скорость течения;

I - изменчивость гидродинамической активности;

k_I - коэффициент пропорциональности.

Но скорость потока определяется глубиной (h) и уклоном (I) [204]:

$$v = [h^{x+0.5} + I^{0.5}] / n, \quad (2.3.2)$$

где x - показатель степени, зависит от глубины водотока h ;

n - коэффициент шероховатости дна.

Из формул 2.3.1 и 2.3.2 получим уравнение для изменчивости I :

$$I = (h^{x+0.5} \cdot I^{0.5}) / k_I \cdot n. \quad (2.3.3)$$

Изменчивость прямо пропорциональна глубине и уклону водотока, и обратно пропорциональна шероховатости дна. Подставим значение изменчивости:

$$Y_g = Y_n \cdot (h^{x+0.5} \cdot I^{0.5}) / k_I \cdot n \quad (2.3.4)$$

То есть, удельная динамичность осадконакопления верхнего гранулометрического ритма (Y_g) прямо пропорциональна удельной динамичности осадконакопления нижнего подстилающего ритма (фактор унаследованности), глубине потока, уклону водотока, и обратно пропорциональна коэффициенту шероховатости ложа водотока. Следовательно, **удельная динамичность осадконакопления гранулометрического ритма отражает как кинетическую энергию водного потока, сформировавшего отложения ритма, так и сопротивление морфоструктуры ландшафта.**

2.3.5. Структурная адаптация обстановки осадконакопления в эпоху захоронения торфяной залежи

В основании песчаника верхнего гранулометрического ритма иногда встречаются угловатые и слабоокатанные обломки подстилающего аргиллита, алевролита и угля. Такие пары, содержащие базальный конгломерат, образуют поле K (вероятность $p=0,7$), ограниченное линиями c , e , $I=1$.

Линия e субпараллельна линии c , ограничивающей основное поле PGC . Следовательно, эрозия дна и стенок русла сопровождается его миграцию при достаточно высоких скоростях течения ($V_e > 25$).

Отсюда можно дать геолого-генетическую интерпретацию линии e как граничной линии между устойчивым состоянием морфоструктуры (слева от линии e) и неустойчивым (справа от линии e). Под устойчивостью морфоструктуры мы понимаем способность элементов палеоландшафта к присущей им функциональной деятельности. В частности, ложе русла из палеоландшафта, сформировавшего нижний гранулометрический ритм, способно перепустить водный поток ландшафта, где формируются осадки верхнего ритма.

Причина потери устойчивости, с разрушением и изменением функций у элемента палеоландшафта, заключается в критическом увеличении высотной контрастности рельефа из-за резкой дифференциации участков интенсивного осадконакопления, в результате чего русло поднималось выше уровня прилегающей поймы.

Это вызывало прорывы прирусловых валов водными потоками (прорывами) и миграцию аллювиально-дельтовых протоков на другие участки. Миграция сопровождалась боковой и донной эрозией, с возникновением обломков эродируемых осадков. Эти обломки образовали базальный конгломерат.

2.4. АДАПТИВНЫЙ АНАЛИЗ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

2.4.1. Оценка возможности использования адаптивного анализа для прогнозирования параметров угольного пласта

Приступая к адаптивному анализу угольных пластов, автор ставил перед собой задачу: использовать данный подход для прогноза морфологии угольных пластов и малоамплитудных тектонических нарушений при добыче угля, перспективных участков на стадии предварительной разведки.

В ходе адаптивного анализа все множество пар ритмов по 7 угольным пластам случайным образом делилось на 2 подмножества: обучающее и контрольное. Для проверки достоверности прогноза использовалось контрольное подмножество.

Фазовый портрет адаптации (ФПА) каждого угольного пласта строился *по обучающему подмножеству*. Фазовая точка на *ФПА* представляет собой одну разведочную скважину, точнее, пластопересечение угольного пласта вместе с гранулометрическими ритмами его почвы и кровли. Фазовые точки на *ФПА* образуют несколько кластеров, внутри кластера фазовые точки закономерно сближены. Каждый из кластеров соответствует либо этапам адаптации (стабильной, структурной или катастрофической) обстановки осадконакопления, сформировавшей торфяник, либо миграции проток по аллювиально-дельтовой равнине в условиях, когда скорость осадконакопления превышает скорость опускания дна бассейна седиментации.

На *ФПА* по обучающему подмножеству строились изолинии i -го параметра ($P_{i(\text{обучающее})}$) угольного пласта: мощности, зольности, морфологии. Затем на *ФПА* выносились фазовые точки *контрольного подмножества*, не участвовавшие в проведении изолиний параметров угольного пласта. Фазовым точкам контрольного подмножества присваивались соответствующие им значения

параметров ($P_{i(\text{контрольное})}$) угольного пласта. И затем проверялось, равно ли значение параметра $P_{i(\text{контрольное})}$ значению $P_{i(\text{обучающее})}$.

Таким образом, обучающее подмножество служило для прогноза значений параметра P_i , а контрольное подмножество позволяло оценивать достоверность выполненного прогноза. Оценка достоверности прогноза параметров угольных пластов приведена в таблице 2.4.1.

Таблица 2.4.1.

Достоверность прогнозирования параметров угольных пластов на фазовых портретах адаптации

Угольный пласт между парой гранулометрических ритмов		Маркирующие горизонты, ограничивающие пару гранулометр. ритмов		Достоверность прогноза
Индекс уг. пласта	Мощность уг. пласта, м	Внизу пары ритмов	Вверху пары ритмов	
h_{10}^e	0.4 ÷ 1.49	h_{10}^H или h_6^2	H_6^3 или h_{10}^I	0,75
i_3^H	0.1 ÷ 2.05	I_4	i_3^e	0,70
i_3^e	0.1 ÷ 0.88	i_3^H	i_3^{IH}	нет прогноза
k_2^H	0.1 ÷ 0.98	k_2	K_2^e	0,69
k_4^2	0.32 ÷ 1	k_6	k_6^2 или k_5^H	0,62
k_5^{Ie}	0.6 ÷ 1.47	k_5^e	k_5^2 или k_5^H	0,63
l_2	0.39 ÷ 1.03	L_2 или l_1	l_2^I	0,81

Рассмотрим особенности фазовых портретов адаптации объекта K_3 в эпоху формирования некоторых угольных пластов. Фазовые портреты адаптации (ФПА) показаны на рисунках 2.4.1, 2.4.2, 2.4.3, 2.4.4, 2.4.5..

2.4.2. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта h_{10}^e

Фазовые точки с вероятностью 0.92 образуют поле PGC (разрешённых гидродинамических состояний), ограниченное линиями a, b, c, d (рис. 2.4.1, 2.4.2):

$$V_g = 0.33; \quad (\text{линия } a),$$

$$Y_{\epsilon} = 20 \cdot Y_n - 20; \quad 0 < Y_{\epsilon} < 70; \quad (\text{линия } b),$$

$$Y_{\epsilon} = 97 - 2,77 \cdot Y_n; \quad (\text{линия } c),$$

$$Y_{\epsilon} = 60 + 0,6 \cdot Y_n; \quad (\text{линия } d).$$



Рис. 2.4.1. Фазовый портрет адаптации обстановки осадконакопления, сформировавшей угольный пласт h_{10}^B . Изменение мощности породного прослоя в угольном пласте.

Данный пример примечателен с точки зрения чёткого обособления кластеров, внутри поля *РГС*, по условиям развития ритма ландшафтов кровли торфяника.

Анализ *ФПА* показывает, что фазовая точка, следовательно, и соответствующая ей обстановка осадконакопления (объект K_3), может оказаться в одном из четырёх устойчивых состояний:

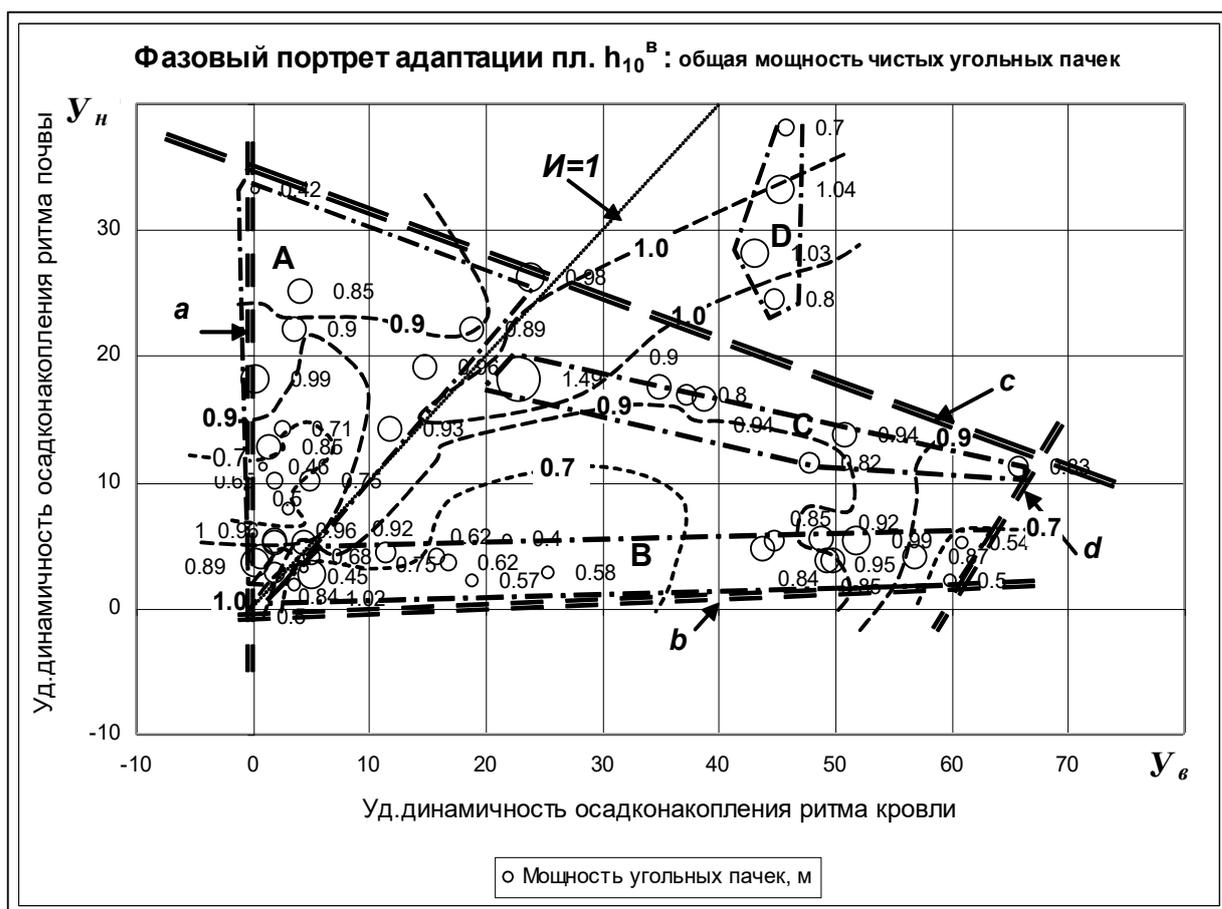


Рис. 2.4.2. Фазовый портрет адаптации обстановки осадконакопления, сформировавшей угольный пласт h_{10}^e . Изменение суммарной мощности чистых угольных пачек в угольном пласте.

Состояние 1. Кластер *A*. Унаследованного развития (между линиями $I=1$ и *a*). Это участок стабильной адаптации морфоструктуры обстановки осадконакопления (объекта K_3). Наследуется низкая удельная динамичность осадконакопления ($Y_n < 23$) ритма ландшафтов почвы угольного пласта в ритм ландшафтов его кровли ($Y_e < 23$). Мощность породного прослоя внутри угольного пласта достигает 0,25 м, а мощность угольного пласта – 0,9 м.

Состояние 2. Кластер *B*. Развитие с разрушением морфоструктуры ритма ландшафтов почвы торфяника (вдоль линии *b*, при $I > 1$, $Y_e < 67$). Это участок катастрофической адаптации морфоструктуры обстановки осадконакопления (объекта K_3). Переход в это состояние происходит на участках со слабо выраженной морфоструктурой ритма ландшафтов почвы торфяника (при $Y_n < 15$). Мощность породного прослоя внутри угольного пласта достигает 0,08 м. Мощность угольного пласта меняется от 0,6 м до 0,9 м, увеличиваясь

прямо пропорционально U_6 .

Состояние 3. Кластер *C*. Миграционного развития водотоков (вдоль линии *c*). Это участок структурной адаптации морфоструктуры обстановки осадконакопления (объекта K_3). Мощность породного прослоя внутри угольного пласта около 0,08 м. Мощность угольного пласта чуть больше 0,9 м.

Состояние 4. Кластер *D*. Унаследованного развития (выше линии *c*, $I > 1$). Здесь присутствует некоторое участие структурной адаптации морфоструктуры обстановки осадконакопления (объекта K_3). Наследуется высокая удельная динамичность осадконакопления ($U_n > 23$) *ритма ландшафтов почвы* угольного пласта в *ритм ландшафтов его кровли* ($U_6=45$). Мощность породного прослоя внутри угольного пласта меньше, чем для *состояния 1*, и достигает 0,14 м. Мощность угольного пласта повышена и достигает 1,04 м.

Вероятность перехода из первого состояния (А) во второе (В) и третье (С) состояния равна 0,67. Переход во второе состояние происходит на участках со слабо выраженной морфоструктурой предшествующего ритма ландшафтов пары, т. е. при $U_n < 15$.

Переход в третье состояние осуществляется на участках с хорошо выраженной унаследованной морфоструктурой, при $U_n > 18$. То есть, там, где от ландшафта, сформировавшего предыдущий ритм, оставались линейно вытянутые глубокие русловые депрессии и прирусловые валы. Переходы обусловлены высокой скоростью водных потоков, поступающих по унаследованным депрессиям (где мощность угольного пласта повышена на 0,2 м) и, случайным образом, по понижениям торфяной залежи.

На *ФПА* (см. рис.2.4.2), слева направо, наблюдается закономерное увеличение мощности чистых угольных пачек от 0.7 до 0.9 м. Одновременно уменьшается мощность породного прослоя от 0.2 м до 0.03 м (см. рис.2.4.1). При $U_6 > 60$ и $U_n < 8$, мощность чистых угольных пачек скачком уменьшается на 0.37 м в связи с фациальным замещением угля отложениями кровли.

По обучающему подмножеству были построены изолинии мощности угольного пласта и породного прослоя. Контрольное подмножество показало достоверность прогнозирования, равную $p = 0.75$.

2.4.3. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта i_3^H

Фазовые точки этого угольного пласта, в первом приближении, с вероятностью 0,92 образуют поле PGC , ограниченное координатными осями и линией c (рис. 2.4.3):

$$Y_в = 72 - 8 \cdot Y_н ; \quad (\text{линия } c).$$

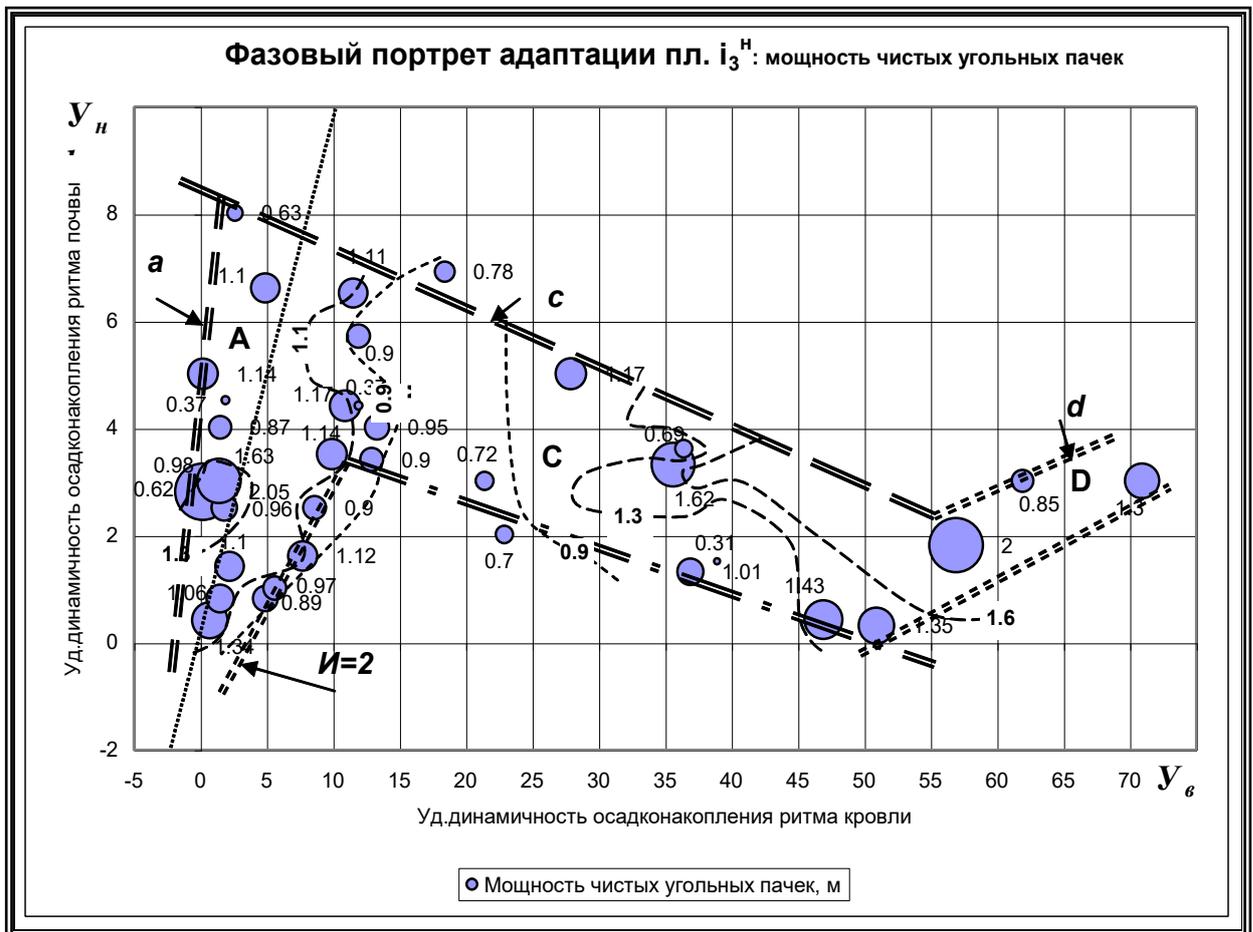


Рис. 2.4.3. Фазовый портрет адаптации обстановки осадконакопления, сформировавшей угольный пласт i_3^H . Изменение суммарной мощности чистых угольных пачек в угольном пласте.

Анализ $ФПА$ показывает, что фазовая точка, следовательно, и соответствующая ей обстановка осадконакопления (объект K_3), может оказаться в

одном из трёх устойчивых состояний:

Состояние 1. Кластер *A*. Унаследованного развития (между линиями *a* и $I \approx 2$). Участок стабильной адаптации морфоструктуры обстановки осадконакопления - объекта K_3 . Наследуется малая удельная динамичность осадконакопления ($V_n < 8$) ритма ландшафтов почвы угольного пласта в ритм ландшафтов кровли ($V_g < 15$). Мощность угольного пласта достигает 1,14 м.

Состояние 2. Кластер *C*. Миграционного развития водотоков (вдоль линии *c*). Это участок структурной адаптации морфоструктуры обстановки осадконакопления в условиях, когда скорость прогибания поверхности седиментации была очень малой. Мощность угольного пласта около 1,3 м.

Кластер *D*. Унаследованного развития палеодепрессий ложа торфяника: рост удельной динамичности осадконакопления ритма ландшафтов почвы торфяника от 1 до 3 ($1 < V_n < 3$) сопровождается увеличением удельной динамичности осадконакопления ритма ландшафтов кровли. Над унаследованными палеодепрессиями ложа торфяника существовали протоки с интенсивным стоком при формировании ритма ландшафтов кровли торфяника. Мощность угольного пласта повышена и достигает 2 м.

На фазовом портрете адаптации переход фазовых точек из кластера *A* в кластер *C*, то есть, с участка унаследованного развития на участок миграции, со смещением точек вправо на *ФПА*, происходил при $I > 1,8$ с вероятностью 0.5 - 0.75. Вероятность перехода возрастает по мере уменьшения значения V_n . Переход в состояние с высоким значением V_g связан с увеличением средней мощности угольного пласта на 0,14 м.

То есть, водотоки протекали по унаследованным, выраженным понижениям торфяного болота, расположенным над глубокими депрессиями ложа торфяника. И наиболее быстрые потоки проникали на торфяник в тех участках, где морфоструктура предшествующего ритма ландшафтов пары была слабо выражена.

По обучающему подмножеству на диаграмме были построены изолинии мощности (*m*) угольного пласта. По данным контрольного подмножества

установлена достоверность прогнозирования мощности угольного пласта при использовании *ФПА*. Она равна 0.69.

Приведённый пример иллюстрирует миграцию водотоков при малых значениях удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма, когда $U_n < 9$.

2.4.4. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта i_3 ⁶

Фазовые точки с вероятностью 0,9 образуют поле *РГС*, ограниченное осью абсцисс и линиями *a*, *c*, *d*:

$$U_6 = 0.1 \cdot U_n - 3; \quad (\text{линия } a),$$

$$U_6 = 80 - 1.1 \cdot U_n; \quad (\text{линия } c),$$

$$U_6 = 50; \quad (\text{линия } d).$$

Поле *РГС* делится на кластеры:

- 1) унаследованного развития, вдоль линии *a*. При $U_n < 20$ мощность угольного пласта $m=0.53$ м, зольность $A_c=20$. При $U_n > 20$ уголь замещается углистым сланцем;
- 2) с разрушением морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары - вдоль оси абсцисс, $U_n < 6$, $m=0.58$ м, $A_c \geq 30$;
- 3) миграционного развития - вдоль линии *c*, $m=0.47 \div 0.59$ м, $U_n > 15$, $A_c \geq 30$. При $U_n < 15$ зольность равна $10 \leq A_c \leq 15$.

Смещение фазовых точек в зону миграционного развития при $I > 1$ и $U_n < 35$ - это пример структурной адаптации объекта K_3 в эпоху торфяного болота. Переход происходит на участках, где повышены значения мощности угольного пласта на 0,06 м и его зольности на 20 ÷ 30%.

При $U_n > 35$ переход характеризует унаследованность активных русел, не прекращавших свою деятельность и в торфяном болоте.

Здесь видна взаимосвязь между удельной динамичностью осадконакопления для ритма ландшафтов почвы и для ритма ландшафтов кровли торфяника с одной стороны, и качественной характеристикой угольного пласта с другой. Контрольное подмножество не выделялось.

2.4.5. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта k_2^H

Фазовые точки с вероятностью 0.91 образуют поле *РГС*, ограниченное координатными осями и линией с:

$$V_e = 42 - 1.4 \cdot V_n . \quad (\text{линия с}).$$

Поле *РГС* делится на 2 участка:

- 1) участок 1 соответствует унаследованному развитию (вдоль оси V_n), при $V_e > 5$ и при $V_n < 10$ с вероятностью 0.67, $m \geq 0.60$ м. При $V_n > 20$ с вероятностью 1.0, $m < 0.60$ м;
- 2) участок 2 вдоль оси V_e , при $V_n < 10$, $m=0.63$ м. Соответствует структурной адаптации ландшафта. $V_e > 25$.

Переход фазовых точек на участок миграционного развития ($V_e=V_n=20$) сопровождается уменьшением мощности угольного пласта. Это, вместе с понижением мощности угольного пласта при $V_n > 20$, указывает на широкое развитие внутриболотных водотоков и водоёмов, где накапливались терригенные отложения.

По данным обучающего подмножества были выделены два кластера внутри *РГС*:

- 1) с мощностью угольного пласта $0.12 \div 0.6$ м,
- 2) с мощностью угольного пласта $0.6 \div 1.14$ м.

Контрольное подмножество показало достоверность выделения кластеров, равную 0.69.

2.4.6. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта k^2_4

Фазовые точки с вероятностью 0.97 образуют поле *РГС*, ограниченное линиями *a*, *b*, *c*, *c₁*, *d*:

$$Y_{\phi} = Y_n - 20; \quad (\text{линия } a),$$

$$Y_{\phi} = 4 \cdot Y_n; \quad (\text{линия } b),$$

$$Y_{\phi} = 130 - 2 \cdot Y_n; \quad (\text{линия } c),$$

$$Y_{\phi} = 62 - 2 \cdot Y_n; \quad (\text{линия } c_1),$$

$$Y_{\phi} = 60 + 0.2 \cdot Y_n; \quad (\text{линия } d).$$

Поле существования *РГС* представлено фрагментом участка миграционного развития. Внутри участка выделяется наложенная зона развития с разрушением морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары. Внутри этой зоны расположено 69% всех фазовых точек. Участок унаследованного развития выражен менее чётко. В поле *РГС* мощность чистых угольных пачек меняется от 0.20 до 1.01 м. Пары ритмов (фазовые точки), содержащие угольный пласт мощностью менее 0.58 м, и с породным прослоем мощностью более 3.0 м внутри угля, образуют на *ФПА* 3 линейные зоны. Одна из них параллельна линии *a*, две другие - линии *b*. На плане угольного пласта эти фазовые точки располагаются на участке расщепления и фациального выклинивания угольного пласта.

В пределах участка миграционного развития, при переходе из зоны унаследованного развития в зону развития с разрушением морфоструктуры, мощность чистых угольных пачек уменьшается на 8 см. А зольность пласта возрастает на 9%. На основании данных обучающего подмножества были выделены на *ФПА* кластеры:

- 1) с мощностью чистых угольных пачек менее 0.58 м;
- 2) с мощностью чистых угольных пачек более 0.6 м.

Контрольное подмножество показало достоверность прогноза $p = 0.62$.

2.4.7. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта k_5^{16}

Фазовые точки с вероятностью 0,98 образуют поле PFC , ограниченное осью Y_6 и линиями a, c, d (рис. 2.4.4):

$$Y_6 = 0,4 \cdot Y_n; \quad (\text{линия } a),$$

$$Y_6 = 92 - 1,1 \cdot Y_6; \quad (\text{линия } c),$$

$$Y_6 = 71; \quad (\text{линия } d).$$



Рис. 2.4.4. Фазовый портрет адаптации обстановки осадконакопления, сформировавшей угольный пласт k_5^{16} . Изменение суммарной мощности чистых угольных пачек в угольном пласте.

Большая часть фазовых точек (75,5%) входит в участок развития с разрушением морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары, частично наложенного на участок миграционного развития. Здесь достаточно чётко прослеживается общее увеличение мощности чистых угольных пачек от 0,8 до 1,5 м по мере роста значения Y_6 .

По обучающему подмножеству были выделены 3 кластера с различной суммарной мощностью чистых угольных пачек: мощность угольных пачек менее 1.0 м; мощность от 1.01 до 1.29 м; мощность от 1.30 до 1.70 м.

Контрольное подмножество показало достоверность прогноза мощности чистых угольных пачек, равную 0.63.

2.4.8. Адаптация обстановки осадконакопления при формировании угольного пласта l_2

Фазовые точки с вероятностью 0.95 образуют поле PGC , представляющее собой наложенные фрагменты участков миграционного и унаследованного развития. Поле ограничено линиями a , c , c_1 , $I=1$ (рис. 2.4.5):



Рис. 2.4.5. Фазовый портрет адаптации обстановки осадконакопления, сформировавшей угольный пласт l_2 . Изменение суммарной мощности чистых угольных пачек в угольном пласте.

$$Y_v = 0.06 \cdot Y_H - 1.25; \quad (\text{линия } a),$$

$$Y_v = 162 - 2.5 \cdot Y_H; \quad (\text{линия } c),$$

$$Y_v = 172 - 4.1 \cdot Y_H; \quad (\text{линия } c_1).$$

На *ФПА* видно увеличение мощности угольного пласта вдоль линии $I=1$. По обучающему подмножеству на диаграмме были выделены кластеры с мощностью более 0.8 м и с мощностью $m \leq 0.79$ м. Контрольное подмножество показало высокую достоверность прогноза мощности пласта, равную 0.81. На фазовых портретах пластов выяснялись условия, при которых происходит структурная адаптация обстановки осадконакопления в эпоху формирования верхнего гранулометрического ритма. Было установлено, что вероятность структурной адаптации возрастает с увеличением изменчивости (I) удельной динамичности. Однако, связь слабая, что является следствием влияния на адаптацию абсолютного значения удельной динамичности осадконакопления верхнего гранулометрического ритма.

2.4.9. Самоорганизация осадконакопления

Из приведённых для угольных пластов фазовых портретов адаптации (*ФПА*) видно, что, в общем случае, поле разрешённых гидродинамических состояний пар гранулометрических ритмов (поле *РГС*) ограничено линиями a, b, c, d, I (рис. 2.4.6). И фазовые точки обычно группируются вдоль этих линий. Анализ позволяет интерпретировать эти линии следующим образом.

Линия a - ограничивает поле *РГС* по наименьшим значениям удельной динамичности осадконакопления верхнего гранулометрического ритма ($V_{e(min)}$) для всех значений удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма ($V_{n(i)}$). Эта линия соответствует наименьшей скорости течения потоков, формировавших верхний гранулометрический ритм. Незначительное увеличение удельной динамичности осадконакопления верхнего гранулометрического ритма (V_e) по мере роста удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма (V_n) показывает унаследованность гидродинамических показателей во времени. То есть, на тех элементах морфоструктуры, которые сформировались при определённом

значении водной энергии предшествующего ритма ландшафтов, энергия водной среды последующего ритма ландшафтов не может быть менее какого-то критического значения.

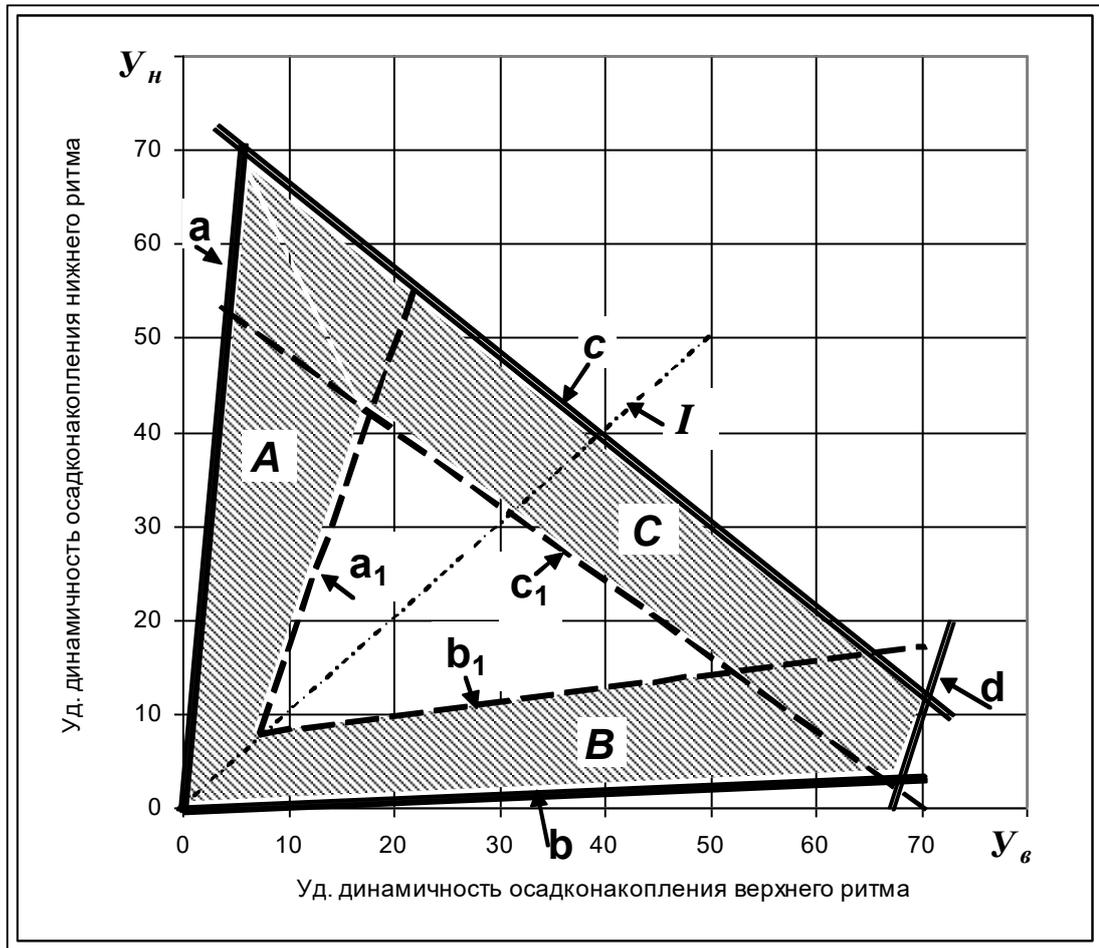


Рис. 2.4.6. Усреднённая типичная диаграмма фазового портрета адаптации обстановки осадконакопления. Обозначения: кластер *A* – наследование водной динамики и морфоструктуры последующего ритма ландшафтов пары от предшествующего ритма; *B* – слабая унаследованность водной динамики в новой морфоструктуре последующего ритма ландшафтов пары из предшествующего ритма; *C* – изменение устойчивости морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары, влекущее за собой изменение ёмкости бассейна седиментации по терригенным отложениям. Показаны граничные линии – по минимальным и максимальным значениям удельной динамичности осадконакопления.

Линия *b* - ограничивает поле *РГС* по наименьшим значениям водной энергии, сформировавшей нижний гранулометрический ритм ($Y_{n(min)}$), для всех значений удельной динамичности осадконакопления верхнего гранулометрического ритма ($Y_{e(i)}$). Определяется наибольшей скоростью течения водных потоков, сформировавших верхний гранулометрический ритм. Характеризуется быстрым увеличением удельной динамичности осадконакопления верхнего

гранулометрического ритма при незначительном росте удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма. Эта линия показывает, что, для каждого малого значения удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма, удельная динамичность осадконакопления верхнего ритма не может превышать какого-то наибольшего значения. Линия *b* ограничивает поле *РГС* по предельной изменчивости морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары в ходе структурной адаптации рельефа при формировании верхнего гранулометрического ритма.

Линия *c* - ограничивает поле *РГС* по максимальным значениям удельной динамичности осадконакопления верхнего гранулометрического ритма для средних по величине и наибольших значений удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма. Характеризуется увеличением удельной динамичности осадконакопления верхнего ритма по мере снижения удельной динамичности осадконакопления нижнего гранулометрического ритма. Эта линия показывает, что унаследованный рельеф почвы пласта, при формировании кровли, разрушается после достижения критической высотной контрастности. И водотоки, формирующие кровлю, перемещаются на новые участки, где ранее активный сток не проявлялся. В палеоландшафтном аспекте эта линия соответствует миграции аллювиально - дельтовых рукавов и их подводных продолжений - бороздин.

Линия *d* - ограничивает поле *РГС* по наибольшим значениям удельной динамичности осадконакопления кровли для малых значений удельной динамичности осадконакопления ритма почвы ($Y_{n(min)}$). Определяется продолжительностью функционирования наиболее интенсивных течений на участках разрушения остаточной морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары, при формировании верхнего гранулометрического ритма. Характеризует степень устойчивости элементов новой морфоструктуры.

Линия *I* - это линия равенства удельной динамичности осадконакопления верхнего гранулометрического ритма удельной динамичности

осадконакопления нижнего гранулометрического ритма. Остаточная морфоструктура предшествующего ритма ландшафтов пары функционирует при формировании верхнего гранулометрического ритма.

Таким образом, удельная динамичность осадконакопления верхнего гранулометрического ритма меньше, чем удельная динамичность осадконакопления нижнего гранулометрического ритма на тех участках, где выраженность морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары выше. Это связано с сопротивлением морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов водной среде, формирующей верхний гранулометрический ритм. И, наоборот, на участках с низкой удельной динамичностью осадконакопления нижнего гранулометрического ритма сопротивление морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары снижается. Это приводит к разрушению этой морфоструктуры и к возникновению новой при формировании верхнего гранулометрического ритма. Поэтому здесь происходит структурная адаптация фациальной обстановки.

Существуют геологические процессы, уменьшающие выраженность остаточной морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары, следовательно, снижающие ее сопротивление. Это - торфонакопление, а также морская абразия, выравнивающие рельеф ложа. Они приводят к увеличению гидродинамической активности в эпоху формирования верхнего гранулометрического ритма, поэтому фазовая точка смещается в зону миграционного развития.

Исходя из изложенного, можно предложить обобщённую модель объекта уровня K_3 - обстановки осадконакопления (или развивающегося ландшафта). Развивающийся ландшафт представляет собой неравновесную систему, имеющую неоднородную структуру.

В объект из внешней среды поступают энергия и вещество (водные потоки и наносы), часть которых объект перепускает через себя. Оставшуюся часть использует для строительства своих элементов или для их сохранения.

Тем самым либо создаётся новая морфоструктура, либо наследуется старая. Деятельность наносонесущих потоков происходит импульсами, поэтому возникают гранулометрические ритмы. Эти ритмы отражают интенсивность вещественно - энергетического воздействия среды. В каждом новом ритме элемент морфоструктуры стремится перепустить сквозь себя наносонесущие потоки меньшей интенсивности, по сравнению с интенсивностью потоков, сформировавших данный элемент. Это связано с сопротивлением морфоструктуры водным потокам.

На участках бассейна седиментации, где гидродинамическая активность при формировании ландшафта мала, элементы этого ландшафта слабо выражены, поэтому структурное сопротивление водным потокам небольшое. Здесь происходит частичное разрушение старой морфоструктуры (в частности, ложа торфяника) и образуется новая структура, которая может перепускать через себя потоки большей интенсивности. То есть, на таких участках происходит структурная адаптация объекта.

Если на поверхности морфоструктуры предшествующего ритма ландшафтов пары происходит торфонакопление или абразия, то высотная контрастность рельефа уменьшалась, что способствовало проникновению в бассейн более интенсивных водотоков.

2.4.10. Адаптивный параметр и адаптивное поведение углеобразующего торфяника

Исследованиями автора в период с 1968 по 1984 годы, проведёнными в шахтах Донецкого угольного бассейна, было установлено явление уплотнительного прогибания поверхности захороняемого торфяника под весом перекрывающих осадков [71].

Сильная уплотняемость торфа обеспечивала дифференциальное захоронение торфяной залежи, в некоторых случаях с формированием локальной

кровли угольного пласта [71, с.114], например, в небольшом озере над захороняемым торфяником.

Помимо уплотнения торфяника происходило и уплотнение подстилающих терригенных осадков. Последнее также вносило свой вклад в уплотнительное прогибание поверхности седиментации при возникновении расщеплений и отщеплений угольного пласта.

Было вычислено [71] соотношение скоростей уплотнительного прогибания поверхности торфяника, поверхности терригенных осадков и скорости тектонического опускания при формировании размывов, отщеплений и расщеплений угольного пласта (таблица 2.4.2):

Таблица 2.4.2

Соотношение скоростей уплотнительного прогибания и тектонического опускания поверхности седиментации при формировании геологических нарушений угольного пласта [71]

Название геологического нарушения угольного пласта	Условная скорость прогибания поверхности седиментации, за счёт:		
	тектонического опускания региона	уплотнения захороняемого торфяника	уплотнения захороняемых терригенных осадков
Размыв пласта	1	2,2	0
Отщепление угля	1	3,8	0,5
Расщепление пласта	1	3,9	3,2

Приведённое в таблице 2.4.2 показывает значимость фактора дифференциального уплотнительного прогибания поверхности седиментации в формировании геологических нарушений угольного пласта, т.к. скорость уплотнительного прогибания поверхности седиментации в $2 \div 7$ раз превышает скорость ее тектонического опускания. Отметим, что отщепления угольного пласта расположены по краям локальных кровель пласта, а с локальными кровлями связаны явления внезапного обрушения пород кровли в лавах, сопровождающиеся травмами шахтёров и поломками выемочных механизмов.

Причиной уплотнительного прогибания, сформировавшего геологические нарушения, является высокая пористость (70÷90%) торфа и рыхлых

осадков. То есть, пористость выступает в качестве адаптивного параметра торфа и осадков. Адаптация торфяника к возросшему внешнему давлению от веса перекрывающих осадков проявляется в виде интенсивного уплотнения пористого торфа и сопровождается ростом плотности торфяной массы.

Полученные результаты адаптивного анализа позволяют утверждать, что внутренним фактором адаптации торфяного болота, его адаптивным параметром является высокая пористость торфа (90%). Это служит причиной *сильного уплотнения* торфяного пласта при его захоронении, с уменьшением его мощности в 6÷10 раз и формированием геологических нарушений, в том числе локальной кровли (рис.2.4.7).



Рис. 2.4.7. Дифференциальное захоронение торфяного (угольного) пласта 84-86 (3) на Талдинском разрезе в Кузнецком угольном бассейне из-за сильного уплотнения торфа. Торфяной пласт (3) сначала был погребён под руслово-пойменными отложениями (1) мощностью 30 м на западе разреза. Затем русло переместилось на восток, где над торфяником накопились отложения (2) мощностью 50 м. Русла протекали перпендикулярно к плоскости обнажения. Мощность угольного пласта 84-86 равна 20 м, он образовался из торфяного пласта мощностью около 200 м.

Кроме этого, установлено, что адаптивным поведением торфяника является уплотнительное прогибание его поверхности с образованием над захороняемым торфяником глубоких рек и озёр. Эти реки и озера формировали морфологические нарушения угольного пласта: размывы, ложную и неустойчивую кровлю, расщепления, отщепления и перегибы угольного пласта.

При тектогенезе в этих зонах возникали разрывные и складчатые нарушения, где происходят самообрушения пород кровли, горные удары, выбросы

угля и выделения метана (рис.2.4.8).

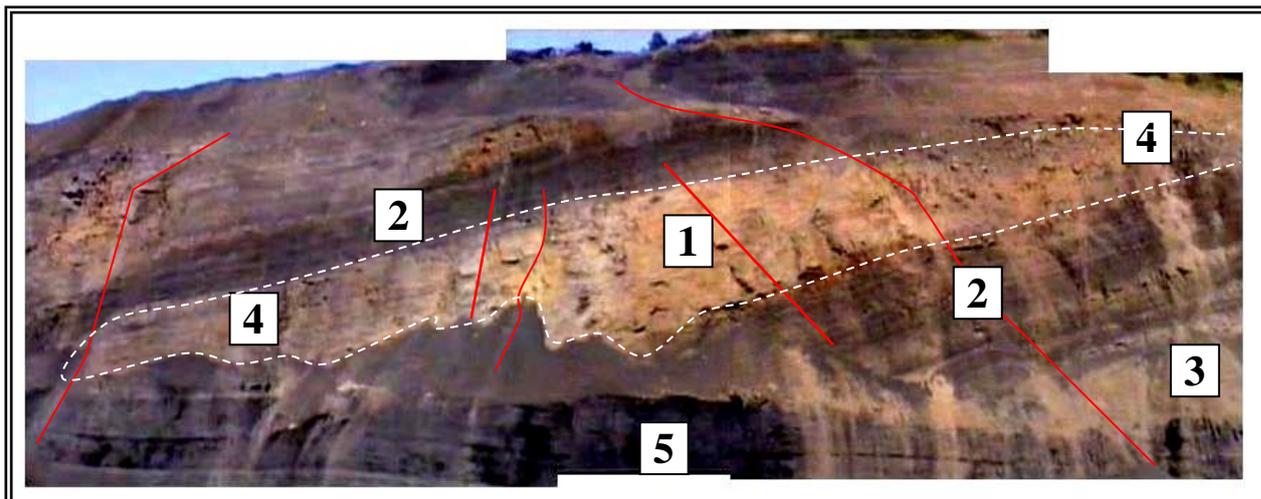


Рис. 2.4.8. Дифференциальное захоронение торфяного (угольного) пласта 84 - 86 в Кузнецком угольном бассейне:

1 – русловые песчаники, коэффициент крепости (f) равен 7-9; 2 - озёрные углистые аргиллиты, подчёркивают отщепления угольного пласта 84-86, неустойчивые ($f=3$); 3 - локальная кровля, склонна к внезапному обрушению; 4 – пойменные алевролиты; 5 – угольный пласт 84-86. Красные линии подчёркивают трещины и малоамплитудные разрывные нарушения. Местоположения этих нарушений прогнозируются на основе реконструкции палеоландшафта почвы угольного пласта.

2.5. Взаимосвязь между коэффициентом угленосности и площадью угольного бассейна

2.5.1. Метод построения диаграмм «Коэффициент торфоносности - Площадь бассейна седиментации»

Угольные пласты изучаемых бассейнов и месторождений сложены угольным веществом разной степени углефикации. Поскольку при углефикации слои торфа, а также осадков различного состава уплотняются в разной степени, например, мощность пласта в ряду торф поверхностный - антрацит уменьшается в 16 раз [71], а мощность слоя песчаника – в 1,25 ÷ 1,4 раза, то при сравнении коэффициентов угленосности для различных районов и свит в различных бассейнах, содержащих разные марки углей, обычно допускаются ошибки. Главным образом, эти ошибки вызваны разной уплотняемостью торфа в ряду торф-уголь разной стадии углефикации.

Для исключения таких ошибок коэффициенты угленосности в данной работе были преобразованы в коэффициенты торфоносности по следующей формуле:

$$K_m = \frac{K_y \cdot k \cdot 100}{(100 - K_y) + K_y \cdot k}, \quad \%, \quad (2.5.1)$$

где K_m , K_y , k - соответственно коэффициенты торфоносности, угленосности и уменьшения мощности пласта в ряду зрелый торф - уголь: для бурых углей $k=2.2$; для каменных углей $k=4.5$; для антрацитов $k=6.5$ [38].

По горизонтальной оси диаграммы «Коэффициент торфоносности – Площадь бассейна седиментации» для каждого угольного бассейна отмечалось значение коэффициента торфоносности, а по вертикальной оси - его площадь. Из отмеченных точек восстанавливались перпендикуляры к осям. На

пересечении перпендикуляров ставилась точка, соответствующая данному бассейну. Таким образом, каждая точка на диаграмме - это угольный бассейн (или угленосный район), координаты которого соответствуют его площади и коэффициенту торфоносности (рис. 2.5.1).

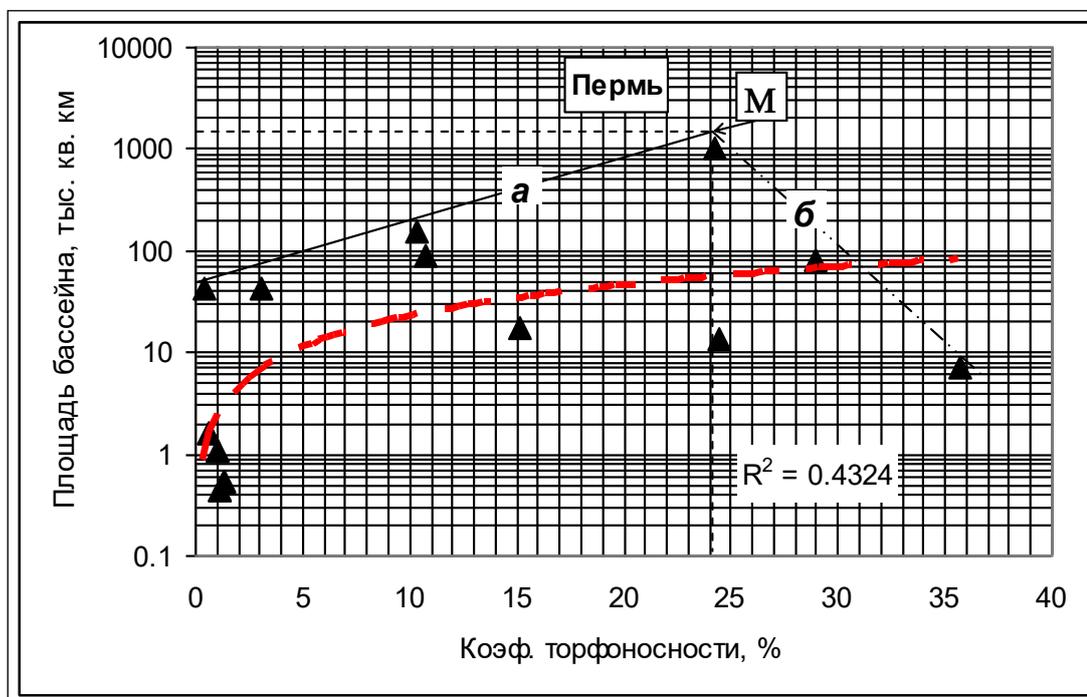
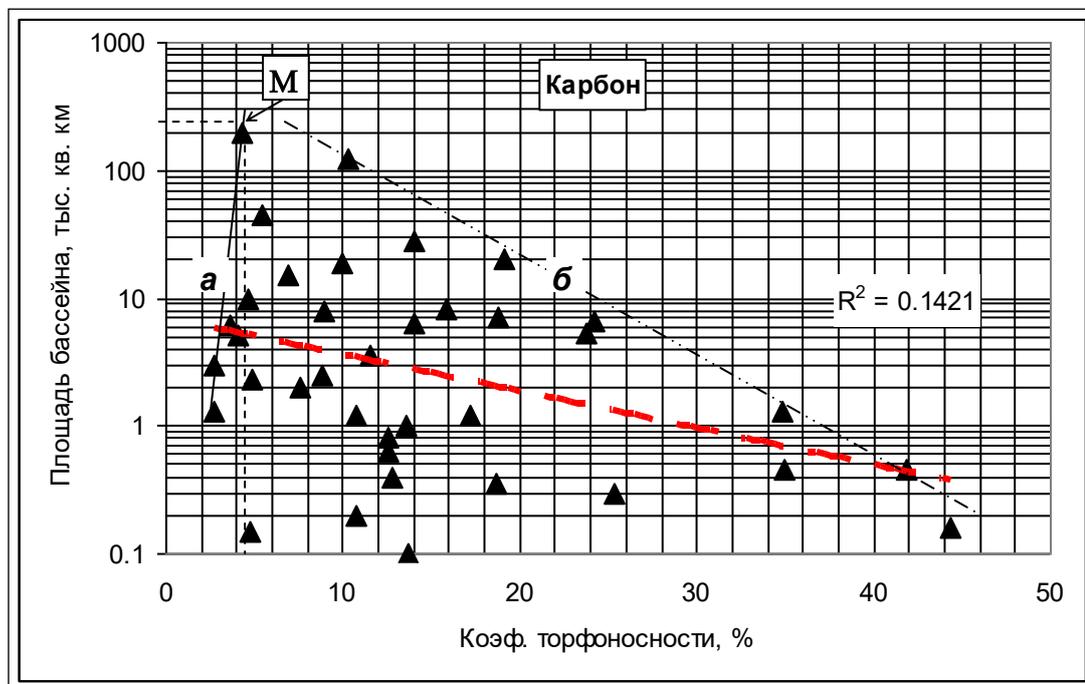


Рис. 2.5.1. Взаимосвязь между площадью угольного бассейна и коэффициентом торфоносности. Граничные линии *а*, *б*, показывают предельные площади угольного бассейна, соответствующие коэффициенту торфоносности: *а* – линия автохтонной экспансии, *б* – линия аллохтонного сжатия. *М*-точка смены автохтонии на аллохтонию.

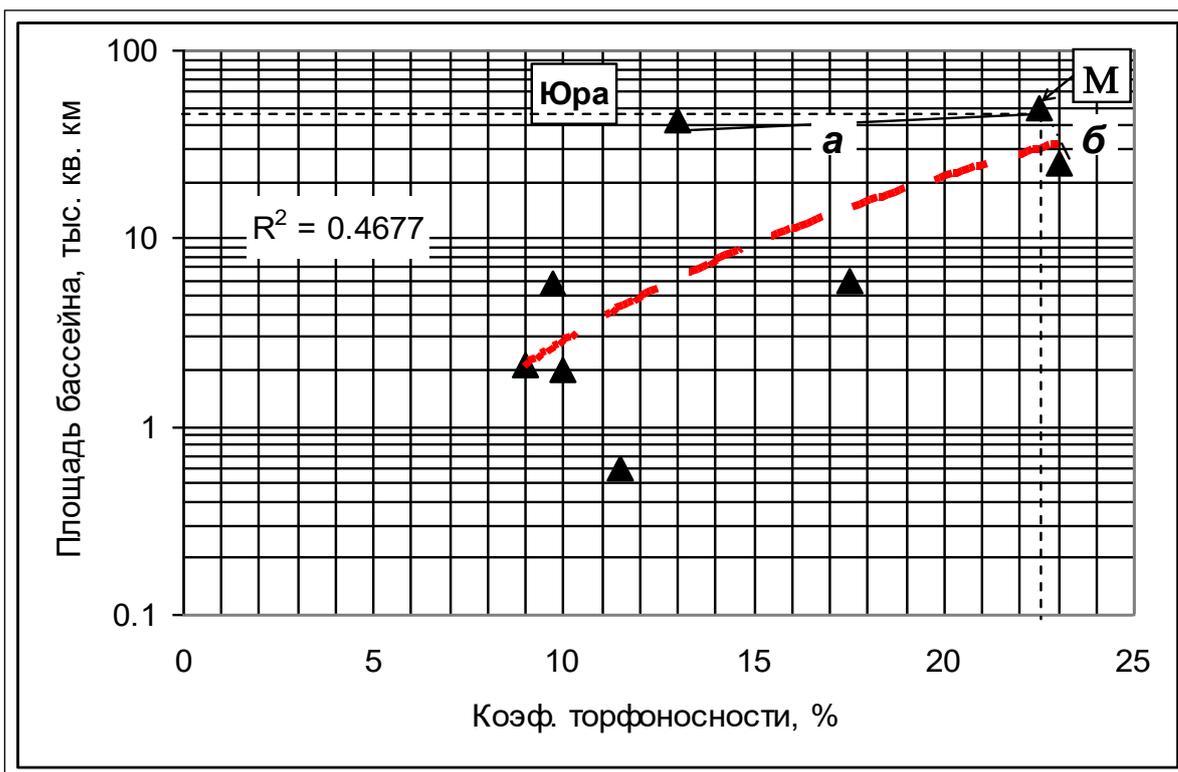
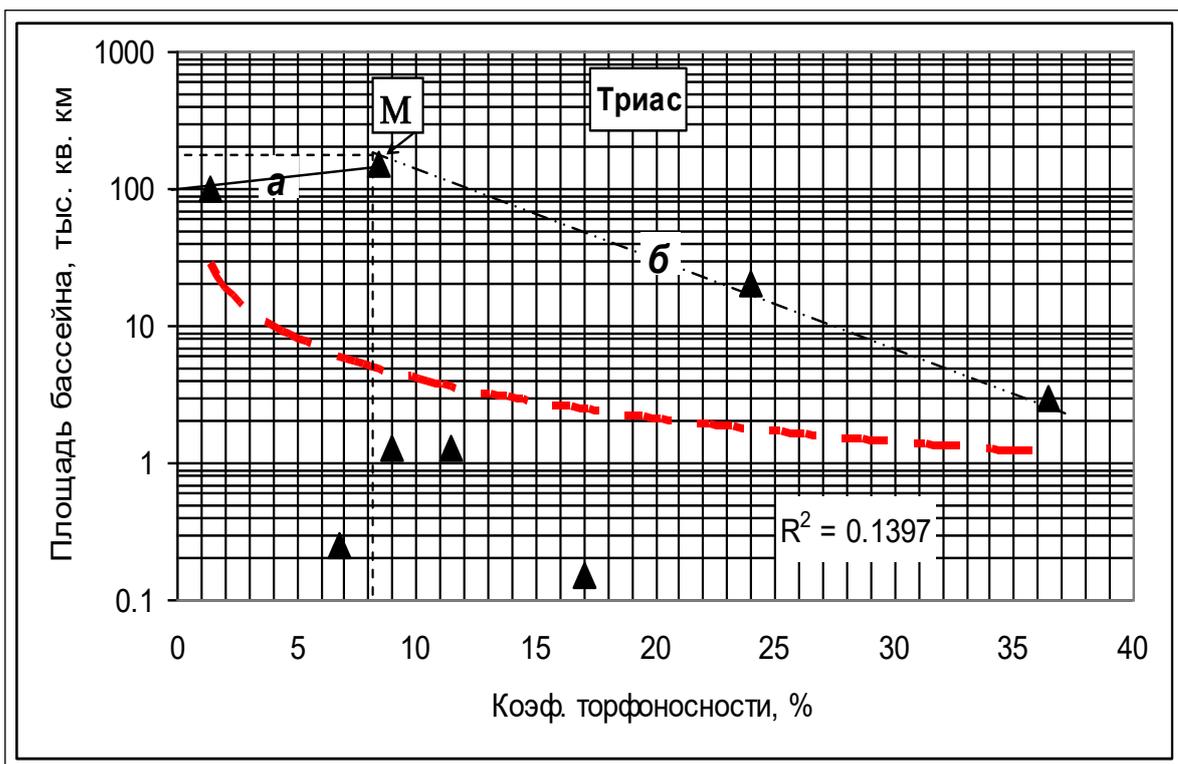


Рис. 2.5.1. Продолжение. Взаимосвязь между площадью угольного бассейна и коэффициентом торфоносности.

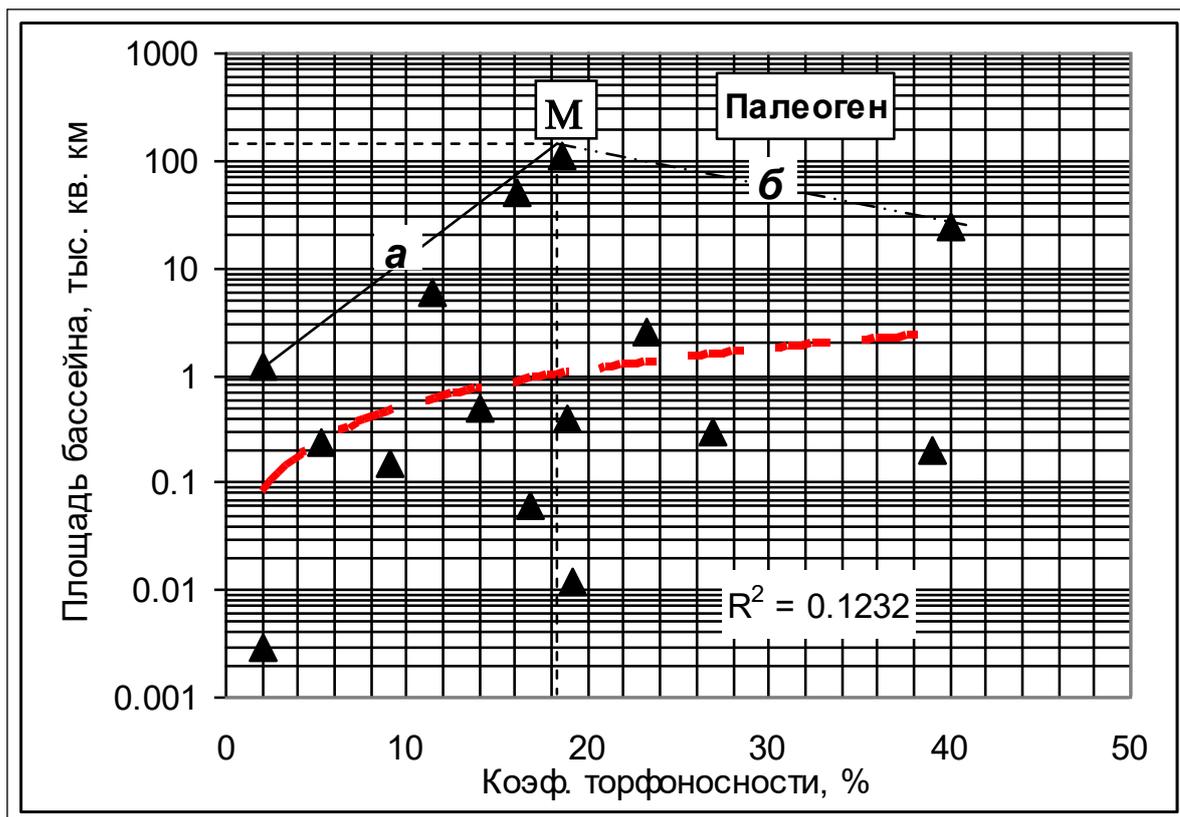
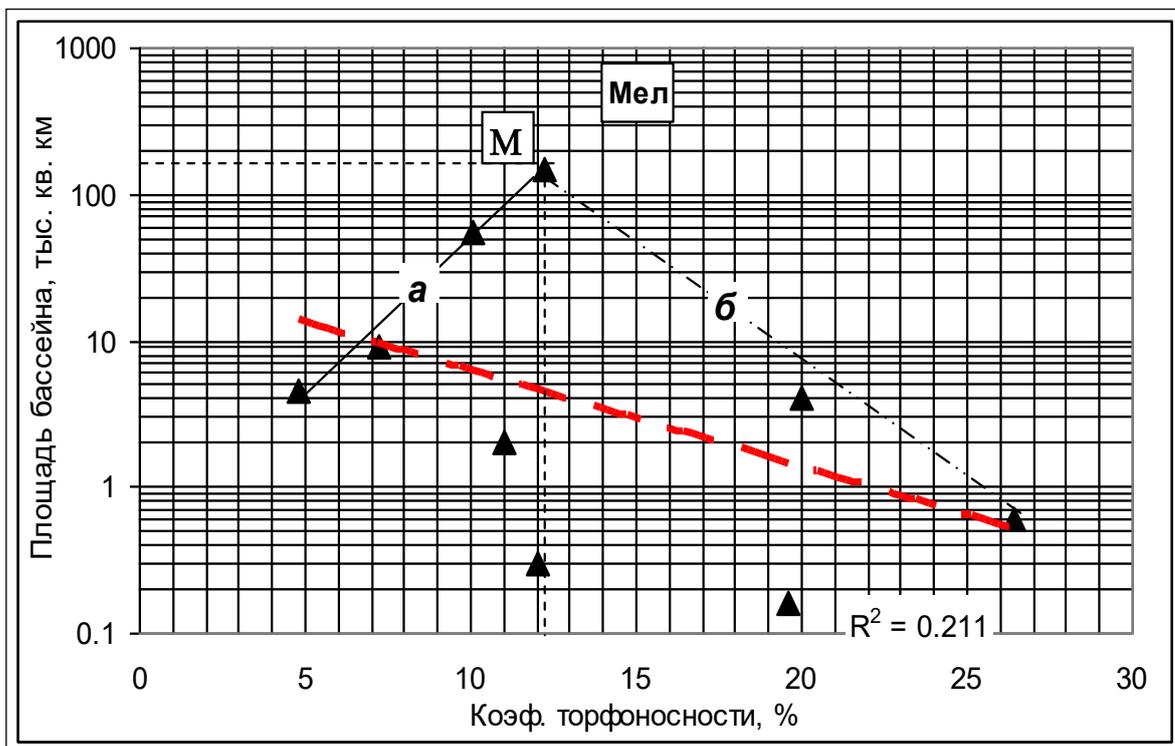


Рис. 2.5.1. Окончание. Взаимосвязь между площадью угольного бассейна и коэффициентом торфоносности.

2.5.2. Взаимосвязь между площадью бассейна седиментации и торфоносностью

Построены диаграммы «Торфоносность угольных бассейнов – Площадь угольных бассейнов» для карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена-неогена (см. рис. 2.5.1). На диаграммах были проведены линии, наиболее приближающие данные при их обработке методом регрессионного анализа и показана величина достоверности их аппроксимации R^2 . По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до заметной.

По каждой диаграмме, по граничным линиям кластеров, определялись:

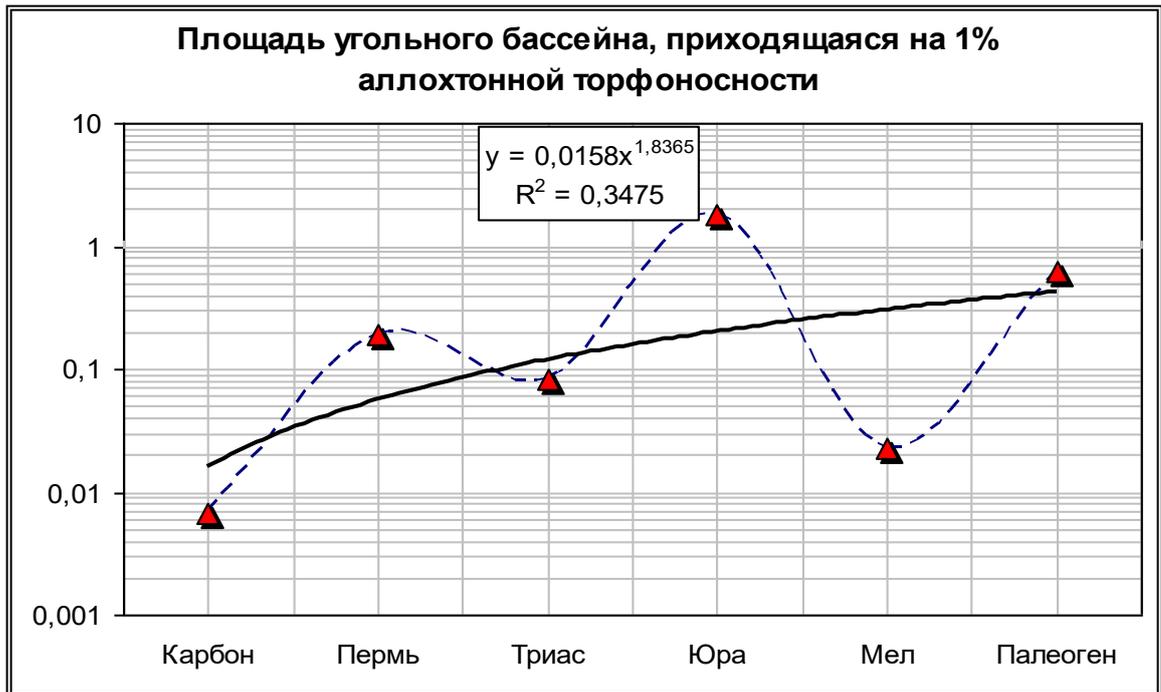
- а) наибольший коэффициент торфоносности (T_{max}), а также соответствующая этому коэффициенту наибольшая площадь угольного бассейна (S_m);
- б) удельное приращение ΔS площади угольного бассейна при увеличении коэффициента торфоносности на 1%: $\Delta S = S_m/T_{max}$;
- с) точка изгиба «М» верхней граничной линии кластера – изменения *прямой связи* между площадью бассейна седиментации и торфоносностью *на обратную связь*.

При этом автор исходил из того, что коэффициент торфоносности *частично* обеспечивается аллохтонным переносом растительных остатков и поверхностного торфа с окраин бассейна в направлении к его центральной линии симметрии, где происходило погружение с максимальной скоростью.

Причём, в зоне с прямой связью преобладало автохтонное накопление торфяника, без переноса растительных остатков. А в зоне с обратной связью торфонакопление происходило преимущественно аллохтонным способом.

По полученным данным была построена диаграмма «Возраст бассейна - Удельное приращение ΔS площади угольного бассейна» (рис. 2.5.2, а). Из диаграммы следует, что от карбона к палеогену-неогену наблюдается рост площади (угольного бассейна), приходящейся на единицу максимальной торфоносности (T_{max}) (см. рис. 2.5.2, а).

а)



б)

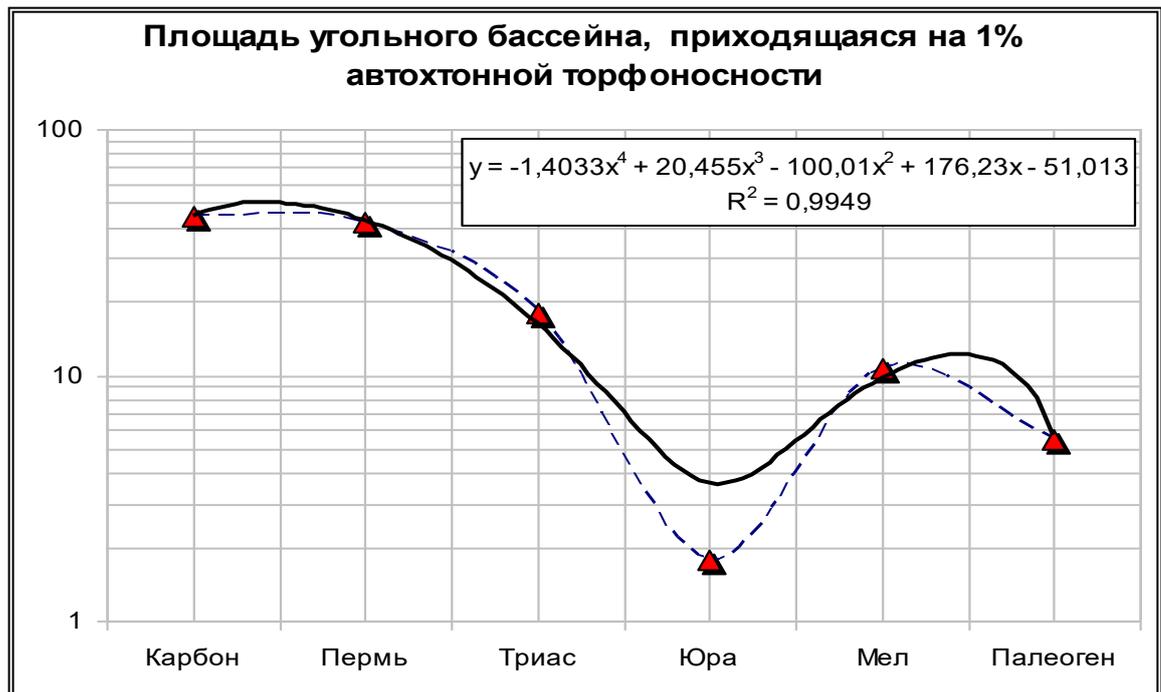


Рис. 2.5.2. Площадь угольного бассейна, приходящаяся на 1% коэффициента торфоносности (Т): а) для аллохтонных (с переносом растительной массы, по T_{max});

б) для автохтонных угольных бассейнов - на диаграмме по мере роста торфоносности меняется знак приращения площади угольного бассейна: увеличение площади бассейна сменяется ее уменьшением. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до весьма высокой.

Здесь (рис. 2.5.2, а) максимальная торфоносность (T_{max}) и присущая этой

торфоносности *наибольшая площадь угольного бассейна* (S_m) соответствуют условиям, наиболее благоприятным для *аллохтонного* торфонакопления и *стабильным во времени*. А отношение « S_m/T_{max} » показывает удельную площадь, приходящуюся на 1% коэффициента торфоносности в наиболее благоприятных для аллохтонного торфонакопления условиях. Из диаграммы видно, что указанное отношение увеличивается от карбона к палеогену в 25 раз. То есть, если, например, в карбоне углеобразующий бассейн седиментации площадью 100 кв. км обеспечивался при торфоносности 50% (существовали торфяники большой мощности на малых площадях), то в палеогене эти же 100 кв. км углеобразующего бассейна седиментации обеспечивались при торфоносности 2% (существовали маломощные торфяники на больших площадях).

Возможными причинами этого явления могли быть:

- а) эволюция торфообразующих растений в сторону засухоустойчивых и захват ими засушливых окраин, прилегающих к более обводнённой части бассейна;
- б) менее интенсивное прогибание дна бассейна седиментации в палеогене по сравнению с карбоном из-за эволюции земной коры: увеличения мощности коры с повышением прочности на изгибание, происходящее под весом накапливающихся в бассейне осадков.

По данным рис. 2.5.1 была построена и вторая диаграмма «Возраст бассейна – $S_{изг} / T_{изг}$ », где $T_{изг}$ - это коэффициент торфоносности для точки изгиба «М» из диаграммы, а $S_{изг}$ - присущая ему наибольшая площадь бассейна (рис. 2.5.2, б). Точка «М» - это точка, где прямая связь между параметрами диаграммы сменяется на обратную. То есть, в этой точке преимущественно автохтонное торфонакопление сменяется преимущественно аллохтонным. Торфоносность $T_{изг}$ тождественна средней мощности автохтонных торфяников в наиболее благоприятных условиях. А соответствующая площадь $S_{изг}$ - это та площадь, которая захватывается растениями - торфообразователями в автохтонных торфяниках. Отношение $S_{изг}/T_{изг}$ показывает удельную площадь,

приходящуюся на 1% коэффициента торфоносности в наиболее благоприятных для *автохтонного* торфонакопления условиях. Данное отношение соответствует способности торфообразующих растений к экспансии, то есть, к расселению на новых территориях. От карбона к палеогену эта способность уменьшалась, что, вероятно, объясняется эволюцией углеобразующих торфяников. То есть, обширные торфяники приморских равнин во времени сменялись меньшими по площади дельтовыми торфяниками, а затем торфяниками речных долин.

Возможны следующие причины снижения способности автохтонных торфяников к экспансии.

1. Эволюция растений - торфообразователей от споровых через голосеменные до покрытосеменных. Соответственно сменялся состав атмосферы, и происходило угнетение древних видов растений, более влаголюбивых, которые раньше расселялись на обширных затопливаемых равнинах.

2. Опережающая эволюция гетеротрофной жизни: микроорганизмов и животных, разрушающих торфообразующую биомассу, по сравнению с эволюцией автотрофной жизни - растений-торфообразователей [109]. Другими словами, разрушение торфообразующей биомассы усиливалось от карбона к палеогену – неогену вследствие быстрой эволюции микроорганизмов и животных. И поэтому в более позднее время уже не могли возникать такие обширные торфяники на морских равнинах, какие были в карбоне и перми.

3. Уменьшение площади обширных равнин вблизи водоёмов и водотоков.

Из диаграмм следует, что существует возможность предварительной прогнозной оценки величины угольного района и бассейна по коэффициенту торфоносности, что может быть полезно для прогноза на стадии поисковой разведки.

Нами выполнен анализ взаимосвязи между площадью угольного пласта и его мощностью на соответствующих диаграммах.

Оказалось, что между этими параметрами существует как прямая, так и обратная зависимость. Например, для Южноуральского (рис. 2.5.3) и Иркутского бассейнов рост мощности угольного пласта сопровождается увеличением его площади.

Это свидетельствует о расширении площади торфяной залежи по мере роста его мощности. То есть, чем дольше торфяник развивается, тем большую площадь он захватывает.

Однако отмечены и обратные связи, например, для месторождений Индии и Канско-Ачинского бассейна (рис. 2.5.4). Это свидетельствует о большой роли аллохтонного переноса растительных остатков в этих месторождениях.

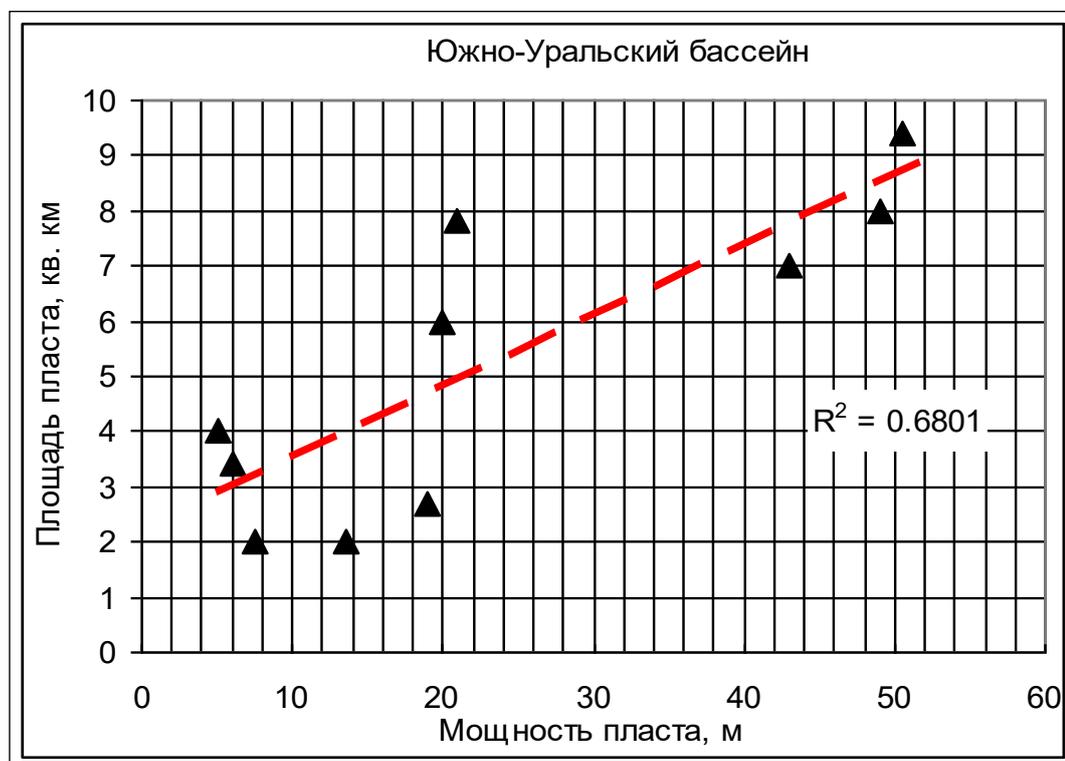


Рис. 2.5.3. Взаимосвязь между площадью угольного пласта и его мощностью в месторождениях Южного Урала. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

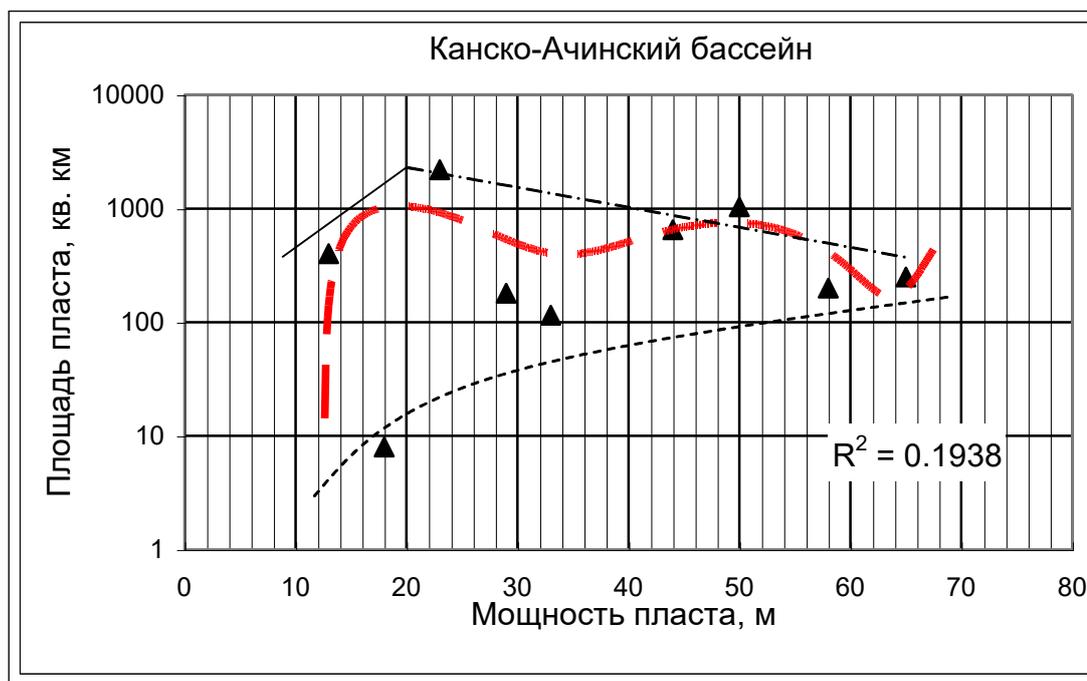


Рис. 2.5.4. Взаимосвязь между площадью угольного пласта и его мощностью в месторождениях Канско-Ачинского угольного бассейна. По шкале Чеддока теснота связи от умеренная.

2.5.3. Развитие бассейна углеобразования с расширением и со стягиванием биоценозов-торфообразователей

Выявленная обратная связь между коэффициентом торфоносности и площадью бассейна свидетельствует о преобладании сил, стягивающих растительные остатки к центру бассейна седиментации. Однако это может иметь и вероятностную природу: наиболее благоприятные условия существовали на небольших площадях. *Но наиболее возможной является первая причина, связанная как с продуктивностью биомассы, так и с гидродинамической активностью в бассейне седиментации.*

Для граничных линий полей существования бассейнов вычислялись тангенсы их наклона к горизонтальной оси «Коэффициент торфоносности». Прямая связь между площадью бассейна и коэффициентом торфоносности показывает способность растений к расселению, обратная - их способность восполнять на окраинах болота унос растительных остатков в центр зоны торфообразования.

То есть, чем больше тангенс для прямой связи, тем успешнее болотные растения захватывают прилегающие к торфянику участки, расширяя площадь залежи. И чем меньше угол наклона для линии с обратной связью, тем успешнее растения удерживаются на окраинах болота, несмотря на перенос их остатков по направлению к центру болота.

Отношение тангенса прямой связи к тангенсу обратной связи показывает сохранность торфообразующей биомассы в неблагоприятных условиях болотных окраин. Или же степень благоприятности болотных окраин для растений – торфообразователей (рис. 2.5.5).

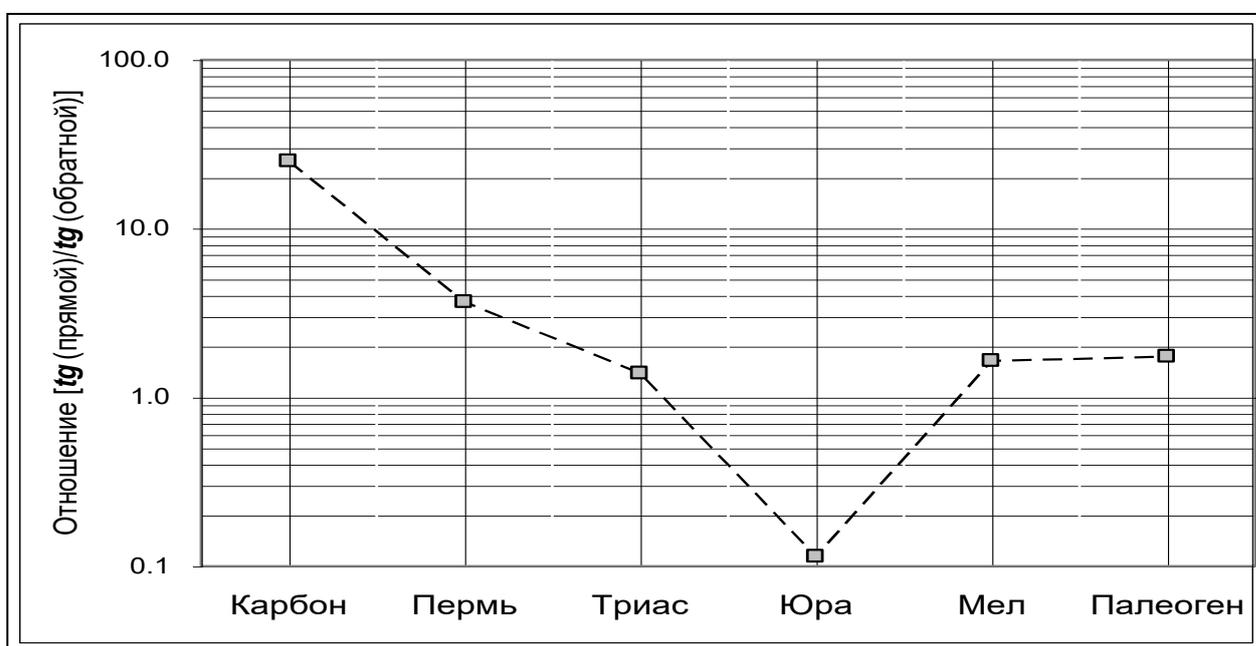


Рис. 2.5.5. Сохранность торфяников на окраинах угольных бассейнов.

Оказалось, что этот параметр (выживаемость растений - торфообразователей) снижается от карбона к юре в 250 раз. То есть, условия на окраинах болота ухудшались от карбона к юре, несмотря на эволюцию растений. Рассмотрим возможные причины данного явления:

1. Захоронялись торфяники низинного типа, образованные влаголюбивыми растениями затапливаемых равнин и долин. Поскольку от карбона к юре растения эволюционировали в сторону засухоустойчивых, а также соответственно изменялась и атмосфера, то доля торфяников низинного типа

уменьшалась. Соответственно уменьшалась площадь торфяников низинного типа, давших угольные пласты.

2. Происходила ускоренная эволюция микроорганизмов и животных, разрушавших торф и растительную биомассу. А также просто рост суммарной массы гетеротрофных организмов. Всё это вызывало ускоренное разрушение торфообразующей биомассы в молодых торфяниках по сравнению с более древними.

Для мела и палеогена данный параметр остаётся на одном уровне, превышающем значение для юры в 25 раз. Полученные результаты свидетельствуют о том, что адаптивный подход применим при анализе угленакопления и может дополнять существующие методы прогнозирования качества и количества запасов угля на ранних стадиях разведки и поисковых работ.

2.6. Основные выводы по второй главе «Адаптивный анализ угленосной толщи»

Из второй главы следуют:

1. **Защищаемое положение.** В ходе адаптации углеобразующего торфяного болота к водным потокам палеоландшафт ложа торфяника наследуется, русла мигрируют из-за малой скорости погружения равнины. Вследствие быстрого уплотнения сильно пористого захороняемого торфяника под весом русловых песков, дно русла быстро погружается и происходит дифференциальное захоронение торфяника. В результате адаптации углеобразующего торфяного болота возникают количественные связи между параметрами угольного пласта и гранулометрических ритмов его кровли, почвы. Это позволяет прогнозировать мощность, зольность, размывы пласта по составу ритмов.

2. **Научная новизна.** Выявлены адаптационные закономерности развития ландшафта углеобразующего торфяника: он адаптируется к палеоландшафту ложа, к скорости палеопотоков, сформировавших гранулометрический ритм почвы; в свою очередь ландшафт влияет на скорость водных потоков, формирующих гранулометрический ритм кровли. Поэтому местоположения размывов угольного пласта и участков стабильной, структурной и катастрофической адаптации ландшафта зависят от степени изменения скорости палеопотоков во времени.

Глава 3.

Адаптивный анализ рудных месторождений

3.1. Влияние атомных параметров химических элементов на их твердофазную диффузию

3.1.1. Твердофазная диффузия в геологических процессах: состояние вопроса

Прямая оценка масштабов влияния твердофазной диффузии на рудогенные процессы практически невозможна. Дело в том, что мы видим конечные результаты действия генетических факторов рудогенеза, а диффузия атомов в твёрдой фазе является лишь одним из этих факторов. При построении рудогенных моделей обычно игнорируется этап твердофазной диффузии [230], поскольку скорость диффузии атомов в кристаллах настолько мала, что на первое место по значимости выдвигаются другие факторы [249, 335].

Проблеме твердофазной диффузии геологи обычно уделяют внимание в связи с метаморфизмом и рудогенезом. Считается, что главным фактором, контролирующим скорость твердофазной диффузии, является температура внешней среды [177, 195]. При увеличении температуры на 100 градусов время, необходимое для полного завершения химической реакции, обусловленной твердофазной диффузией, уменьшается с 500 млн. лет до 1 секунды. При высоких температурах, приближающихся к температуре плавления, основную роль играет твердофазная диффузия через кристаллическую решётку. При более низких температурах – твердофазная диффузия по границе между зёрнами и по дислокациям [267]. Число дислокаций резко возрастает с увеличением температуры и при наличии примесных атомов [208]. Скорость образования минералов за счёт твердофазной диффузии достигает 1 мм за 1 час.

Экспериментальные данные по твердофазной диффузии, приводимые в связи со

становлением мигматитов, дают следующие коэффициенты взаимной диффузии [219, с.57, с.67, с.70]:

- a) $D = 10^{-14}$ см²/с в плагиоклазах для сухих систем;
- b) $D = 2,6 \cdot 10^{-11}$ см²/с для пары CaAl-NaSi в плагиоклазе при T=1450°C;
- c) $D = 7,5 \cdot 10^{-13}$ см²/с для пары CaAl-NaSi в плагиоклазе при T=1360°C;
- d) $D = 7 \cdot 10^{-14}$ см²/с для полевых шпатов при T=700°C.
- e) $D = 10^{-12}$ см²/с для плагиоклазов при T=1400°C.

О масштабах участия твердофазной диффузии в процессах метаморфизма общеизвестно следующее: гранитизация многих формаций невозможна без предварительного приноса извне необходимого количества калия и натрия [157].

Как выяснить место твердофазной диффузии в шкале приоритетов для геолого-генетических факторов? Одним из способов является установление *степени коррелированности геологических процессов с такими атомными параметрами, которые проявляются лишь в ходе твердофазной диффузии.*

К ним относится *характеристическая температура Дебая (Θ)*, играющая «...роль подгонного параметра, который обеспечивает наилучшее согласие между экспериментальными и теоретическими значениями теплоёмкости» кристалла [21, с.161]. Отмечают, что «...как это не удивительно, но понятие температуры Дебая используется во многих задачах физики твёрдого тела, в том числе и не связанных с теплоёмкостью» [21, с.165].

С учётом Дебаевской частоты, коэффициент диффузии D (м²/с) для атомов в твёрдом теле записывается в виде [21, с.587]:

$$D = \xi a^2 \gamma_j = \xi a^2 \gamma_d \exp(-E / \chi_0 T), \quad (3.1.1)$$

где ξ - определяется типом решётки, порядка единицы;

a - расстояние до ближайших соседей;

γ_j - частота перескоков атома;

γ_d - Дебаевская частота;

E - энергия активации.

Дебаевская частота — это предельная частота колебания кристаллической решётки [21, с.587]:

$$\gamma_d = (\chi_0 \Theta) / h, \quad (3.1.2)$$

где χ_0 - постоянная Больцмана;

h - постоянная Планка;

Θ - температура Дебая.

Необходимость исследования процесса твердофазной диффузии элементов в моноэлементных матрицах возникла после того, как автором был установлен факт корреляции температуры Дебая с некоторыми геологическими процессами и явлениями (главы 3, 4, 5).

В том числе установлено, что в планетарном масштабе возраст месторождений металлов увеличивается с ростом температуры Дебая металла (п.4.2.1, рис. 4.2.1); на содержание примесных химических элементов в основных, средних и кислых породах влияет их температура Дебая (п.3.2.1, рис. 3.2.1); на содержание всех химических элементов в геосферах влияет их температура Дебая (п.4.1.2, табл. 4.1.1; п.4.1.3, рис. 4.1.4; п.4.1.6, табл. 4.1.3); минерагенез элемента зависит от его температуры Дебая ((п.3.2.1, рис. 3.2.4); в тектоно-рудогенных циклах раньше формировались месторождения элементов с более высокой температурой Дебая (п.4.2.2, рис. 4.2.2; п.4.2.3, рис. 4.2.3-б); температура Дебая для рудогенных элементов из мантийных источников на 45% выше, чем для всех химических элементов (п.5.1.8, табл. 5.1.5).

Геологическая значимость твердофазной диффузии может быть обусловлена следующими причинами. Во-первых, при наличии дефектов скорость твердофазной диффузии возрастает [205]. Во-вторых, рудогенезу обычно предшествует возникновение в кристаллах дефектов и микротрещин, что значительно уменьшает путь диффундирующего атома из объёма кристалла до первой микротрещины. Далее происходит обычная миграция в составе флюидов. Выделяя в процессе рудогенеза *этапы активации - переноса рудогенных элементов из объёма минерала на его поверхность, их мобилизации, транспортировки и рудоотложения, отмечают, что этап активации зависит от твердофазной диффузии* [282]. Наиболее простым для анализа случаем является диффузия в моноэлементных матрицах. Изучая ее особенности, можно выяснить основные факторы, контролирующие твердофазную диффузию и в

многокомпонентных матрицах, в том числе в литосфере.

Для анализа твердофазной диффузии автором использовались численные данные из справочника «Свойства элементов» [283], значения атомных параметров нами взяты из приложения к указанному справочнику.

3.1.2. Изученность проблемы твердофазной диффузии

Различают диффузию и самодиффузию в кристаллах. Диффузия - это самопроизвольное выравнивание концентрации атомов одного вида. Самодиффузией называется выравнивание состава твёрдого раствора. Диффундирующий атом перемещается, совершая ряд скачков между равновесными положениями в кристаллической решетке. Теоретически предложены около десяти механизмов диффузии, основные из которых ниже даны по Дж.Маннингу [212]. Все они являются комбинациями двух простых видов скачков из одного узла решётки в другой узел, или же из одного равновесного положения в междоузлии в другое равновесное положение в междоузлии.

Для кристаллов с рыхлой упаковкой атомов возможен *простой обмен двух соседних узловых атомов*. Кольцевой механизм является усложнённым вариантом обмена, когда *три или более атомов одновременно меняются местами*. Мелкие примесные атомы могут *диффундировать по междоузлиям*, не сильно смещая атомы матрицы. Если размер атома примеси равен величине узлового атома, может реализоваться механизм непрямого перемещения междоузельной конфигурации. При этом атом примеси из междоузлия смещается в узел, выталкивая атом матрицы в междоузлие. Затем все повторяется. Это так называемый *гантельный механизм*. В плотноупакованной атомной решетке может реализоваться краудсионный механизм, когда *избыточный атом находится в ряде атомов, равномерно смещая около десяти соседних атомов*. Считается, что наиболее распространённым является *вакансионный механизм* в системах замещения с примерно одинаковыми атомами. *Атом совершает скачок в соседний пустой узел, образуя вакансию на первоначально занятом узле*. Если одновременно диффундируют соседние вакансии, то говорят о *дивакансионном механизме*. При некоторых условиях возможно смещение соседних атомов к вакансии. Если величина смещения такова, что правильная структура решётки исчезает, то возникает релаксированная область. В ней атомы могут совершать нерегулярные движения, как в жидкости. Это - *релаксационный механизм диффузии*.

Наименее изучена диффузия атомов по поверхностям. Однако установлено, что «... поверхность может рассматриваться как двухмерная среда, ограниченная с одной стороны адсорбированным слоем, а с другой – объёмом, обладающим высокими потенциальными барьерами для диффузии атомов» [42, с.31]. В качестве поверхностного слоя можно рассматривать до 4-х атомных слоёв. Амплитуда колебания атомов в поверхностном слое в 1.5 - 2.5 раза выше, чем в объёме. И разрыв увеличивается по мере повышения частоты колебания решётки до $0.5 \cdot \gamma_d$ (Дебаевской частоты). Это свидетельствует о том, что, при прочих равных условиях, скорость диффузии в поверхностном слое выше, чем в объёме кристалла, и, что с увеличением температуры скорость диффузии растёт быстрее в поверхностном слое, чем в объёме. Коэффициент диффузии D в кристалле зависит от подвижности атомов [205, с.10]:

$$D = b \cdot \chi_0 \cdot T, \quad (3.1.3)$$

где b - подвижность атомов данного сорта;

T - абсолютная температура.

Экспериментальные значения коэффициента диффузии часто описывают формулой Аррениуса:

$$D = D_0 \cdot \exp(-Q/\chi_0 \cdot T), \quad (3.1.4)$$

где D_0 - предэкспоненциальный множитель;

Q - экспериментальная энергия активации.

Коэффициент диффузии для одномерной диффузии определяется первым законом Фика:

$$\mathfrak{J} = -D \cdot \partial c / \partial x, \quad (3.1.5)$$

где \mathfrak{J} - число диффундировавших атомов;

c - концентрация атомов;

x - линейное расстояние.

Скорость диффузионного накопления вещества описывается вторым законом Фика:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial(D \frac{\partial c}{\partial x})}{\partial x} = D \frac{d^2 c}{dx^2}, \quad (3.1.6)$$

где t - время.

Общепринятым является представление об уменьшении коэффициента диффузии атома с ростом его массы. Это так называемый изотопный эффект. Он вытекает из классической теории реакций. Частота скачков, следовательно, и скорость твердофазной диффузии прямо пропорциональны вибрационной частоте колебания решётки. Но частота колебания решётки обратно пропорциональна корню квадратному из масс изотопов [212,с.148]. Однако нами впервые установлено, что это представление ошибочно. Наоборот, с ростом массы атома скорость его диффузии увеличивается [87].

3.1.3. Суммарное влияние атомных параметров на твердофазную диффузию элементов

В справочнике «Свойства элементов» [283] приведены параметры взаимной диффузии различных элементов. Примеси диффундировали в моноэлементных матрицах.

Анализ данных из вышеуказанного справочника по твердофазной диффузии нами выполнялся на диаграммах «Коэффициент диффузии - Атомные параметры». Рассматривалась диффузия в моноэлементных матрицах, сложенных шестнадцатью элементами.

Было установлено, что коэффициент твердофазной диффузии D диффундирующего элемента коррелируется в разных случаях с одним или с несколькими его атомными параметрами: с атомным радиусом (R), с массой (M), с электроотрицательностью (ϵ), с Дебаевской температурой (Θ), а также с наименьшим числом электронов от элемента до ближайшего инертного газа данного или предыдущего периода. Это число назвали «расстояние до

инертного газа (e)». Величина e показывает, сколько электронов атом этого элемента должен отдать ($+e$ - лишние электроны) или присоединить ($-e$ - недостаточно электронов), чтобы его электронная оболочка стала такой же, как и у инертного газа. Например, для Ca, $e = +2$; для Cl, $e = -1$; для Si, $e = \pm 4$. Атомы, отдающие электроны, названы нами – электронофобами ($+e$) (обладают металлическими свойствами); присоединяющие электроны – электронофилами ($-e$) (обладают свойствами неметаллов).

Необходимость введения параметра «Расстояние до инертного газа» возникла из поведения химических элементов: «Металлы и неметаллы в условиях химического взаимодействия стремятся приобрести электронную конфигурацию инертного газа, при этом неметаллы стремятся присоединить недостающие для заполнения электронных уровней электроны, а металлы - отдать внешние, наименее связанные с ядром» [283, с.9].

Для той или иной моноэлементной матрицы величина D коррелируется с 1 - 4 атомными параметрами диффундирующей примеси. Корреляция может быть прямая ($+$), обратная ($-$) или *резонансного типа* ($^{\circ}$). В последнем случае диффузия возрастает с приближением значения параметра диффундирующих атомов к значению параметра атома матрицы. На $D-R$ диаграммах (коэффициент диффузии – атомный радиус) диффундирующие примесные элементы образуют *относительно упорядоченное отображение периодической системы элементов*. Это заключается в последовательном укладывании элементов одного периода на прямые или изогнутые отрезки линий, в некоторых случаях, в последовательно субпараллельном расположении этих линий в зависимости от номера периода, в сходстве рисунков отображения периодической системы элементов для нескольких моноэлементных матриц.

Для типизации отображений периодической системы элементов на диаграммах была применена следующая формализация. Случаю, если рост D коррелировался с увеличением номера периода, а значит и массы M атома, присваивался знак ($+$), т. е. M^{+} . Уменьшение номера периода отмечалось как M^{-}

. Далее рассматривался вид корреляции коэффициента диффузии с атомным радиусом всех элементов, изображённых на ***D-R*** диаграмме.

По двум параметрам: массе ***M*** и радиусу ***R*** атома примесей установлены 4 типа отображений диффундирующих элементов на диаграммах:

M⁺ R⁰ (в кристаллах Cu, Ag, Zn, Mo, Fe, Ge, Zr, Al, Au).

M⁻ R⁰ (в Si при $R > R_{Si}$).

M⁺ R⁺ (в кристаллах U, Ti, W).

M⁻ R⁺ (в Hg, Pb).

В том числе случай ***M⁺*** реализуется с вероятностью 0.85, случай ***R⁰*** - с вероятностью 0.73. Дальнейшая детализация проводилась по корреляции ***D*** с изменением атомных радиусов (***r***) элементов внутри одного периода. Было установлено, что рост ***D*** следующим образом коррелируется с ***r***:

r⁻ (в кристаллах Cu, Ag, Zn).

r⁰ (в кристаллах Mo, Fe, Ge, Zr, Al, Au).

r⁺ (в матрицах Si, U, Ti, W, Hg, Pb).

Таким образом, по корреляции ***D*** с ***M***, ***R***, или по типу отображений диффундирующих элементов на диаграммах ***D-R***, можно выделить 4 группы моноэлементных матриц:

M⁺ R⁰ r⁰ (кристаллы Fe, Au, Mo, Zr, Ge, Al).

M⁺ R⁰ r⁻ (кристаллы Ag, Cu, Zn).

M⁺ R⁺ r⁺ (кристаллы U, W, Ti).

M⁻ R⁺ r⁺ (матрицы Pb, Hg, Si).

Для выяснения факторов, влияющих на твердофазную диффузию в моноэлементных матрицах, были также изучены диаграммы: ***D-Э***, ***D-Θ***, ***D-ε***.

В табл.3.1.1 показаны соответствующие той или иной моноэлементной матрице взаимосвязи коэффициента твердофазной диффузии примесных элементов с их атомными параметрами. Характеристика атомов матрицы, т.е. кристалла, дана на качественном уровне.

Таблица 3.1.1

**Влияние атомных параметров диффундирующих элементов
на скорость их твёрдофазной диффузии**

Параметры элементов матрицы (кристалла)					Вид корреляции коэффициента диффузии диффундирующих элементов с их параметрами							
Эл-т	M	Δ	e	Θ	R	r	M	Δ	e	Θ	X	Рост D вызван:
<i>Fe</i>		max	max	max	$0^2, +^2$	0^2	$+^2$	$-^5$		$-^3$	-4.1	Снижением периода решётки
<i>Au</i>	max	max	-max	min	0^2	0^2	$+^2$	$-^3$		0^5	-5.75	
<i>Ag</i>		max	-max	min	0^2	$-^2$	$+^2$	$-^3$	$+^3$	$+^5$	-4.5	Опережают электронофобы (+e)
<i>Cu</i>		max	-max		0^2	$-^2$	$+^2$	$-^4$	$+^4$	0^2	-5.14	Родство m, n электронных слоёв
<i>U</i>	max	min	$+6$	min	$+^2$	$+^2$	$+^2$	$-^4$	$-^4$	$-^5$	-6.45	Родство p, q эл. слоёв
<i>W</i>	max		$+6$		$+^2$	$+^2$	$+^2$	$-^5$			-5.7	Сниж. валентности
<i>Mo</i>			$+6$		0^2	0^2	$+^2$	0^2	$+^1$	0^1	-8	
<i>Hg</i>	max	max	-6		$+^2$	$+^4$	$-^2$	$+^1$		$+^4$	-9.6	Ряд $e = (+2, +1, -7, -6, -5, -4)$
<i>Zn</i>			-6		0^4	$-^2$	$+^2$	$+^1$	$+^5$		-5.3	Сниж. валентности
<i>Zr</i>			$+4$		0^2	0^2	$+^2$			$+^1$	-6.6	
<i>Ti</i>			$+4$		$+^2$	$+^2$	$+^2$	$-^1$			-6.9	
<i>Si</i>		max	± 4	max	0^2	$+^2$	\pm^2	0^2	0^5	0^4	-4.9	Рост валентности
<i>C</i>		max	± 4	max	0^2		$+^2$	$-^1$	0^1	$-^5$	-2.5	
<i>Pb</i>	max	max	-4	min	$+^4$	$+^4$	$-^2$	$-^1$	0^1	0^1	-5	Родство o, p эл-ных слоёв
<i>Ge</i>		max	-4		0^2	0^2	$+^2$	$+^1$		$+^1$	-5.2	Опереж. электронофилы (-e)
<i>Al</i>			$+3$		0^2	0^2	$+^2$	$-^5$		0^1	-7.6	Опережают крупные атомы

Примечание: M - масса атома, Δ - электроотрицательность, Θ - температура Дебая, e - число электронов от атомов примеси до инертного газа, R - атомный радиус всех элементов, r - атомный радиус элементов периода, X - усреднённый для многих химических элементов показатель степени при коэффициенте диффузии D . Вид корреляции: + прямая; - обратная; 0 резонансная. Выраженность (степень) корреляции (например, для прямой зависимости): $+^5$ сильная; $+^4$ средняя; $+^3$ слабая; $+^2$ весьма слабая; $+^1$ незначительная.

Для условной оценки выраженности корреляции K_i коэффициента диффузии (D) с i -м атомным параметром примеси (см. табл. 3.1.1) для рис. 3.1.3 применялась следующая градация. Сильная выраженность корреляции K_i приравнивалась 1, средняя - 0.8, слабая - 0.7, очень слабая - 0.6, незначительная - 0.5.

Анализ табл. 3.1.1 позволяет сделать следующий основной вывод: *диффузия даже в моноэлементных матрицах является многофакторным и сложным процессом, который трудно описать одной формулой. Диффузия происходит в результате конкуренции различных управляющих факторов и определяется взаимодействием атомных параметров диффундирующих примесных элементов и элементов матрицы.*

В то же время существует мнение Дж. Маннинга о том, что «... динамические характеристики примеси не зависят от атомной массы и силовых констант кристалла...» [212, с.157]. Очевидно, что это мнение ошибочно.

Изучение влияния на скорость диффузии параметров диффундирующих атомов и атомов матрицы (рис. 3.1.1, 3.1.2, 3.1.3) позволило прийти к следующим выводам:

1. Коэффициент твердофазной диффузии растёт по мере уменьшения сходства между атомами матрицы и примеси. Следовательно, твердофазная диффузия – это процесс, обратный изоморфизму. И изоморфизм ярче проявляется для тех примесных элементов, у которых значения 6-ти указанных атомных параметров меньше отличаются от атомных параметров элементов матрицы минерала.

2. Рост коэффициента диффузии происходит вследствие увеличения числа коррелирующих параметров атомов примеси, и общей коррелированности с ними (рис. 3.1.2, 3.1.3).

Таким образом, *если атомы матрицы сильно отличаются от диффундирующих атомов примеси, то растёт скорость диффузии. И коэффициент диффузии начинает сильнее зависеть от атомных параметров примеси. То есть, растёт выраженность коррелированности (K) скорости диффузии с атомными параметрами примеси.*

Степень несходства (V) свойств атомов кристалла и примеси вычислялась по формуле (3.1.7):

$$V_i = \frac{2 \cdot (C_i - \bar{C})}{\Delta C}, \quad (3.1.7)$$

где V_i - отклонение свойств по i -му параметру;

C_i - значение i -го параметра атома матрицы;

\bar{C} - среднее значение i -го параметра, $\bar{C} = C_{min} + \frac{1}{2} (C_{max} - C_{min})$;

$\Delta C = C_{max} - C_{min}$;

C_{max} , C_{min} - соответственно его наибольшее и наименьшее значения.

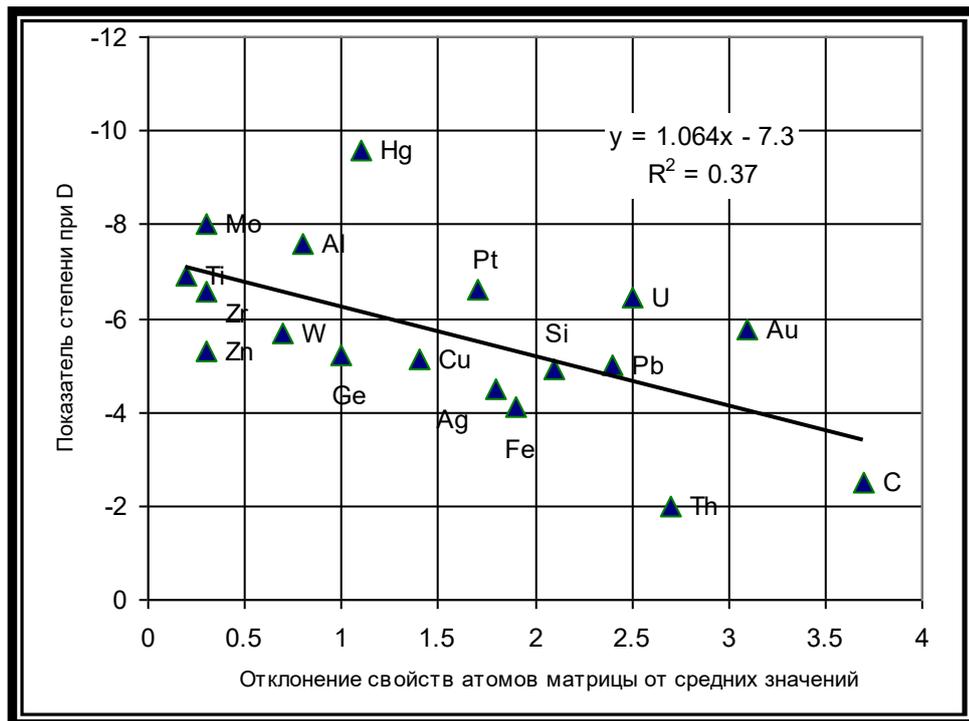


Рис. 3.1.1. Рост средней скорости твердофазной диффузии (ось y) химических элементов в моноэлементных матрицах по мере увеличения степени (ось x) отклонения свойств элементов матрицы от средних значений свойств химических элементов. По шкале Чеддока теснота связи заметная.

Несходство свойств оценивалось для электроотрицательности (\mathcal{E}), температуры Дебая (Θ), атомной массы, расстояния до инертного газа (e).

Суммарное несходство для кристалла:

$$V = V_1 + V_2 + V_3 + V_4. \quad (3.1.8)$$

Общая выраженность (K) коррелированности коэффициента диффузии (D) с атомными параметрами примеси:

$$K = \sum K_i = K_1 + K_2 + \dots + K_i + \dots + K_n, \quad (3.1.9)$$

где K_i – выраженность корреляции скорости диффузии D с i -м параметром примесного элемента, $i = 1, 2, 3, \dots n$;

n - число атомных параметров, с которыми коррелируется D .

Изучалась корреляция скорости диффузии D с электроотрицательностью (Θ), с температурой Дебая (Θ) и с расстоянием до инертного газа (e).

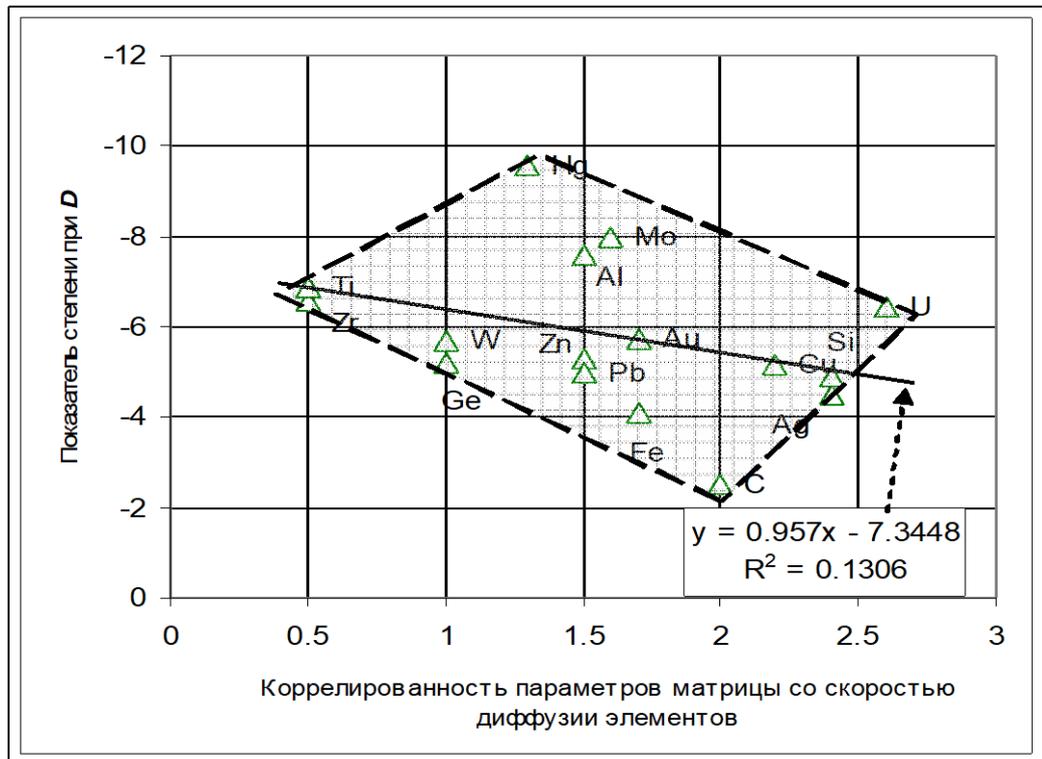


Рис. 3.1.2. Связь между средней скоростью диффузии D (ось y) элементов в матрице и степенью коррелированности (ось x) параметров матрицы со скоростью диффузии элементов. По шкале Чеддока теснота связи умеренная.

Поскольку существует взаимосвязь между коэффициентом твердофазной диффузии с одной стороны, и с V и K с другой стороны, то несомненна связь между несходством свойств (V) атомов примеси и матрицы с одной стороны, и степенью коррелированности (K) скорости диффузии с атомными параметрами примеси с другой (рис. 3.1.3). Управляющим аргументом здесь является несходство (V) атомов матрицы и примеси:

$$K = f(V). \quad (3.1.10)$$

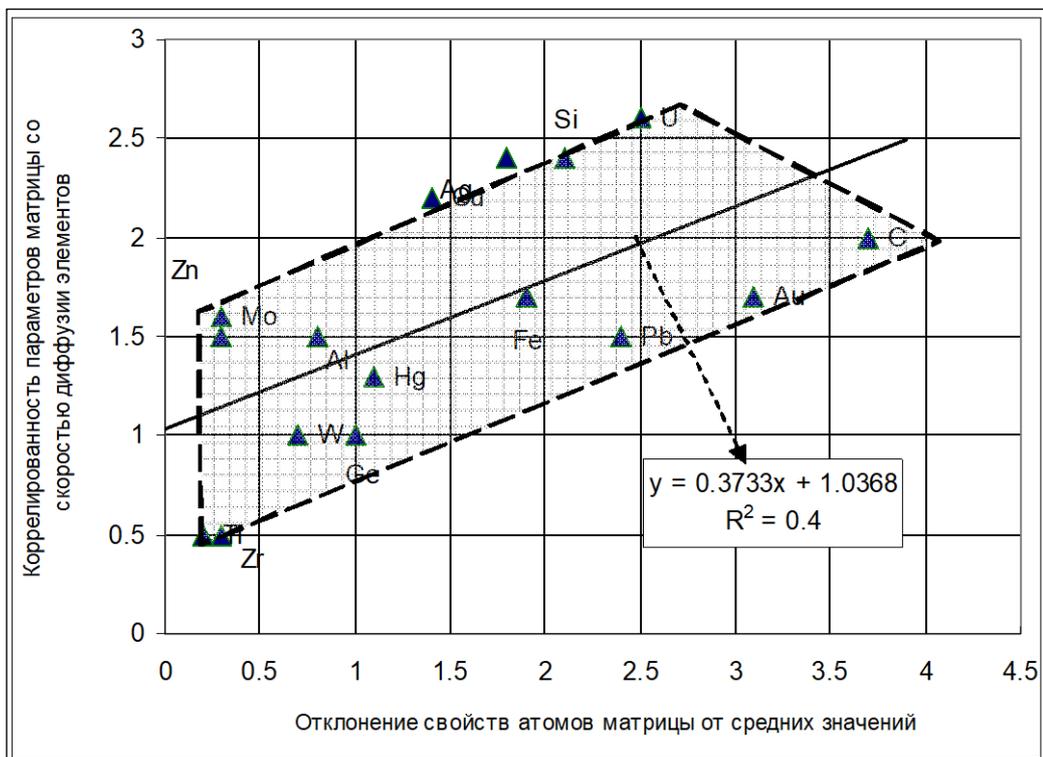


Рис. 3.1.3. Рост степени коррелированности K (ось y) параметров матрицы со скоростью диффузии элементов по мере увеличения отклонения V (ось x) свойств элементов матрицы от средних значений свойств химических элементов. По шкале Чеддока теснота связи заметная.

Коррелированность (K) минимальна, если кристалл состоит из атомов с $|e| = 4$. Это - матрицы из элементов Zr, Ti, Ge, Pb, C.

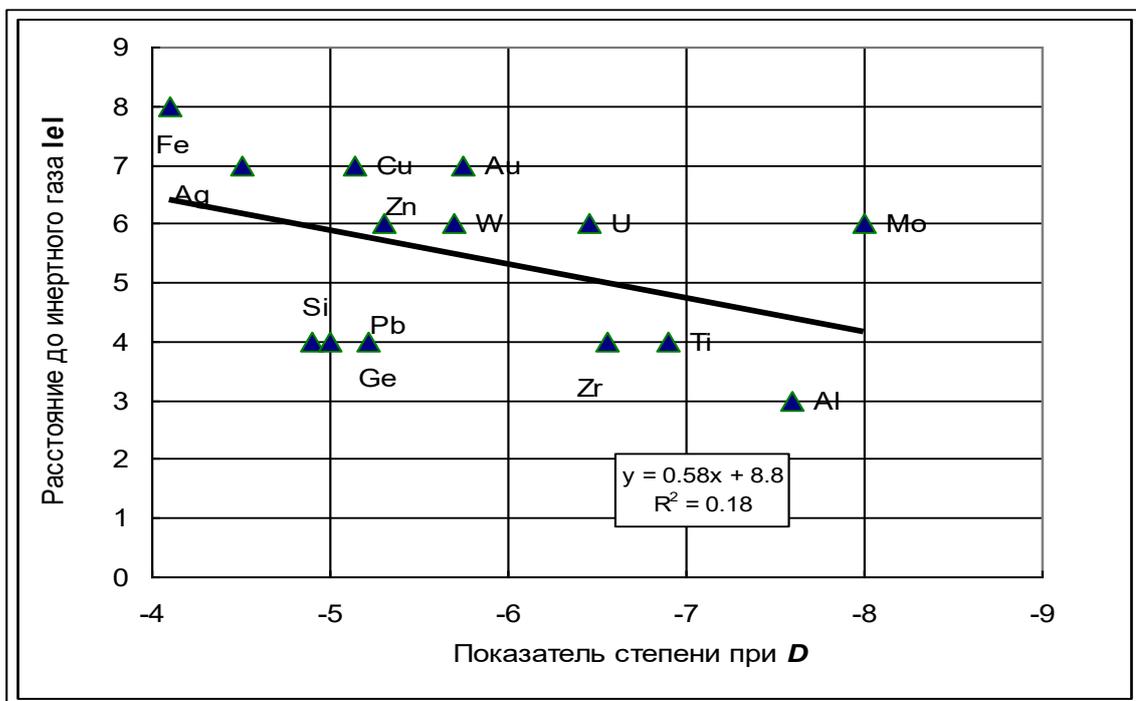


Рис. 3.1.4. Снижение средней скорости (ось x) диффузии по мере уменьшения абсолютного значения величины e – «расстояние до инертного газа» (ось y) у атомов матрицы. По шкале Чеддока теснота связи умеренная.

3.1.4. Влияние на твердофазную диффузию температуры Дебая, электроотрицательности, массы атома и плотности электронной плазмы

Твердофазная диффузия включает в себя активацию атома и его перескок в другой узел или междуузлии. Под *активацией примеси, в физике твёрдого тела, понимают передачу колебательной энергии от атомов матрицы атому примеси, т.е. энергетическую накачку примеси.*

Общепринятым является мнение о прямой зависимости частоты перескока от частоты колебания [212]: *чем выше температура Дебая для примеси, тем бóльшим должен быть коэффициент диффузии. Но нами установлено, что в 69% всех случаев все происходит наоборот. Так, в 46% всех случаев коэффициент диффузии максимален тогда, когда температура Дебая для примеси равна температуре Дебая для атомов матрицы. То есть, диффузия максимальна, если существует частотный резонанс в колебаниях атомов примеси и кристалла. Это, вероятно, связано с уменьшением времени активации атома примеси вследствие передачи энергии без потерь. И ещё в 23% всех случаев рост коэффициента диффузии сопровождается снижением температуры Дебая. Поскольку амплитуда находится в обратной зависимости от частоты, то это показывает, что здесь частота перескока растёт по мере увеличения амплитуды колебания примеси. И лишь в 31% всех случаев скорость диффузии действительно растёт с увеличением частоты колебания атомов примеси (Θ^+).*

В 77% всех случаев коэффициент диффузии растёт при снижении электроотрицательности атомов примеси. Причина в том, что перескок реализуется с высокой вероятностью тогда, когда атом примеси легко теряет свои внешние электроны.

В 81% случаев увеличение коэффициента твердофазной диффузии коррелируется с ростом массы атома примеси (рис. 3.1.5). Вероятно, здесь работает соотношение массы атома примеси к массе атома матрицы. Данный вывод

подтверждается тем, что, с увеличением массы атома матрицы, среднее значение коэффициента диффузии примесей в ней снижается (рис. 3.1.6).

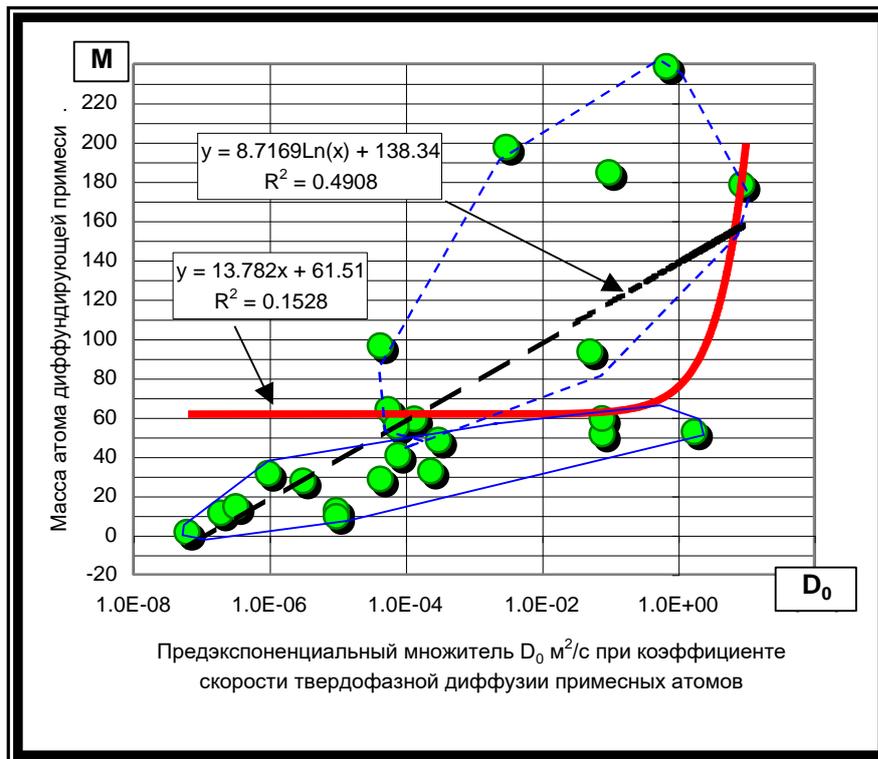


Рис. 3.1.5. Пример влияния на скорость твердофазной диффузии D_0 (ось x) атомной массы M (ось y) диффундирующих примесных элементов. При равенстве атомной массы атомов примеси, и матрицы скорость диффузии меняется скачком. (Диффузия в железе). По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до высокой.

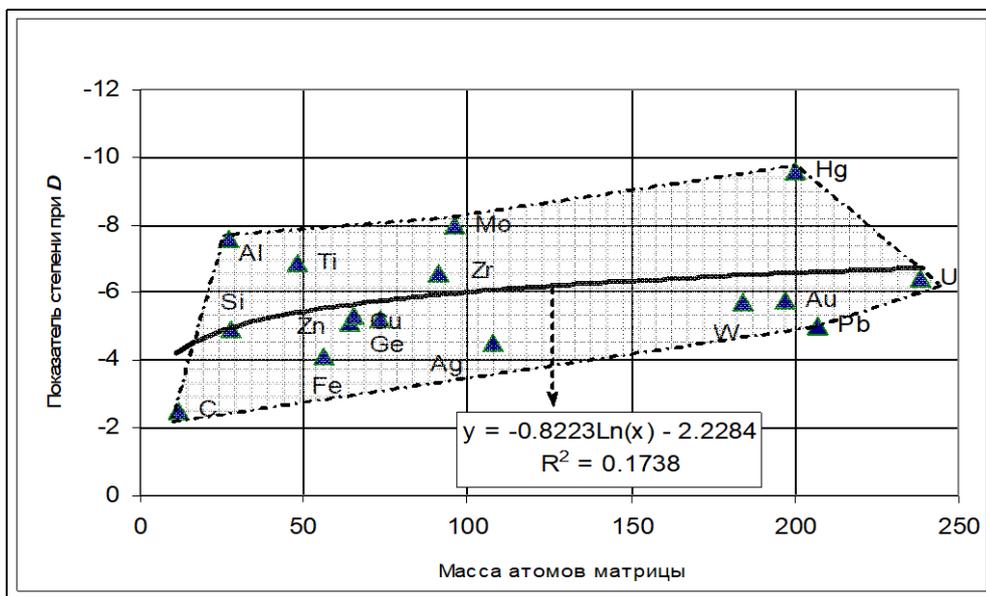


Рис. 3.1.6. Снижение скорости диффузии (ось y) примесных элементов в матрице по мере увеличения массы (ось x) атомов матрицы. По шкале Чеддока связь умеренная.

Чтобы объяснить эти два факта, автор предположил гантельный механизм диффузии, или же простой обменный механизм. И в том и в другом

случае атом примеси при перескоке выбивает атом кристалла из устойчивого состояния и занимает его место. *И чем больше масса атома примеси, тем выше его импульс, что увеличивает вероятность выбивания атома кристалла высокоимпульсным атомом примеси.*

При рассмотрении коэффициента диффузии в связи с расстоянием до инертного газа e для атомов матрицы выявлено следующее:

1. С ростом значения $|e|$ для атомов матрицы увеличивается коэффициент диффузии.

2. При $|e| = 4$ в матрицах из атомов-электрофилов коэффициент диффузии в 10-100 раз выше, чем в кристаллах из атомов-электрофобов.

Влияние абсолютного значения $|e|$ атомов матрицы объясняется ростом плотности электронной плазмы в матрице.

Согласно теории Фрелиха, существует электрон-фононное взаимодействие, когда движущийся электрон непрерывно взаимодействует с атомами решётки, получая от них и передавая им колебания [21, с.339]. Следовательно, *увеличение плотности электронной плазмы, происходящее при росте значения $|e|$, усиливает межатомное взаимодействие. Это приводит к уменьшению времени активации атома примеси, что повышает скорость его диффузии.*

Более высокая скорость диффузии в кристаллах из атомов электрофилов объясняется тем, что они эффективнее взаимодействуют с электронами атома примеси, поскольку электроны примеси периодически включаются в электронную оболочку окружающих атомов и возвращаются примеси.

Тем самым, передача колебательной энергии от атомов кристалла к атому примеси происходит достаточно быстро.

3.1.5. Влияние размера атома примеси на ее твердофазную диффузию

При анализе нами был выявлен эффект величины атома примеси, когда с увеличением атомного радиуса диффундирующей примеси растёт коэффициент ее диффузии (рис. 3.1.7). Наиболее чётко эффект проявляется в матрицах из тяжёлых металлов (U, W, Hg, Pb), атомы которых трудно выбиваются атомом примеси из потенциальной ямы из-за большой инерции покоя. Однако процесс выбивания атома матрицы облегчается, если он заранее смещён относительно равновесного состояния более крупным атомом примеси. Тогда атом примеси, при перескоке, достаточно легко выбивает атом матрицы и занимает его место.

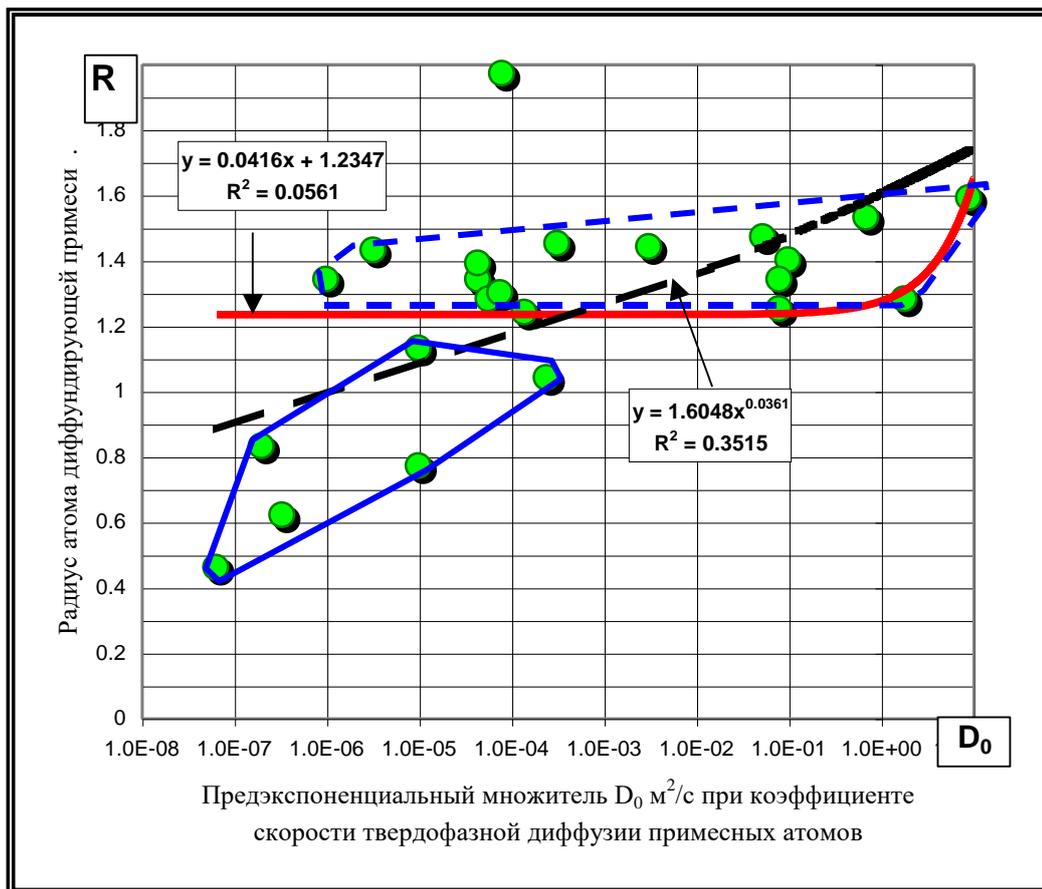


Рис. 3.1.7. Пример влияния на скорость твердофазной диффузии D_0 (ось x) атомного радиуса (ось y) диффундирующих примесных элементов. При равенстве атомного радиуса атомов примеси и матрицы скорость диффузии меняется скачком. (Диффузия в железе). По шкале Чеддока связь от слабой до заметной.

Понятно, что чем больше величина смещения атома матрицы, тем выше вероятность его выбивания. Величина смещения атома кристалла зависит от величины соседнего атома примеси и растёт с увеличением атомного радиуса примеси. Эффект величины атома в разной степени проявляется в моноэлементных матрицах почти всех элементов. Он начинается, когда радиус атома примеси превысит на 5-25% радиус атома кристалла (табл. 3.1.2).

Таблица 3.1.2

Эффект величины атома примеси в моноэлементных матрицах

Элемент матрицы	Начало эффекта и параметры примеси			
	ΔR , %	a , нм	R_k , нм	Θ , °K
Cu	18	0,361	0,128	345
Ag	13	0,409	0,144	225
Hg	24	0,299	0,157	397
Ge	11	0,566	0,139	406
Pb	9	0,495	0,174	105
Fe	14	0.296; 0.364	0,126	478
W	8	0,316	0,14	384
Si	12	0,543	0,134	645
Al	5	0,405	0,143	432

Примечание: $\Delta R = ((R_p - R_k) / R_k) \cdot 100$, где R_p - радиус атома примеси, R_k - радиус атома матрицы; a - размер ячейки кристалла-матрицы; Θ - температура Дебая.

Было изучено влияние различных факторов на начало проявления эффекта размера примеси, и установлено следующее:

1. Матрицы из атомов-электрофилов ведут себя иначе, чем матрицы из атомов-электрофобов, так как между электрофилами преобладает валентная связь, а в матрице из электрофобов положительно заряженные ионы погружены в электронную плазму.

2. Существует обратная связь между ΔR - величиной относительного превышения размера атома примеси над атомом матрицы с одной стороны и a - размером ячейки кристалла-матрицы с другой, (см. табл. 3.1.2, рис. 3.1.8): с увеличением размера ячейки кристалла эффект наступает при меньшем значении ΔR .

3. При прочих равных условиях, в кристалле из атомов - электрофобов эффект наступает при меньшем ΔR , чем в кристалле из атомов -

электрофилов (см. рис. 3.1.8). Причина в том, что во втором случае связь между атомами матрицы более прочная.

4. С увеличением амплитуды колебания (со снижением температуры Дебая) уменьшается ΔR (рис. 3.1.9). То есть, при тепловом колебании атом матрицы смещается из узла, дополняя эффект величины атома примеси.

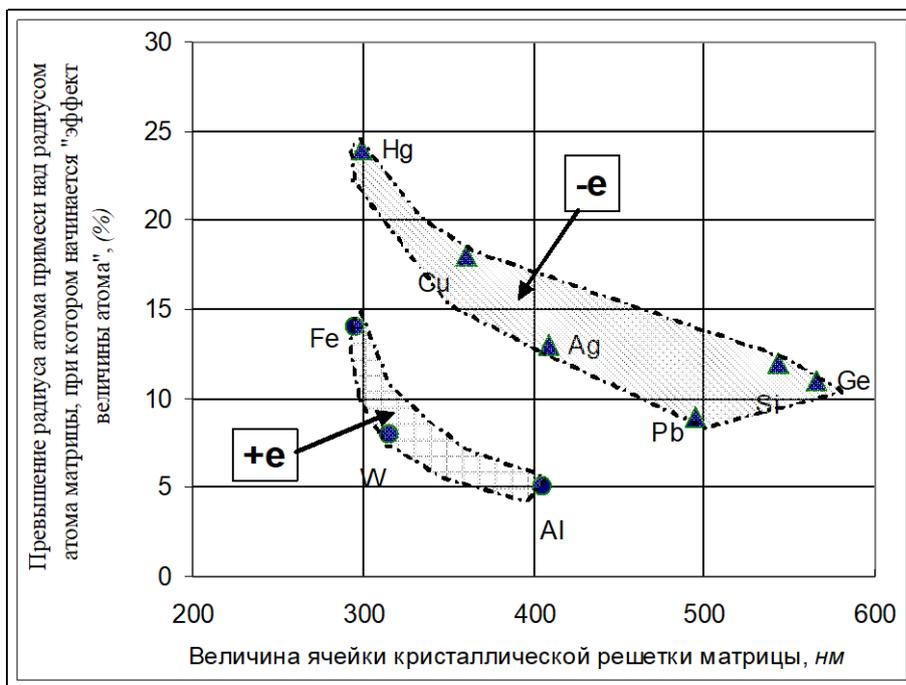


Рис. 3.1.8. «Эффект величины атомов примеси» наступает раньше при увеличении размера ячейки кристалла матрицы, а также, если атомы матрицы – электронофобы.

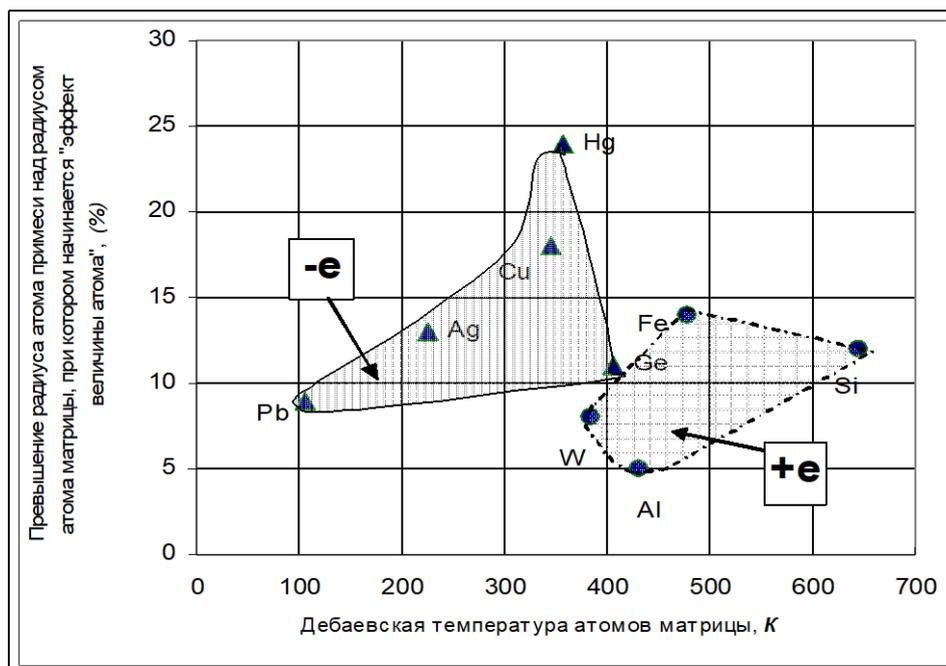


Рис. 3.1.9. «Эффект величины атомов примеси» наступает раньше, по мере увеличения амплитуды колебания атомов матрицы.

4. В кристалле из атомов - электронофилов ($-e$) чем выше амплитуда их колебания (ниже Θ), тем раньше начинается эффект - при малых ΔR (см. рис 3.1.8).

5. В кристалле из атомов - электронофобов ($+e$) эффект начинается при меньших ΔR по мере роста радиуса атома кристалла (рис. 3.1.10).

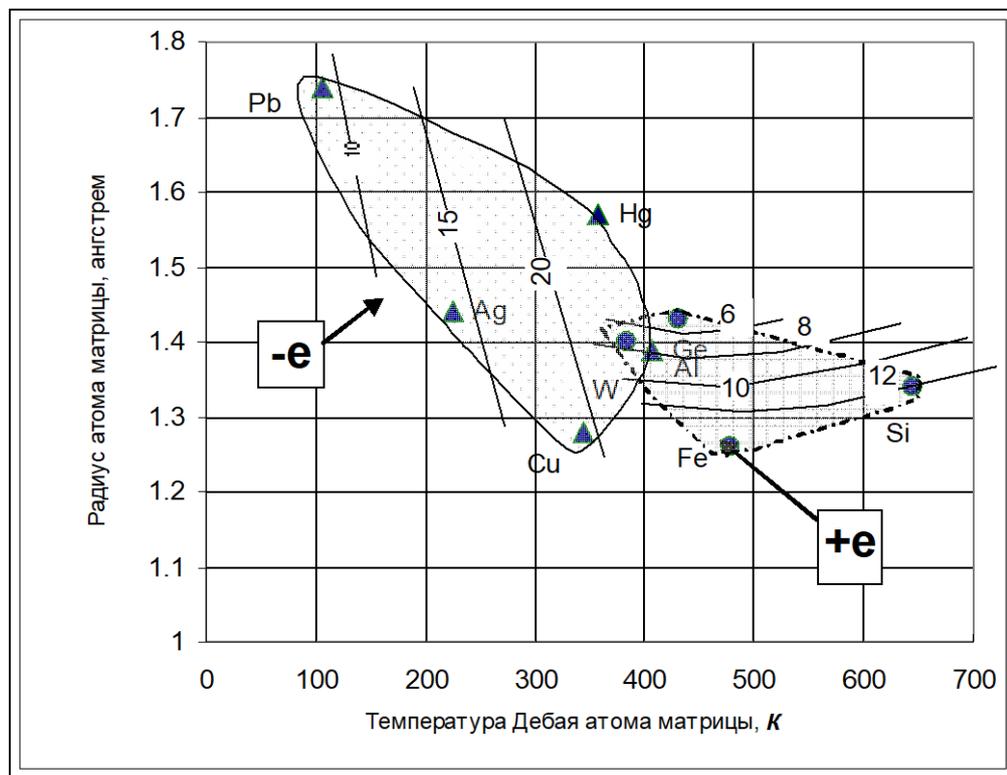


Рис. 3.1.10. Влияние параметров элементов матрицы – величины атома и температуры Дебая атома – на проявление эффекта размера примеси. Проведены изолинии отличия размера атомов примеси и матрицы (в %), когда наступает «эффект величины атома».

Рассмотрим более подробно рис.3.1.9. При одной и той же температуре Дебая (400°K) атомов матрицы, следовательно, при одинаковой амплитуде их колебания:

а) в матрицах – электрофилах ($-e$, т.е. элементы матрицы заряжены отрицательно после приобретения дополнительных электронов) $\Delta R=25\%$,

б) в матрицах – электрофобах ($+e$, т.е. элементы матрицы положительно и атомы примеси плавают в электронной плазме), $\Delta R=5\%$. Причина в том, что здесь происходит электрон-фононное взаимодействие и более быстрая активация примесных атомов.

Приведённое позволяет дополнить сказанное о механизме действия эффекта размера примеси.

Когда более крупный атом примеси занимает один из узлов решётки, смещая соседние атомы кристалла, то возникает множественная гантельная картина. После активации атом примеси перескакивает в соседний узел, выталкивая хозяина в междоузлие, откуда последний может перейти в следующий узел. Затем все повторяется.

Снижение ΔR по мере роста размера ячейки объясняется тем, что величина гантельного смещения атома кристалла при этом возрастает. Это связано с увеличением незанятого объёма междоузлия по мере роста размера ячейки при прочих равных условиях.

3.1.6. Влияние ангармоничности колебания атомов на твердофазную диффузию

В кристалле из атомов - электрофилов ($-e$) на основные колебания решётки накладываются высокочастотные ангармонические колебания по следующей причине.

Атом кристалла забирает электроны у атома примеси, формируя оболочку инертного газа. Под действием кулоновской силы положительно заряженный атом примеси притягивается к отрицательному иону кристалла. Поскольку электронная оболочка примеси отличается от оболочки атомов кристалла, то возникшая связь неустойчива. Электроны возвращаются атому примеси, который занимает своё прежнее место. Затем аналогичное взаимодействие повторяется, либо с этим, либо с другим атомом матрицы.

Благодаря высокочастотной составляющей, которая относится к валентным колебаниям, возрастает величина смещения атома примеси относительно атомов кристалла. А начальное смещение атома кристалла относительно узла,

обусловленное бóльшим размером атома примеси, способствует выбиванию атома кристалла в результате перескока атома примеси. Уточняя механизм активации, отметим, что существенным является ангармоничность колебания атома примеси. Это обеспечивает взаимное смещение его положения относительно атомов решётки. Следовательно, способствует более быстрой диффузии.

Энергия активации затрачивается на увеличение частоты колебания атома в основной моде. Для достижения одинаковой частоты колебания более тяжёлых атомов требуется больше энергии. Это связано с их высокой инерционностью.

Больше энергии потребляется и при активации до определённой частоты атомов - электрофилов по сравнению с атомами - электронофобами. Причина этого в образовании локальных высокочастотных колебаний, частота которых в 3-4 раза выше основных колебаний решётки [212]. Следовательно, здесь лишняя энергия при активации нужна для передачи более высокой кинетической энергии атому примеси.

Высокая кинетическая энергия примесного атома обеспечивается его бóльшей массой, или же большими его ускорениями в области высокочастотных колебаний. И чем больше энергии активации атома примеси затрачивается сверх обычной нормы, тем выше коэффициент его диффузии. В качестве нормальной энергии для элемента здесь рассматривается энергия активации самодиффузии элемента (рис.3.1.11).

Из этой диаграммы следует (см. рис.3.1.11), что элементы-электронофилы (-e), то есть, легко приобретающие электроны, имеют меньшую энергию активации. Причина данного явления в том, что те атомы-электронофилы, которые накопили предпороговую энергию для перескока, легко притягивают электроны соседних атомов, тем самым, получая дополнительную энергию, и перескакивают в соседний узел.

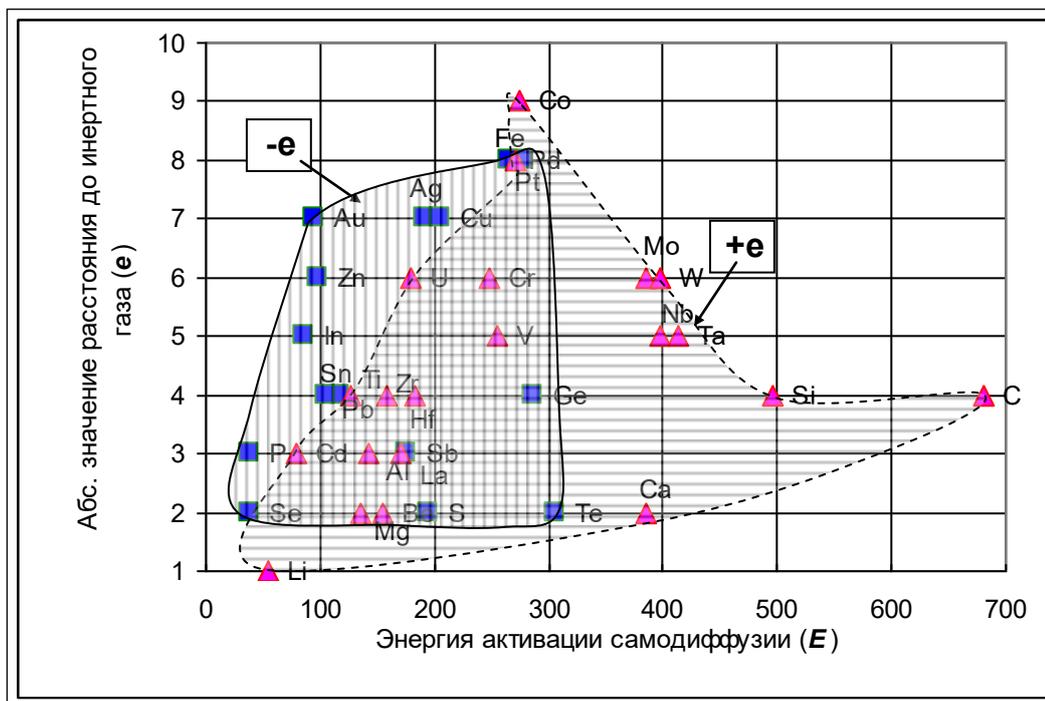


Рис. 3.1.11. Взаимосвязь между энергией активации самодиффузии (E) и расстоянием до инертного газа (e). Элементы-электронофилы ($-e$), то есть, легко приобретающие электроны, имеют меньшую энергию активации. Причина данного явления в том, что те атомы-электронофилы, которые накопили предпороговую энергию для перескока, легко притягивают электроны соседних атомов, тем самым получая дополнительную энергию, и перескакивают в соседний узел.

3.1.7. Некоторые особенности твердофазной диффузии в моноэлементных матрицах

В большинстве из рассмотренных моноэлементных кристаллов *наиболее быстрая диффузия происходит следующим образом.*

1. В общем случае, *быстрее диффундируют те атомы примеси, которые и имеют одинаковые размеры с атомами кристалла и плотно с ними контактируют.*

2. В кристаллах, состоящих из тяжёлых атомов (Hg, W, U, Pb) и из атомов с координационным числом 4 (Si, Ti) *быстрее диффундируют те атомы, которые крупнее атомов кристалла.* Это вызвано тем, что более крупные атомы смещают из кристаллических узлов соседние атомы кристалла, т. е. возникает множественная гантельная картина.

3. Ангармоничность колебания примеси снижает время активации и

повышает вероятность перескока. *Ангармоничность возникает из-за отличия масс атомов примеси и кристалла; из-за большого радиуса атома примеси, смещающего атомы решётки; а также в кристаллах из атомов -электронофилов.* Высокочастотные ангармонические колебания ускоряют диффузию в Ge, Ag, Zr, Hg.

4. В кристаллах C, Fe вероятность перескока повышается *вследствие роста амплитуды колебания.*

5. В кристаллах из атомов - электронофилов (Pb, Ge, Zn, Au, Ag, Cu, Hg, Si) возникают высокочастотные валентные колебания, повышающие коэффициент диффузии.

6. Перескок после активации происходит быстрее, если связь между ионом примеси и внешними электронами является слабой. Это условие реализуется в моноэлементных матрицах Cu, Al, Pb, Ag, Au, C, W, U, Ti, Fe, где опережают атомы примеси с минимальной электроотрицательностью.

7. Атом примеси при перескоке не возвращается назад, а закрепляется в следующем узле тогда, когда имеет большой импульс, достаточный для выбивания из узла атома-хозяина. Такое явление характерно для всех моноэлементных кристаллов, кроме матриц из тяжёлых атомов Pb и Hg.

Рассмотрим особенности диффузии в матрицах из элементов, приведённых в табл. 3.1.1.

3.1.7.1. Матрицы из элементов с $e > 6$: Fe, Au, Ag, Cu

Fe – у железа расстояние до инертного газа $e = +8$. Он имеет малый атомный радиус и большую электроотрицательность. В нем быстрее диффундируют атомы, либо легко отдающие электроны (Θ_{\min}), или более тяжелые, или более крупные, или имеющие большую амплитуду колебания (Θ_{\min}).

Cu – медь имеет малый атомный радиус, большую электроотрицательность, электронофил. Коэффициент диффузии большой у атомов с минимальным радиусом внутри периода, или с наименьшей электроотрицательностью,

или у атомов с внешними электронными оболочками, как у меди. Однако атомы, у которых 2 внешних электронных слоя идентичны электронным слоям меди, диффундируют плохо. *Именно поэтому золото и серебро, изоморфно замещающая медь, накапливаются в медных рудах* (п.3.6.2).

Ag – серебро характеризуется большой электроотрицательностью, большой массой атома, низкой температурой Дебая. Диффузия более интенсивна у элементов с высокой температурой Дебая, или с низкой электроотрицательностью, или с бóльшей массой, или с малым атомным радиусом.

Au – у золота электроотрицательность и масса больше, чем у серебра, а температура Дебая ниже. Коэффициент диффузии выше у атомов с малой электроотрицательностью, или с большой массой, или с резонансной частотой колебания.

3.1.7.2. Матрицы из элементов с $|e| = 6$: U, W, Mo, Hg, Zn

U – уран имеет большой атомный радиус, малую электроотрицательность, большую атомную массу и низкую температуру Дебая. Быстрее диффундируют крупные, или тяжелые атомы, или атомы с малой электроотрицательностью, или с низкой температурой Дебая; либо атомы, внешние электронные слои которых идентичны слоям атома урана.

W – вольфрам имеет большую атомную массу. Диффузия быстрее у атомов с бóльшим радиусом, или с большой массой, или с малой электроотрицательностью.

Mo – в молибдене быстрее диффундируют атомы с бóльшей массой или с резонансными параметрами: либо по размеру, либо по электроотрицательности, либо по частоте колебания.

Zn – в цинке быстрее диффундируют атомы с бóльшей массой или с минимальным радиусом внутри периода, или с меньшей валентностью, или с бóльшей электроотрицательностью.

Hg – ртуть характеризуется большим атомным радиусом и большой массой. Диффузия более интенсивна у атомов с высокой температурой Дебая; или с радиусом, превышающим радиус атома ртути; либо у электронофилов с малым координационным числом.

3.1.7.3. Матрицы из элементов с $|e| = 4$: Zr, Ti, Si, C, Pb, Ge

Zr – у циркония атомы крупные, температура Дебая низкая. В нем быстрее диффундируют атомы или с бóльшей массой, или с высокой температурой Дебая.

Ti – в титане интенсивно диффундируют атомы с большим радиусом, или с низкой электроотрицательностью, или с большой массой.

Si – кремний характеризуется большой электроотрицательностью, малой атомной массой, высокой температурой Дебая. Быстрее диффундируют атомы, схожие с атомом кремния или по координационному числу, или по электроотрицательности, или по температуре Дебая; внутри периода – элементы с большим радиусом. С массой атома корреляция прямая, если его размер меньше, чем у атома кремния; и обратная – если радиус больше. То есть, для мелких атомов примеси работает эффект массы, для крупных – эффект величины атома. С увеличением валентности диффузия ускоряется.

C – атом углерода имеет малый радиус, большую электроотрицательность, маленькую массу, очень высокую температуру Дебая. Диффузия интенсивна для атомов примеси с малой электроотрицательностью; или схожих с атомом углерода по координационному числу; или с большой амплитудой колебания, либо с большой массой.

Pb – свинец характеризуется большими значениями массы, радиуса, электроотрицательности атома и низкой температурой Дебая. Быстро диффундируют атомы или с большим радиусом, или с малой электроотрицательностью, или с меньшей массой; или с резонансной частотой, либо с

координационным числом как у свинца, или с внешней электронной оболочкой, похожей на оболочку свинца.

Ge – германий характеризуется большой электроотрицательностью. Легко диффундируют атомы с высокой температурой Дебая, или с большой электроотрицательностью, или атомы-электронофилы.

3.1.7.4. Матрица из элемента с $|e| = 3$: Al

Al – алюминий характеризуется малой атомной массой. Коэффициент диффузии выше у атомов с малой электроотрицательностью, или с большой массой, или с радиусом, превышающим радиус атома алюминия.

3.1.8. Механизм твердофазной диффузии в зависимости от электронной плазмы в кристалле

При рассмотрении диффузии примесных атомов в связи с отсутствием или с наличием электронной плазмы в матрице можно увидеть следующие основные закономерности.

Главными факторами, управляющими диффузией примеси в матрицах из атомов-электронофилов, где нет электронной плазмы, являются Дебаевская температура ($p = 0.57$) и расстояние до инертного газа ($p = 0.29$). Наиболее интенсивно диффундируют атомы с большой температурой Дебая и с большим значением $|e|$. Мы ранее отметили, что успех при выбивании атома кристалла из узла решётки определяется либо эффектом размера примеси, обеспечивающим исходное смещение из узла атома кристалла, либо высокой энергией атома примеси. Энергия атома растёт с увеличением его массы и частот колебания. Здесь эффект величины атома слабо работает, поскольку внешние электроны атома примеси включаются во внешние слои атомов - электронофилов решётки. В то же время температура Дебая Θ , т.е. частота колебания, определяет разрыв межатомных связей и начало действия эффекта размера

примеси (см. рис. 3.1.10) в кристаллах из атомов - электронофилов. Следовательно, вероятность выбивания атома кристалла из узла решётки растёт с увеличением колебательной энергии атома примеси.

В матрицах из атомов – электронофобов, где существует электронная плазма, главным фактором, управляющим диффузией примеси, является низкая электроотрицательность атома примеси. Причина, видимо, в том, что атомы кристалла и примеси достаточно легко теряют внешние электроны и взаимодействуют между собой как катионы. То есть, в электронной плазме находятся положительные ионы. И чем легче атом примеси теряет электрон, тем выше вероятность его быстрой активации в результате электрон - фононного взаимодействия.

3.1.9. Компьютерное моделирование твердофазной диффузии в связи с эффектом массы атома

Таким образом, исследования твердофазной диффузии в моноэлементных матрицах позволило нам установить, что диффузия зависит от шести атомных параметров как элементов матрицы, так и диффундирующей примеси. Взаимосвязь между скоростью твердофазной диффузии элементов и тем или иным их атомным параметром «ступенчато» изменяется при таком значении параметра, когда оно равно значению атомного параметра элемента матрицы. Создание и исследование компьютерной модели процесса твердофазной диффузии в двумерной матрице позволило выяснить, что ступенчатость графиков объясняется диффузией атомов в двух режимах: в активном и пассивном, в зависимости от соотношения величины параметра для атома примеси и элемента матрицы.

Алгоритм модели разработан автором и Ш.Ш.Гумировым, а компьютерная программа написана Ш.Ш. Гумировым на языке Java.

В ходе создания алгоритма модели твердофазной диффузии, учитывающей эффект массы диффундирующего атома, автор исходил из следующего. Каждая локальная область кристалла получает одинаковую энергию тепловых колебаний. Следовательно, средние кинетические энергии всех атомов в локальной области приблизительно одинаковы:

$$\frac{m_1 V_1^2}{2} = \frac{m_2 V_2^2}{2};$$

но если:

$$m_2 > m_1, \quad \text{то} \quad V_2 < V_1,$$

причём:

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{V_2^2}{V_1^2}.$$

Импульсы вычисляются по формуле:

$$P_1 = m_1 V_1 \quad \text{и} \quad P_2 = m_2 V_2.$$

Следовательно:

$$\frac{P_2}{P_1} = \frac{V_1}{V_2} > 1, \quad \Rightarrow \quad P_2 > P_1, \quad (3.1.11)$$

и более тяжёлый атом с массой m_2 имеет больший импульс.

Эффект массы обусловлен тем, что с ростом массы атома возрастает его импульс, и, как следствие, вероятность его перескока в соседний кристаллический узел.

Анализ фактических данных по твердофазной диффузии в моноэлементных кристаллах выполнялся на диаграммах ($D - P$), где D - предэкспоненциальный множитель коэффициента твердофазной диффузии атома примеси (по оси X), а P – один из шести ранее указанных его параметров (по оси ординат), на рис. 3.1.12 это масса атома.

На многих диаграммах по линии, параллельной оси абсцисс и равной соответствующему параметру атома матрицы, наблюдается ступенчатый разрыв связи между скоростью диффузии и атомным параметром.

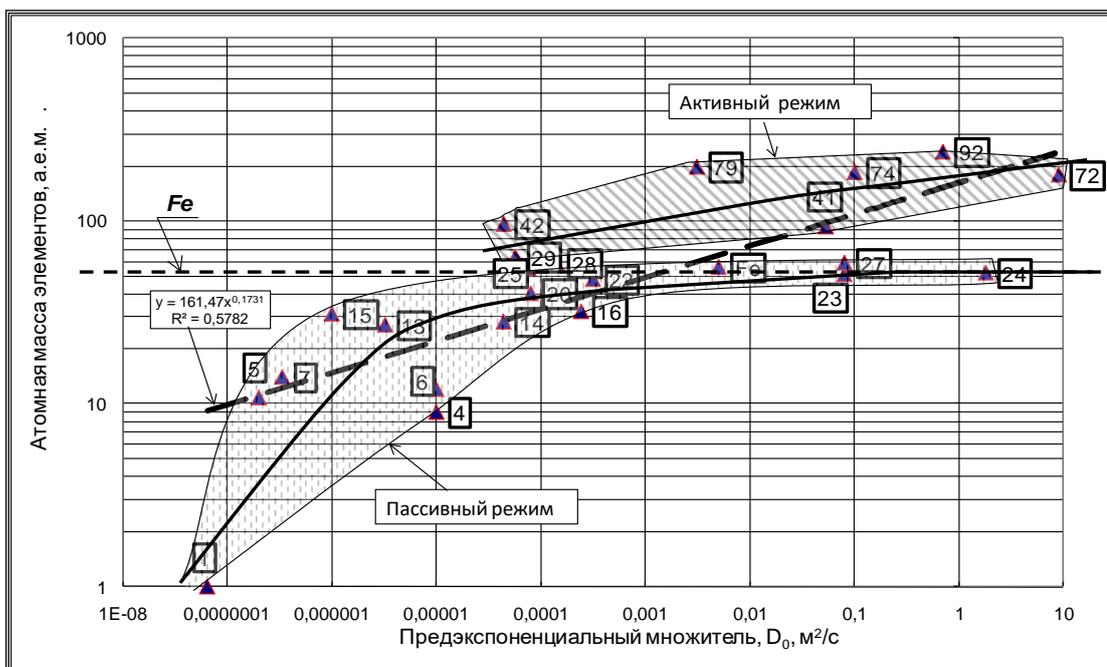


Рис.3.1.12 График диффузии химических элементов в железе. Элементам присвоены их атомные массы. Штриховая горизонтальная линия поведена по атомной массе железа.

Изучение рис. 3.2.12 и исследование модели при условии, когда диффузия главным образом управляется атомной массой, показало, что данное явление вызвано сменой междуузельной диффузии на узловую, и что *атомы примеси диффундируют в двух режимах: активном и пассивном.*



Рис. 3.1.13 График построен при исследовании *модели* диффузии химических элементов в железе (горизонтальная линия). Элементам присвоены их атомные массы.

Из-за диффузии в двух режимах возникает ступенчатый разрыв связи между скоростью диффузии и атомной массой (см. рис. 3.1.12). Линия разрыва проходит по массе атома железа. Тяжёлый примесный атом имеет большой импульс, легко выбивает атом матрицы и **активно** диффундирует по узлам матрицы. Лёгкий примесный атом не может выбить атом матрицы из его узла и поэтому **пассивно** диффундирует по междуузлиям. По мере роста температуры

ускоряется как активная, так и пассивная диффузии.

Наличие ступенчатого разрыва на всех других видах ($D - P$) - диаграмм *позволяет* предположить, что и другие атомные параметры примеси, при взаимодействии с соответствующими параметрами атомов матрицы, работают в двух режимах, *активном и пассивном*. Другие атомные параметры следующим образом влияют на твердофазную диффузию. Для перескока атома необходима его энергетическая накачка, а *эффект величины атома* снижает время накачки и увеличивает вероятность перескока (см. рис. 3.1.7). У атома, с уменьшением его *электроотрицательности* или *расстояния до инертного газа*, снижается сила связи с элементами матрицы. Это увеличивает вероятность перескока атома и ускоряет диффузию. С уменьшением *адаптивности* снижается вероятность образования атомом химических соединений с элементами матрицы, следовательно, растёт вероятность его перескока. Но в матрицах, где присутствует электронная плазма все обстоит наоборот: примесные элементы с большой адаптивностью присоединяют электроны плазмы, быстро получают энергетическую накачку и быстрее диффундируют (п. 3.2.2, рис. 3.2.2).

Причина диффузии в активном и пассивном режимах в том, что перескок атома в ту или иную потенциальную яму происходит в условиях конкуренции между атомами примеси и атомами матрицы, которые также диффундируют. В моноэлементных кристаллах атомы матрицы диффундируют преимущественно по узлам. *В активном режиме* значение параметра примесного атома выгодно отличается от параметра атома матрицы и благодаря этому *вероятность перескока атома примеси в соседний узел матрицы выше, чем у атома матрицы*. Например, если у атома примесного элемента электроотрицательность, или расстояние до инертного газа меньше, чем у атома матрицы, то вероятность перескока примеси скачком возрастает, по сравнению с атомами матрицы и тех примесных элементов, у которых эти параметры больше, чем у атома матрицы. Эти рассуждения верны и для минералов литосферы, когда элементами матрицы являются молекулы и ионы.

В пассивном режиме (когда, например, адаптивность примеси выше, чем у атома матрицы) в соседний узел *более успешно происходит перескок атомов матрицы*. То есть, активный режим сменяется пассивным при определённых соотношениях между соответствующими атомными параметрами.

Вывод о двух, принципиально различных режимах твердофазной диффузии является новым и вытекает из результатов нашего исследования твердофазной диффузии в моноэлементных кристаллах. Лишь создание и исследование компьютерной модели, в которой можно наблюдать перемещение образов отдельных атомов, позволило автору прийти к выводу *о пассивном и активном режимах твердофазной диффузии*.

Данный вывод нами подтверждён в результате анализа миграции химических элементов в литосфере, где миграция выражена их транзитным потоком, направленным снизу вверх (п.4.1.4), вызванным их адаптацией к температуре, к давлению и к геохимическим условиям среды (п.3.2). Поток начинается с твердофазной диффузии неадаптированных атомов. Такая диффузия известна в геологии как активация – выход атома из объёма минерала.

3.2. Адаптация химических элементов в литосфере

3.2.1. Адаптация примесных химических элементов к температуре и к давлению

Известно, что некоторые примесные элементы специализированы по типам магматических пород [242, с.23]. Для выяснения причины данного явления, по численным данным из [242], в диссертации изучено влияние атомных параметров примесных элементов с их распределением по типам пород.

Анализ данных (табл. 3.2.1), где для каждого химического элемента мы указали температуру Дебая (Θ , K), атомный радиус (R , Å), электроотрицательность (\mathcal{E}), атомный вес (M), устойчивость его комплекса (у. к.) по К.Б. Яцимирскому [242], абсолютное значение расстояния до инертного газа ($/e/$), показал, что эти элементы распределены в указанных породах таким образом, что от нижерасположенных ультраосновных к вышерасположенным кислым породам их Дебаевская температура и расстояние до инертного газа снижаются, подчиняясь термоградиенту и полю давления в литосфере (рис.3.2.1).

Из выполненного анализа следует что распределение примесных химических элементов по типам пород зависит от *аддитивного* воздействия их атомных параметров, а также от конкурирующего воздействия управляющих факторов среды. Из атомных параметров основную роль играют *температура Дебая (Θ) и расстояние до инертного газа (e)*, значения которых уменьшаются от мантии к поверхности. В этом же направлении увеличиваются *атомный радиус, атомная масса и уменьшается электроотрицательность*, что указывает на вынос к поверхности тех примесных элементов, у которых наибольшая скорость твердофазной диффузии (см. п.п. 3.1.4, 3.1.5).

Таблица 3.2.1

Атомные параметры примесных элементов,
специализированных по типам горных пород

Горная порода	Эл-т	<i>e</i>	Θ	<i>R</i>	Ξ	<i>M</i>	у.к.
Ультрабазит	Mg	2	386	1.62	1.2	24	57
то же	Fe	8	478	1.26	1.8	56	86
то же	Cr	6	357	1.28	1.6	52	151
то же	Co	9	445	1.25	1.7	59	93
то же	Ni	-8	476	1.24	1.8	58	97
Базальт	Cu	-7	345	1.28	1.9	64	36
то же	Ag	-7	225	1.44	1.9	108	57
то же	Ti	4	430	1.45	1.5	48	
то же	V	5	339	1.34	1.6	51	
то же	Sc	3	231	1.64	1.3	45	
Гранодиорит	La	3	135	1.88	1.2	139	37
то же	Pr	3	138	1.83	1.2	141	38
Гранодиорит	Sm	3	148	1.8	1.3	150	45
то же	Ce	3	138	1.82	1.2	140	38
Гранит	Li	1	370	1.57	0.97	7	-2
то же	Rb	1	55	2.53	0.8	85	23
Гранит	Cs	1	39	2.74	0.7	132	22
то же	Pb	-4	105	1.74	1.9	207	156
то же	Sn	-4	200	1.58	1.8	118	
то же	Ta	5	26- 240	1.46	1.5	181	
то же	Th	3	180	1.8	1.1- 1.2	232	
то же	V	3	200	1.53	1.1- 1.2	238	
то же	Be	2	1060	1.13	1.5	9	
то же	Te	-5	79	1.71	1.8	204	
то же	In	-5	109	1.66	1.7	115	
Сиенит	Na	1	160	1.92	0.9	23	18
то же	K	1	90	2.36	0.8	39	20
то же	Nb	5	238	1.74	1.6	93	
то же	Zr	4	237	1.59	1.4	92	
то же	F	-1		0.71	4.0	19	
то же	Ba	2	96	2.21	0.9	137	35

Рост Дебаевской температуры примесных элементов от верхних структурных этажей к нижним можно объяснить, если учесть физический смысл

данного параметра. Температура Дебая примесного элемента показывает предельную частоту колебания его атома в кристалле, и, если температура среды выше температуры Дебая атома примеси, то данный примесный атом покидает кристалл. Поэтому, по нашему мнению, на большей глубине остаются примесные элементы с более высокой температурой Дебая, способные закрепиться в минералах при более высокой температуре среды. То есть, специализированные в разных типах магматических пород примесные элементы являются датчиками, по Дебаевской температуре которых можно оценить температуру зоны их минерогенеза.

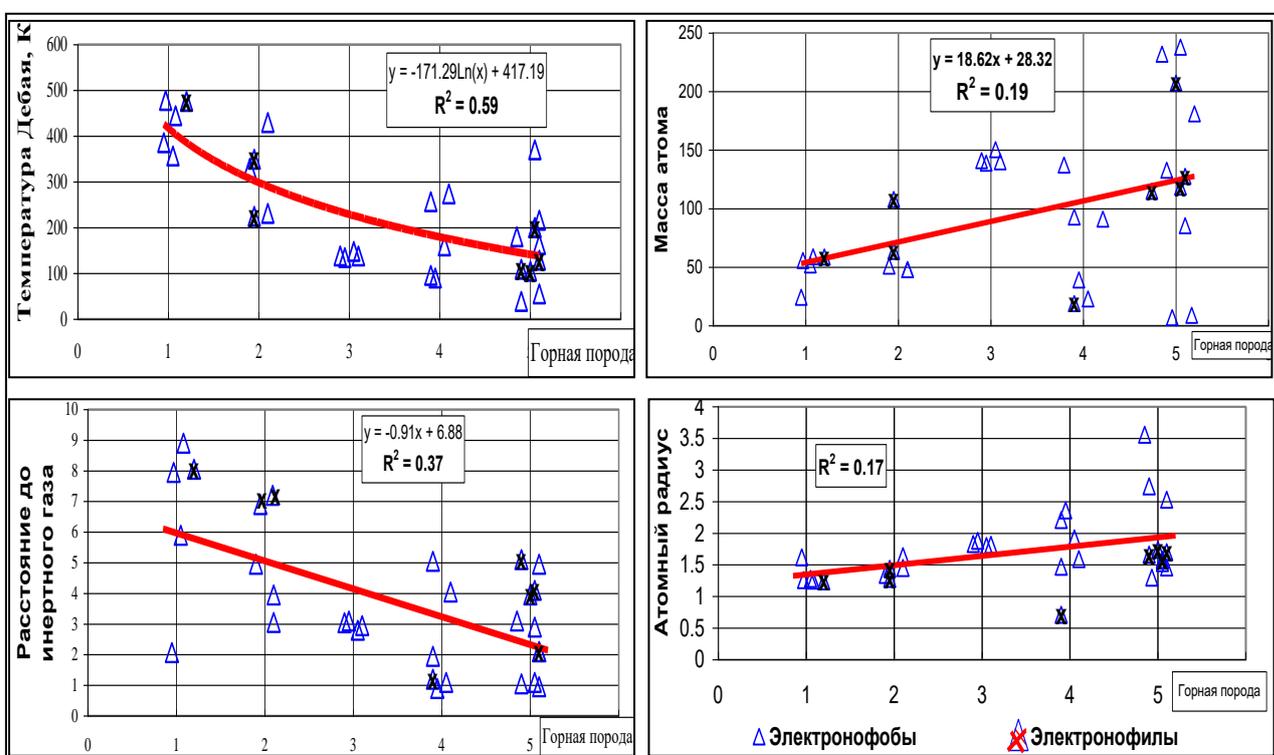


Рис. 3.2.1. Изменение атомных параметров (ось y) примесных элементов в магматических породах в ряду (ось x): 1-ультраосновные, 2 - основные, 3 - средние, 4 - кислые, 5 - щелочные. (Использованы табличные данные Л.Н. Овчинникова, 1988 г., [242]). По шкале Чеддока теснота связи от умеренной (для атомной массы и атомного радиуса), до заметной (для расстояния до инертного газа) и высокой (для температуры Дебая).

Распределение по типам магматических пород примесных элементов в соответствии с их «расстоянием до инертного газа (e)» мы объясняем следующим. Данный параметр « e » соответствует максимально возможной валентности атома примеси при создании им электронной оболочки инертного газа, что является наиболее выгодным состоянием, т.к. примесь становится менее

активным, а молекула, куда входит примесь, остаётся электронейтральной. Следовательно, параметр «расстояние до инертного газа» для атома примеси определяет число его соседних атомов. Поэтому выявленный рост параметра «*e*» с глубиной указывает на увеличение координационного числа и плотности упаковки атомов в минералах от поверхности к мантии, вследствие увеличения давления в массиве.

Таким образом, атом примеси через свои свойства, выраженные *адаптивными параметрами - температурой Дебая и расстоянием до инертного газа*, реагирует на температуру и давление в массиве. Благодаря этому он адаптируется к *PT - условиям* внешней среды. Если эти параметры атома примеси соответствуют *PT - условиям*, то он входит в минерал и остаётся в нём. В противном случае диффундирует из объёма минерала на его поверхность, то есть, происходит активация примеси. Затем он захватывается флюидами и мигрирует на вышерасположенный структурный этаж, где повторяется попытка вхождения примесного элемента в минерал. Всегда успешнее диффундируют более крупные и массивные атомы, которые, в результате многократных ремобилизаций, накапливаются на верхних структурных этажах литосферы в кислых породах, в адаптивных для себя *PT - условиях*. Таким образом *температура Дебая и расстояние до инертного газа*, являются *адаптивными параметрами примесного элемента*. Отметим, что активация элемента и его захват флюидом отличается от его поступления во флюид путем растворения минерала.

Увеличение атомной массы и атомного радиуса примесных элементов от мантии вверх указывает на то, что вверх с опережением выносятся элементы с более высокой скоростью твердофазной диффузии, вследствие действий эффекта массы атома и эффекта величины атома (см. п.п. 3.1.4, 3.1.5).

Результаты выполненного исследования специализации примесных химических элементов по типам магматических пород позволяют говорить о том, что дифференциация химических элементов в породах ряда

ультраосновные – кислые начинается с их адаптации к *PT* - условиям, происходит путем их активации и миграции, и идёт до тех пор, пока возможна их твердофазная диффузия. То есть, при температуре в породном массиве более 100 °С она происходит постоянно.

Отсутствует прямая корреляция между температурой Дебая и устойчивостью комплексов по Яцимирскому (см. табл. 3.2.1). Однако здесь они действуют однонаправленно: в ряду ультраосновные - кислые породы устойчивость комплексов так же снижается. При этом в роли лигандов выступают алюминий и кремний из силикатного расплава. И более устойчивые комплексы, с примесным элементом в центре, первыми входят в кристаллизующийся минерал. После кристаллизации, если по параметрам температура Дебая, расстояние до инертного газа примесь соответствует *PT* – условиям массива, то атом примеси в минерале и останется. В противном случае активируется и мигрирует вверх.

Таким образом, устойчивость комплекса по Яцимирскому (у.к.) действует лишь в расплавах, но не в жёсткой породе. И способствует накоплению примесного элемента в минералах тогда, когда примесь по всем управляющим атомным параметрам соответствует *PT* – условиям массива.

3.2.2. Адаптация химических элементов к рН условиям среды: адаптивность химического элемента

Для оценки влияния геохимической обстановки на миграцию элементов, нами введено понятие *адаптивность химического элемента*, что позволило выявить новые закономерности минерагенеза.

Под адаптивностью химического элемента мы понимаем ширину электрохимической области существования соединений этого элемента. То есть, это ширина *электрохимического ареала* соединений элемента:

$$A_i = E_{i(max)}^o - E_{i(min)}^o, \quad (3.2.1)$$

где A_i - адаптивность i -го элемента, вольт;

$E^{\circ}_{i(max)}$, $E^{\circ}_{i(min)}$ - соответственно наибольший и наименьший стандартные окислительно-восстановительные потенциалы образования соединений i -го элемента. (Значения потенциалов E°_i были взяты из монографии Р.Хорна [329, таблица А.14]).

Другими словами, адаптивность химического элемента показывает его способность сохранять свои связи в молекулах или в кристаллах в различных геохимических условиях: при изменении состава или рН флюидов. *Элемент с большой адаптивностью способен образовать сложные соединения в высокодинамичных геохимических условиях в твёрдой фазе или во флюидах.*

В моноэлементных кристаллах примесные элементы, имеющие большую адаптивность, быстро диффундируют в том случае, если элементы матрицы достаточно легко теряют электроны внешней оболочки (рис.3.2.2). Это характерно для матриц из лития, серебра и ртути.

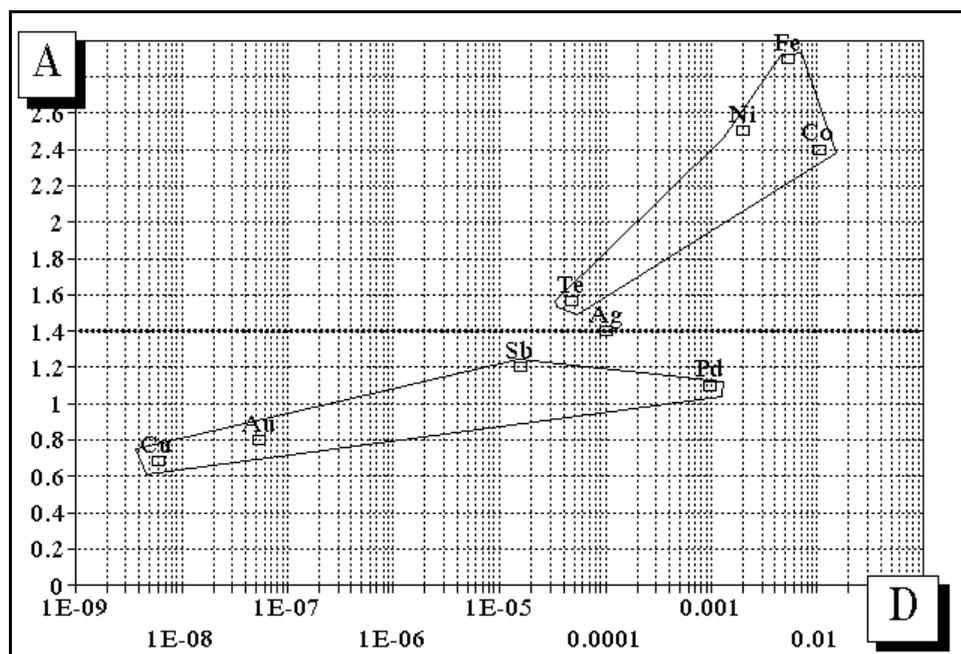


Рис. 3.2.2. Влияние на скорость твердофазной диффузии в серебре величины адаптивности диффундирующих примесных элементов. При равенстве адаптивности атома примеси и элементов матрицы (атомов серебра) скорость диффузии снижается скачком. Обозначения: ось абсцисс – предэкспоненциальный множитель (D , м²/с) при коэффициенте диффузии примесных элементов; ось ординат – адаптивность (A), вольт.

Следовательно, при наличии электронной плазмы – при избытке свободных электронов, примесные элементы, имеющие большую адаптивность, не входят в соединения с элементами матрицы, а присоединяют электроны из

электронной плазмы, получая энергетическую накачку, и быстро перескакивают в соседний узел или междуузлие.

Общеизвестно, что «... окисление происходит тем успешнее, чем выше рН раствора». «С увеличением рН раствора на 1, Eh будет также изменяться на $-0,06$ в» [312, с.150].

Таким образом, химические элементы через свою *адаптивность реагируют как на рН среды и наличие в ней свободных электронов, так и на химический состав флюидов и минералов.*

Это подтверждается влиянием адаптивности химических элементов на их коэффициент концентрации в литосфере, в том числе в основных породах относительно ультраосновных (п.4.1.3, рис.4.1.7). Коэффициент концентрации элемента прямо пропорционален скорости его миграции в литосфере снизу-вверх (рис.3.2.3).

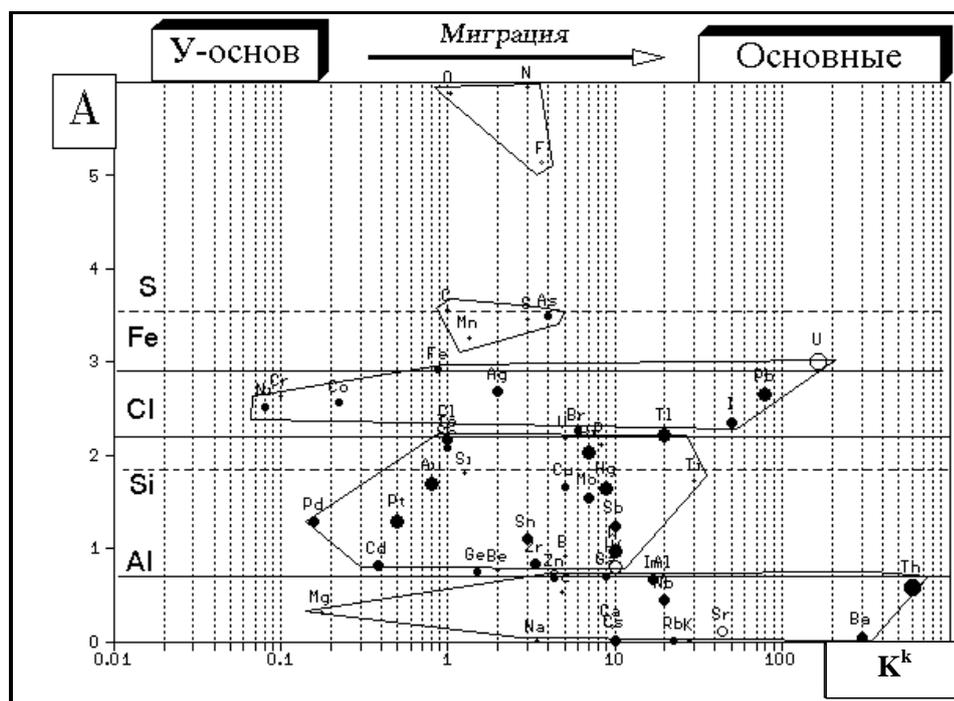


Рис.3.2.3. Влияние адаптивности элементов матрицы литосферы (атомов) на миграцию химических элементов. Ось абсцисс - K^k – коэффициент концентрации, ось ординат – адаптивность (A), вольт.

Из рисунка 3.2.3 видно, что матрица в литосфере сложена многими элементами, а основными матричными элементами в литосфере являются алюминий, железо, т.к. скачок скорости диффузии элементов происходит при

равенстве их адаптивности величине адаптивности алюминия и железа. Более адаптивные элементы мигрируют быстрее, в каждой из матриц. Данная диаграмма « $A - K^k$ » похожа на диаграмму « $A - D$ » для моноэлементной матрицы, сложенной серебром (см. рис. 3.2.2), что говорит об избытке свободных электронов в ультраосновных и основных породах.

3.2.3. Минерагенез химического элемента при соответствии его адаптивных параметров температуре и давлению в массиве

Для подтверждения *адаптации химического элемента к PT - условиям среды через свои адаптивные параметры* (см. п.3.2.2) были построены 2 диаграммы: «Температура Дебая химических элементов – Температура минерагенеза химических элементов», и «Расстояние до инертного газа химического элемента – Давление в зоне минерагенеза химического элемента» с использованием численных данных других авторов [50, 56,76, 275, 317 и др.] о результатах исследований рудных залежей и метаморфических фаций.

Автором по этим диаграммам установлено, что минерагенез химического элемента происходит при соответствии его параметров PT - условиям в зоне минерагенеза: температуры Дебая (Θ) элемента – температуре (T) массива (рис. 3.2.4, ф.3.2.2); расстояния до инертного газа элемента (e) – давлению (P) в среде (ф.3.2.3).

Связь между температурой Дебая (Θ) рудогенных элементов и температурой их рудогенеза (T):

$$\Theta = 138,3 \cdot \ln(T) - 529^\circ K, \quad R^2 = 0.65, \quad (3.2.2)$$

Связь между температурой Дебая для минералов-индикаторов метаморфических фаций и температурой их минерагенеза:

$$\bar{\Theta} = 382 \cdot T + 224,51^\circ K, \quad R^2 = 0.69.$$

Здесь температура Дебая для минерала – индикатора ($\bar{\Theta}$) вычисляется как средневзвешенная величина по формуле:

$$\bar{\Theta} = \frac{\sum_{j=1}^k \Theta_j \cdot N_j}{\sum_{j=1}^k N_j},$$

где k – всего видов атомов в минерале,

N_j – число атомов j -го вида химического элемента в молекуле минерала–индикатора.

Между *расстоянием до инертного газа* (e) для химического элемента и давлением (P) в массиве, в зоне метаморфизма, где данный элемент вошёл в минерал, существует взаимосвязь (рис.3.2.5):

$$e = 2.2417 e^{0.0638 P}, \quad R^2 = 0.82, \quad (3.2.3)$$

где e – основание натурального логарифма,

e – расстояние до инертного газа, усреднённое для атомов минерала-индикатора данной стадии метаморфизма по формуле $e = \sum e_i / n$,

где e_i – расстояние до инертного газа для основного минералообразующего i -го наименования химического элемента – катиона;

n – всего катионов в химической формуле минерала.

Подобная связь существует и в зоне рудогенеза для рудогенных элементов:

$$e = 3.0614 e^{0.3872 P}, \quad R^2 = 0.44.$$

Следовательно, у химических элементов адаптивными параметрами, реагирующими на PT - условия среды, являются температура Дебая и расстояние до инертного газа.

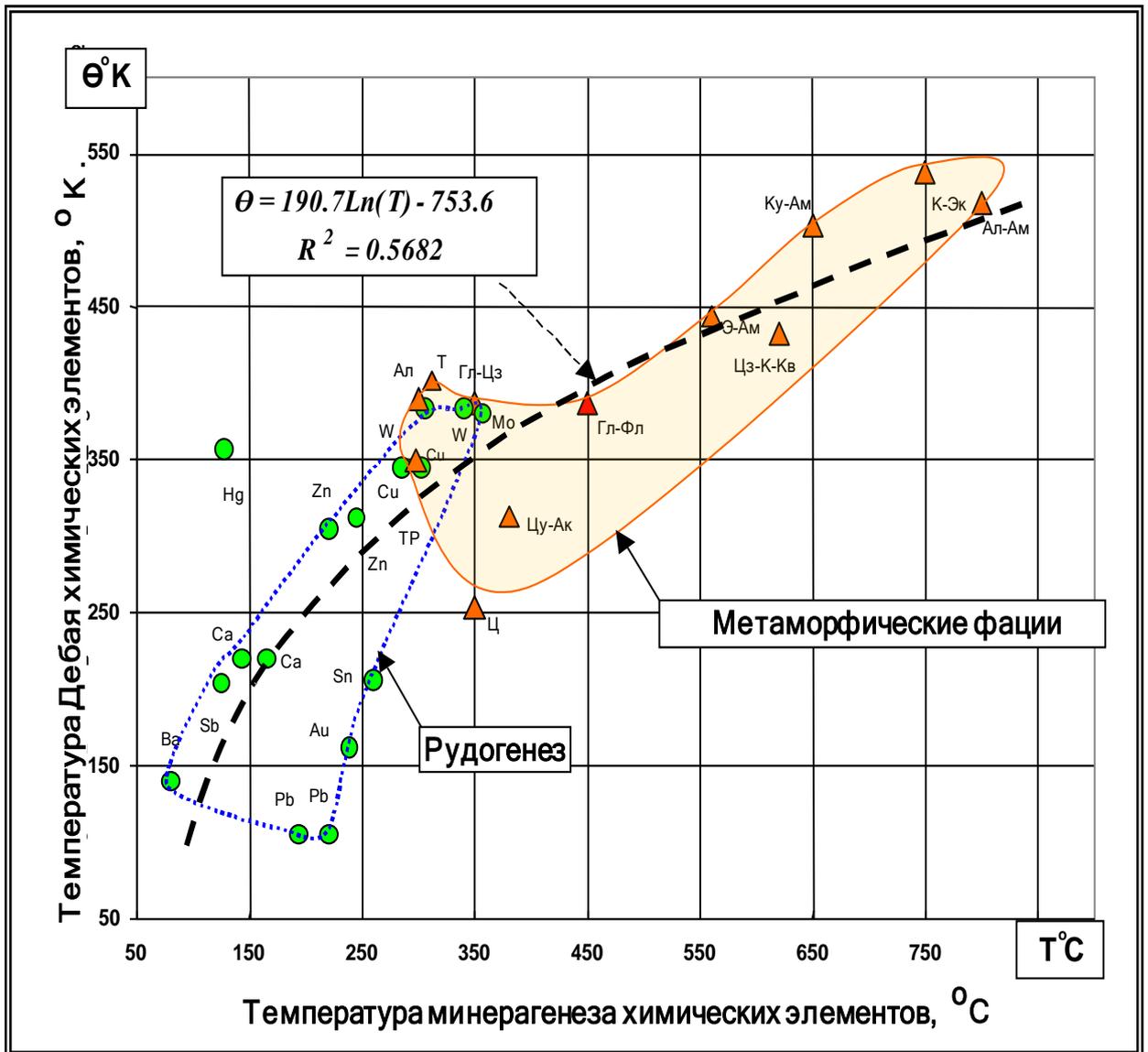


Рис. 3.2.4. Взаимосвязь между температурой Дебая химического элемента (минерала – индикатора) и температурой минерагенеза. По метаморфической фации приводится среднее значение температуры Дебая для минерала - индикатора. *Метаморфические фации:* Ц – цеолитовая, Цу-Ак - цумпеллит-актинолитовая; Гл-Фл - глауко-фанлавансонитовая; Гл-Цз - глаукофан-цоизитовая; Цз-К-Кв - цоизит-кианит-кварцевая; Э-Ам – эпидотовых амфиболитов; К-Эк - кианитовых эклогитов; Ал-Ам - альмандиновых амфиболитов; Ку-Ам - кумингтонитовых амфиболитов. (Использованы данные Е.М. Лазько [190] и Д.В. Рундквиста [275]). Теснота связи, по шкале Чеддока, высокая.

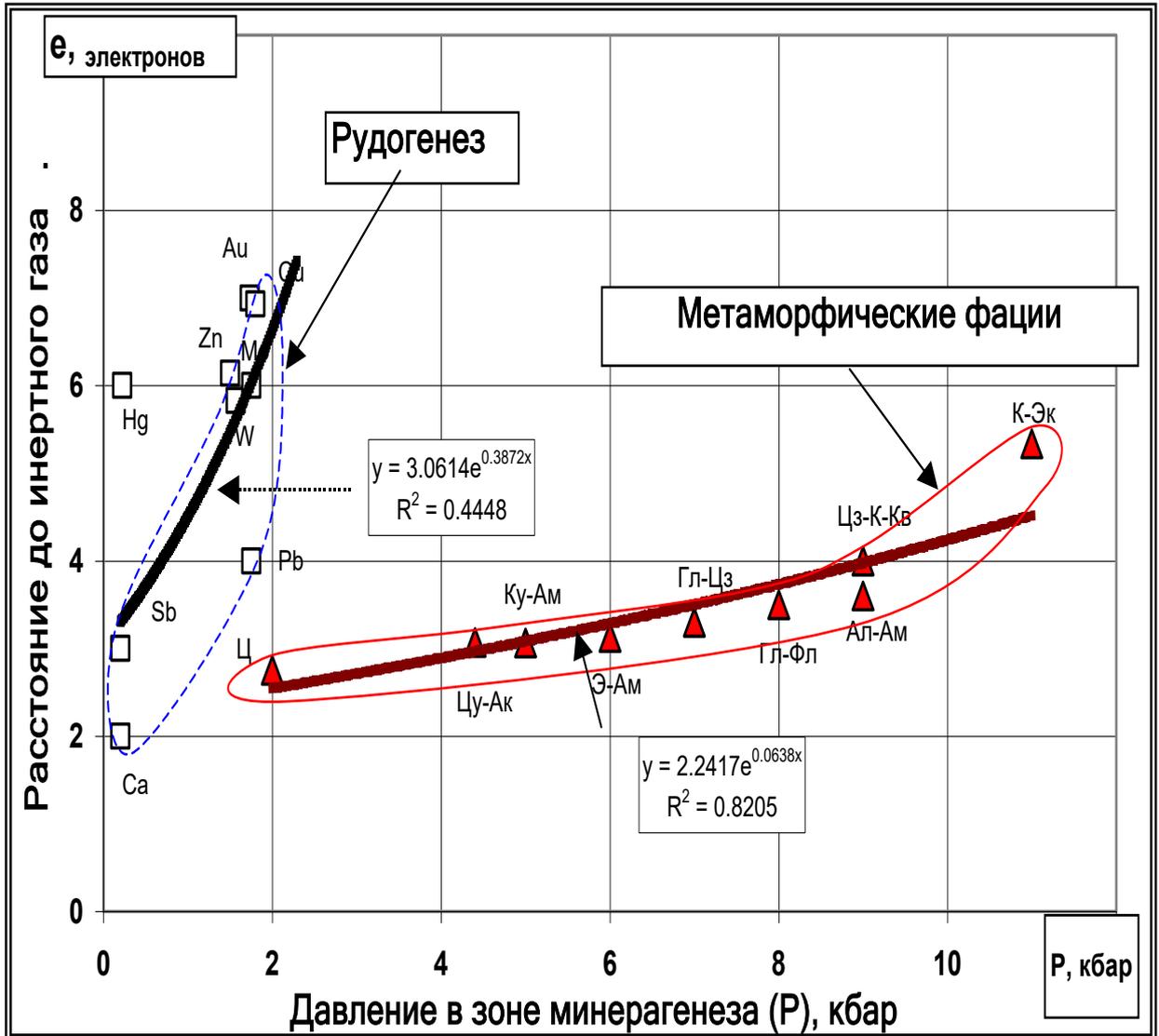


Рис. 3.2.5. Взаимосвязь между параметром «расстояние до инертного газа e » (ось y) химического элемента (или минерала индикатора) и давлением (ось x) в зоне минерагенеза элемента и минерала. Расстояние до инертного газа e для j -го химического элемента равно: $e = e_j - e_{\text{инертного газа}}$, где e_j – число электронов j -го элемента. По метаморфической фации приводится среднее значение e для минерала – индикатора. Теснота связи, по шкале Чеддока, от заметной до весьма высокой.

3.3. Возможность применения адаптивного подхода при исследовании рудной залежи

3.3.1. Цель исследования и используемая информация

Исследования автора по проблеме адаптации рудных месторождений к воздействию внешней среды направлены на установление ранее неизвестных закономерностей рудогенеза, которые могли бы повысить достоверность прогнозирования параметров месторождения и дать новые способы прогноза масштабов оруденения на стадии поисковой разведки. В том числе автора интересовало следствие разрабатываемой им теории адаптации объектов о взаимосвязи *размера объекта и концентрации объект образующих элементов*. Применительно к рудным месторождениям - это взаимосвязь между *запасами руды в залежи и содержанием металла в руде*.

В ходе адаптивного анализа рудных месторождений возникли новые вопросы:

1. Какие атомные параметры рудогенных элементов влияют на их миграцию в земной коре и на их концентрацию в рудных телах?
2. Насколько значительна роль твердофазной диффузии в миграции элементов, и какие факторы влияли на диффузию в минералах?
3. Какие внешние факторы контролировали масштаб запасов руд в месторождении, в частности, в золоторудном месторождении?
4. Какой механизм миграции химических элементов в земной коре и почему концентрируются в тех или иных рудных телах и в минералах именно эти, а не другие элементы?

На эти вопросы существует множество ответов различных исследователей. Полученные в результате выполненных автором исследований выводы дополнили общепринятые представления и несколько их расширили.

Нами анализировалась численная информация по 887 рудным месторождениям из разных литературных источников, в том числе из монографии Перваго В.А. [251], Калугина А.С. [146], из информационной публикации Dan L. Mosier [110] и др.

3.3.2. Месторождение как целостный объект

По нашему определению, наиболее целостная часть объекта – это комплекс. Точнее, комплекс - это часть объекта, целостно реагирующая на внешнее воздействие (см. п.п.1.1.3.3, 1.1.5).

Мы отметили, что объекты одного вида K_{ij} возникают в благоприятных условиях при выполнении необходимых элементных, пространственных, энергетических и векторных условий (см. п.1.1.4).

Вследствие неоднородности внешней среды, объекты одного вида K_{ij} располагаются в локальных зонах, образуя группы, а применительно к рудогенезу - рудные поля.

Покажем, что рудное месторождение можно рассматривать в качестве целостного объекта, а генетически однотипные месторождения одного региона – как группу, состоящую из объектов одного вида.

В фазовом пространстве, образованном параметрами «содержание различных химических элементов в массиве», каждое месторождение ведёт себя как целостный объект. А именно: содержание различных химических элементов изменяется сопряжённо при пострудном развитии месторождения [67, 114, 238, 262, 304, 325, 333]. Кроме этого, вследствие внутрирудной миграции элементов, изменение состава руды в одной части месторождения влияет на химический состав в другой его части. Следовательно, месторождение обладает целостностью.

Понятие целостности можно распространить и на рудовмещающий

породный массив, откуда может происходить мобилизация рудогенных элементов [23, 33, 233, 249, 272, 296, 314 и др.]. Однако в объект «породный массив» иерархически вложен объект месторождение. Рудная залежь отличается от массива химическим составом и физическими свойствами. Поэтому породный массив характеризуется меньшей целостностью, чем месторождение.

Из сказанного следует, что месторождение полезного ископаемого можно рассматривать в качестве целостного объекта, то есть, комплекса.

Генетически однотипные месторождения одного региона локализованы в рудных полях и могут неустойчиво взаимодействовать [14]. Следовательно, они образуют *группу объектов одного вида*. Здесь наиболее ярко должны проявляться основные закономерности пострудного развития месторождений.

Возникновение и пострудное развитие месторождений одного генетического типа в разных регионах, в общем, управляются идентичными природными законами. Именно поэтому возможны генетические классификации рудных месторождений.

В то же время, существуют общие закономерности рудогенеза, что позволяет исследовать разные генетические типы месторождений для выявления главных природных факторов, формирующих рудное месторождение независимо от генетического типа.

3.3.3. Изученность проблемы взаимосвязи состава руды, запасов руды и металла в месторождении

Французские исследователи, занимающиеся данной проблемой, выявили *обратную связь между запасами металла и средним содержанием металла* в группе однотипных месторождений [252]. Авторы связывают данное явление с тем, что вовлечение в подсчёт запасов более бедных руд приводит, с одной стороны, к увеличению запасов металла в месторождении, а с другой – к снижению среднего содержания металла в руде.

Общеизвестно явление увеличения запасов руды в месторождении при уменьшении бортового содержания металла. Это сопровождается уменьшением среднего содержания металла в руде. То есть, существует *обратная связь между запасами руды и средним содержанием металла в месторождении*.

В то же время, некоторые зарубежные исследователи и российские учёные отмечают *прямую связь между средним содержанием меди и запасами руды* в группе меднопорфировых месторождений. Это объясняется генетическими условиями, когда в более благоприятных условиях возникли более крупные месторождения с более богатой рудой.

Немногочисленные исследования взаимосвязи содержания металла и запасов руды в других генетических типах рудных месторождений дают отрицательный результат по наличию прямой связи между запасами руды и средним содержанием металла.

По нашему мнению, такой результат обусловлен несколькими причинами. Во-первых, генетически однотипные месторождения возникли и развивались в разных условиях, что исказило первичные взаимоотношения между запасами руды и содержанием в ней металла. Наиболее сильное влияние могла оказать степень эродированности месторождения.

Во-вторых, исследования по данной проблеме сдерживались мнением, что в месторождении прямая связь между запасами руды и содержанием металла невозможна.

Исследователи отмечают 2 вида взаимосвязи между запасами руды (металла) в месторождении и средним содержанием металла в руде:

1) прямая взаимосвязь - обусловлена возникновением в более благоприятных условиях более крупных месторождений с большим содержанием металла (рис. 3.3.1, а);

2) обратная взаимосвязь - вызвана снижением бортового содержания, что приводило к включению в подсчёт запасов более бедных руд и к росту запасов по месторождению (рис. 3.3.1, б).

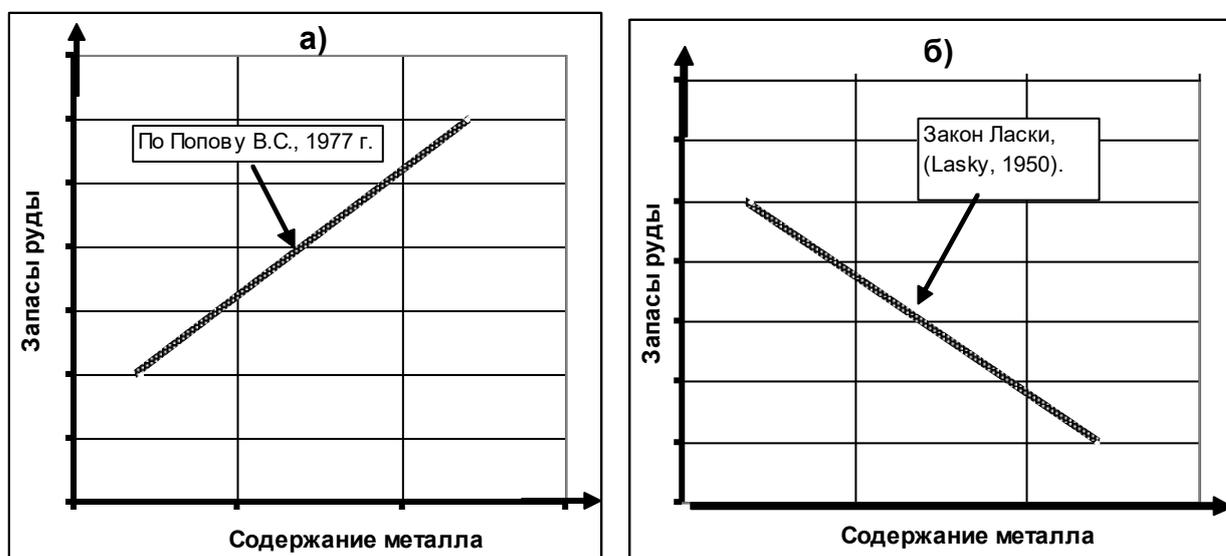


Рис. 3.3.1. Взаимосвязь между запасами руды в месторождении и содержанием металла в руде [256].

В то же время есть ряд причин, которые заставляют взглянуть на данную проблему с точки зрения генезиса месторождения.

Это следует из следующего:

1. Общеизвестно, что лучшее качество руд характерно для мелких месторождений и рудных тел. Это вызвано процессами внутрирудной ремобилизации, приводящими к возникновению обогащённых металлом рудных столбов.

2. Рудные месторождения являются субадаптированными объектами, поэтому должна существовать генетически обусловленная взаимосвязь между запасами руды и содержанием металла в руде. Это следует также из того, что адаптационные закономерности содержат генетическую составляющую.

Исходя из изложенного, автор предположил, что взаимосвязь между запасами руды и содержанием металла в руде для генетически однотипных месторождений имеет генетическую природу.

В результате выполненных в диссертации исследований, автор доказал, что *взаимосвязь между запасами руды и содержанием металла в руде вызвана геолого-генетическими причинами* (п.п. 3.4, 3.5).

Более того, **автор установил, что процессы формирования рудных месторождений, а также масштаб оруденения, зависят от величины атома рудогенных элементов.**

Для доказательства существования такой связи были убраны результаты воздействия на залежь факторов, ухудшающих условия рудогенеза и пострудного сохранения залежи.

То есть, внимание акцентировалось на исследовании тех месторождений одного генетического типа, которые возникли и сохранились в наиболее благоприятных условиях. *Такие месторождения назовём тождественными месторождениями.*

Генетически однотипные месторождения образуют кластер на диаграмме, *а тождественные месторождения располагаются вдоль верхней граничной линии данного кластера.*

3.3.4. Предлагаемый способ оценки теплового воздействия земных недр

Основным фактором развития объекта является воздействие внешней среды. По отношению к рудному месторождению наиболее общим внешним фактором служит тепловое воздействие недр, поскольку:

- а) физическое состояние вещества земной коры определяется соотношением температура - давления;
- б) химический состав горных пород в значительной степени зависит от температуры, давления;

- с) скорость химических реакций, следовательно, и устойчивость минералов, регулируется температурой и давлением.

В формировании состава руды в месторождении несомненна роль геохимической обстановки. Однако химизм среды действует в пределах геохимических подтипов и типов рудных месторождений, и поэтому не является главным фактором их пострудного развития.

Минерал реагирует на изменение геохимических условий изменением своего состава. В нем остаются те химические элементы, у которых соединения существуют в более широком диапазоне окислительно - восстановительных условий. Для количественной оценки способности элементов сохраняться в минерале при изменении геохимической обстановки, нами введено новое понятие: *адаптивность химического элемента* (см. п.3.2.2).

Наряду с тепловым воздействием среды, в качестве наиболее общего фактора, изменяющего месторождение, можно рассматривать и давление. Нами выяснено, что на изменение давления в массиве химический элемент, входящий в минерал, реагирует через параметр «расстояние до инертного газа», т.е. через минимальное число электронов внешних оболочек, теряемых или приобретаемых им для создания электронной оболочки ближайшего инертного газа (см. п.3.2.1).

Но, в отличие от теплового потока, суммирование во времени давления вызывает затруднение. В то же время интегральный эффект от теплового воздействия можно оценивать по сумме полученного месторождением тепла.

Исходя из этих соображений, при изучении адаптации залежи, в качестве внешнего фактора, управляющего пострудным развитием рудных месторождений, нами рассматривалось *суммарное тепловое воздействие* недр.

Тепловое воздействие (Q) недр на рудное месторождение складывается из следующих компонентов (ф. 3.1.1):

$$Q = \Phi + \sum_0^n M_i, \quad (3.3.1)$$

где Q - суммарный тепловой поток (далее – тепловой поток), равен количеству тепловой энергии, полученной рудной залежью;

Φ - фоновый тепловой поток, зависящий от глубины залегания месторождения и от его возраста;

M_i - тепловой поток от магматического тела, внедрившегося в рудовмещающий массив (количество тепла).

Фоновый тепловой поток (Φ) нами учитывается косвенно, путем анализа информации по наиболее древним докембрийским месторождениям отдельно от палеозойских. В формуле (3.3.1), для докембрийских месторождений, он нами был приравнен единице ($\Phi=1$).

В тепловой поток от магматических тел включалось тепловое воздействие:

- 1) материнского рудовмещающего магматического массива;
- 2) пострудных магматических тел (интрузивов, даек, силлов, эффузивов и др.), в разное время внедрившихся в рудовмещающую толщу;
- 3) эманаций из глубинных интрузивов (для гидротермальных и пневматолитовых месторождений).

Для расчётов теплового потока (Q) (см. ф. 3.3.1), количество тепла от каждого магматического тела оценивалось по бальной системе (табл. 3.3.1).

В том случае, если в месторождении были выделены несколько отличных по составу син -, и пострудных магматических тел, величина теплового потока сквозь месторождение определялась по формуле:

$$Q = M_1 + M_2 + M_3 + \dots + M_n, \quad (3.3.2)$$

где n - число магматических тел, уникальных по составу.

Для выяснения влияния теплового потока на развитие месторождения, нами анализировалась информация по железорудным месторождениям Сибири.

Условная градация величины теплового потока из магматических тел

№ п/п	Магматическое тело	Кол-во тепла, (балл)	Примечание
1	Рудовмещающий интрузив	1	для магматических месторождений
2	Одно уникальное по составу магматическое тело, инъецированное в месторождение	1	
3	Эффузив в рудоносной толще	1	
4	Эффузив в надрудной толще	1	
5	Глубинный интрузив	0.5	для гидротермальных и пневматолитовых месторождений
6	Неизвестный источник мигматизации рудовмещающей толщи	1	

Основная информация из работы А.С. Калугина [146] нами была представлена в графической форме. Это позволило выявить некоторые закономерности, в первую очередь изменение в месторождении, под воздействием теплового потока, запасов руды и среднего химического состава руды.

В ходе анализа автор понимал, что, одновременно с теплом, в месторождение поступало некоторое количество химических элементов, которые также могли участвовать в изменении состава руды.

3.4. Адаптация железорудного месторождения к пострудному магматическому воздействию

3.4.1. Влияние теплового потока на масштаб железоруднения

Воздействие *теплового потока* (Q) на *запасы руды* (B) в месторождении исследовалось на диаграмме $Q - B$ (рис. 3.4.1).

Все железорудные месторождения на диаграмме с вероятностью 0.99 образуют кластер, сверху ограниченный граничной линией:

$$\text{при } Q \geq 0, \quad \rightarrow \quad B_{max} = 19.1e^{-0,54Q}, \text{ млрд. т,} \quad (3.4.1)$$

где B_{max} - наибольшие запасы в множестве железорудных месторождений;

e - основание натурального логарифма;

Q - количество теплового потока.

Гидротермальные, пневматолитовые и контактово-метасоматические месторождения образуют кластер меньших размеров, с верхней граничной линией:

$$\text{при } Q \leq 4, \quad \rightarrow \quad B_{max} = 0,21 \cdot Q + 0,45, \text{ млрд. т,} \quad (3.4.2)$$

При больших значениях Q они ограничены кривой из ф. 3.4.1.

Аппроксимирующая линия для месторождений *всех типов*:

$$B_{max} = 0.09 Q^2 - 1.1 Q + 3.2 \text{ млрд. т;} \quad (3.4.3)$$

При $Q \geq 2$ железорудные месторождения на диаграмме $Q - B$ образуют обособленные кластеры в зависимости от *состава рудовмещающих осадочных или осадочно-вулканогенных пород*.

Тепловым потоком контролируется степень уменьшения наибольших запасов (B_{max}) руды в кластерах, в зависимости от состава рудовмещающих

пород. Так, при росте величины Q на 4 балла, наибольшие запасы руды уменьшаются: в 2 раза - для рудовмещающих пород гнейсы + кварциты; в 3 раза - для рудовмещающих пород туфы + песчаники + известняки; в 4 раза - для рудовмещающих пород известняки + доломиты.

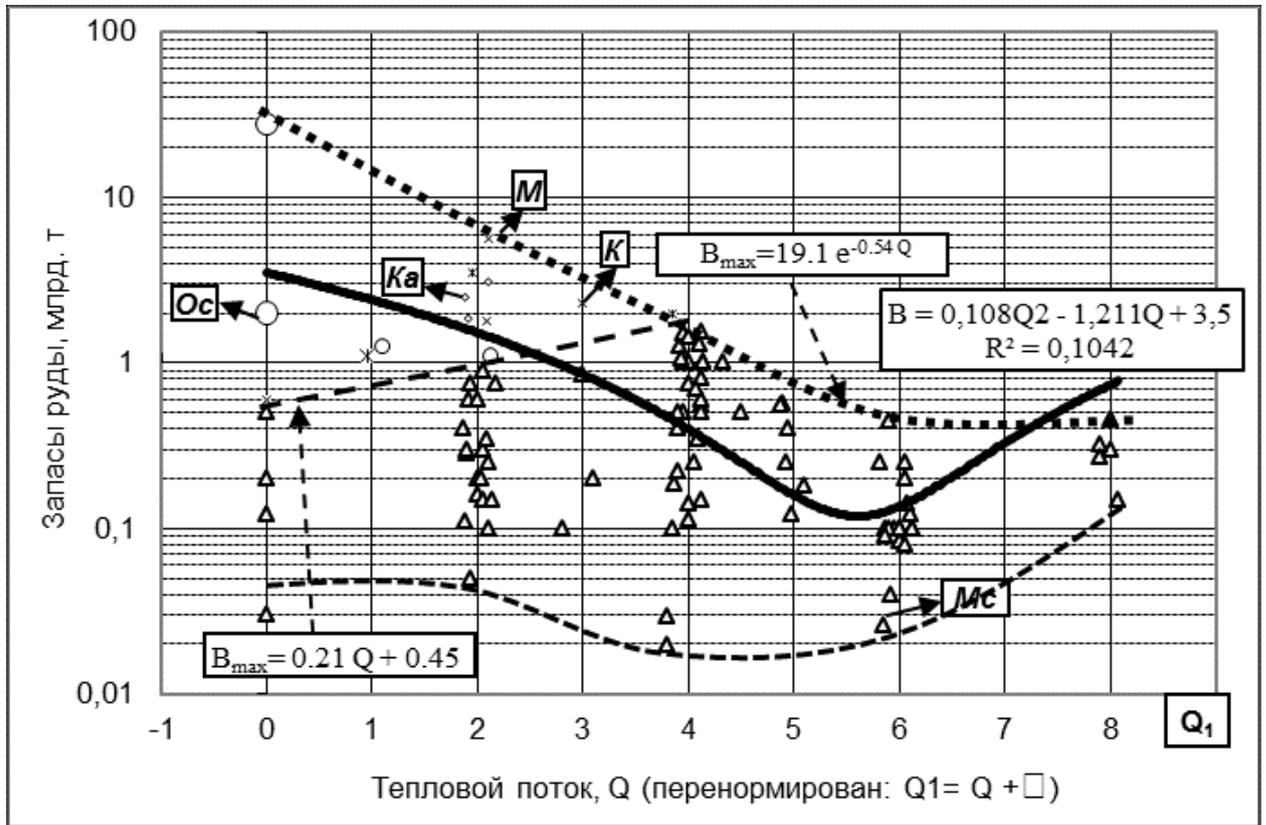


Рис. 3.4.1. Изменение в железорудных месторождениях запасов руды B_{max} под воздействием теплового потока Q . Месторождения: M – магматогенные, Ka – карбонатитовые, Os – осадочные, K – железистых кварцитов, Mc – метасоматические. δ – величина, стремящаяся к нулю ($\delta \rightarrow 0$), вводится для предотвращения перекрытия точек на диаграмме, $\delta > 0$, $\delta < 0$. Штриховые линии – граничные линии, e – основание натурального логарифма

Вышеуказанное влияние состава рудовмещающих пород вызвано тем, что существует связь между средним размером ребра в кристаллической решетке минералов рудовмещающих пород и степенью уменьшения наибольших запасов руды под действием теплового потока (рис. 3.4.2).

Связь описывается, при $2.5 \geq P \geq 4$, \dot{A} , уравнением:

$$Y = 2.5 \cdot P - 4.8, \quad (3.4.4)$$

где Y – степень уменьшения наибольших запасов руды;

P - средний размер ребра в кристаллической решетке минералов рудовмещающих пород, в ангстремах (Å). (Для силикатов $P \approx 2.55 \div 2.8\text{Å}$, для карбонатов $P \approx 3 \div 4\text{Å}$ [22, с.321, с.340].

Формула (3.4.4) свидетельствует о влиянии на внутрирудную миграцию железа межатомного расстояния в нерудных минералах, наряду с другими факторами.

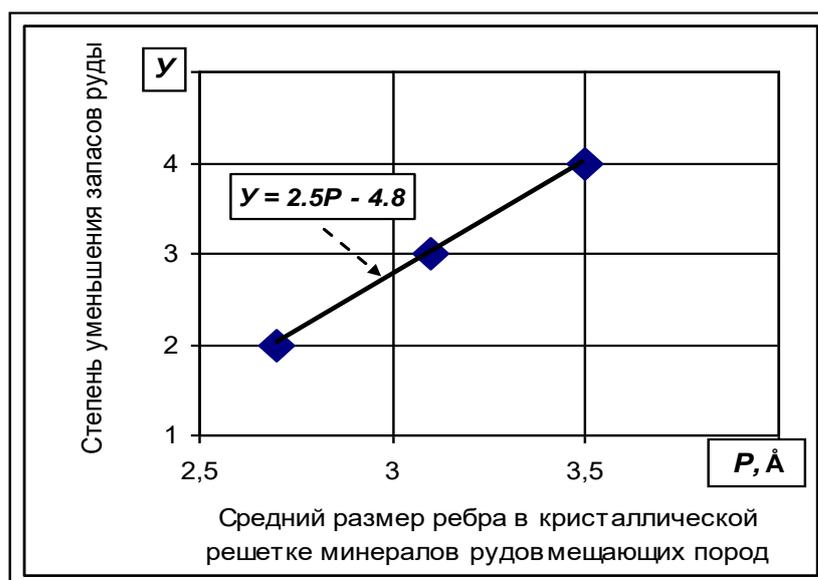


Рис. 3.4.2. Связь между средним размером (P) ребра в кристаллической решетке минералов рудовмещающих пород и степенью метасоматически-конкреционного уменьшения (Y) наибольших запасов руды в кластерах при росте теплового потока на 1 балл.

3.4.2. Влияние теплового потока на содержание железа в руде

Влияние теплового потока (Q) на среднее содержание железа (Fe) в месторождении изучалось на диаграмме $Q - Fe$ (рис.3.4.3).

Установлено, что все железорудные месторождения Сибири, в зависимости от величины Q и среднего содержания железа, на диаграмме образуют один кластер. В общем, происходит рост содержания железа по мере увеличения теплового потока:

$$Fe = 30.7e^{0,035 Q}, \% \quad (3.4.5)$$

По верхней граничной линии кластера, наибольшее содержание железа

возрастает при росте теплового потока от 0 до 4. Затем, при дальнейшем росте теплового потока от 4 до 8, содержание железа в руде снижается (см. рис. 3.4.3), что обусловлено его интенсивным выносом при достижении тепловым потоком высоких значений.

Это напоминает выщелачивание кварца в золоторудных месторождениях [67, с.171].

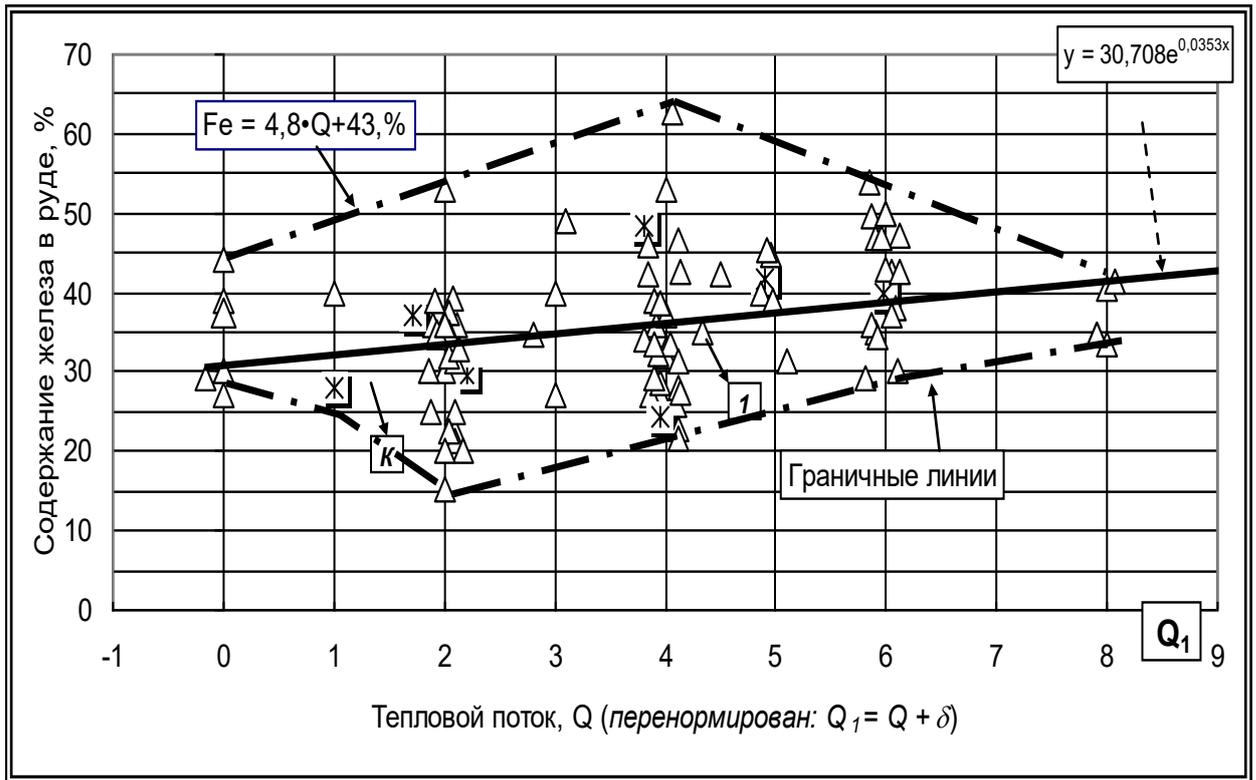


Рис. 3.4. 3. Изменение содержания железа (ось y) в руде под воздействием теплового потока (ось x).

В зависимости от состава рудовмещающих отложений, месторождения на диаграмме входят в кластеры меньшей величины, вложенные в основной кластер. Во вложенных кластерах также видно влияние теплового потока на среднее содержание железа в рудах..

При $2 \leq Q \leq 6$ происходит рост содержания железа на воздушно-сухое вещество по мере увеличения теплового потока (рис.3.4.4), и при $Q = 8$ содержание железа падает.

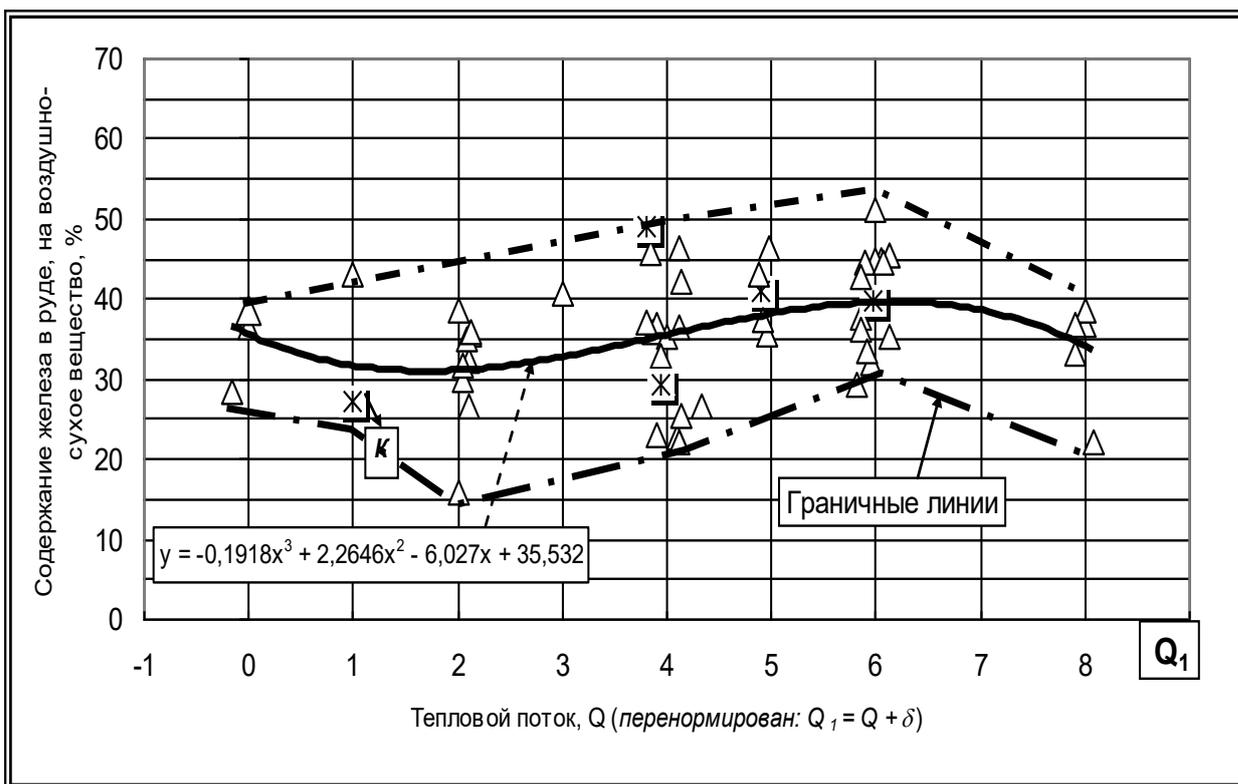


Рис.3.4.4. Изменение содержания железа (ось y) в руде, на воздушно-сухое вещество, под воздействием теплового потока (ось x).

3.4.3 Влияние теплового потока на содержание в руде серы, фосфора, марганца и титана

Изменение среднего содержания серы (S) в рудах под воздействием теплового потока выявлено на диаграмме $Q - S$. Все месторождения образуют кластер, в котором наибольшее значение содержания серы увеличивается по мере роста теплового потока Q . В кластере содержание серы смещено в сторону ее больших значений, что обусловлено ее разными источниками. Аппроксимирующая линия (рис. 3.4.5) подчиняется формуле (3.4.6):

$$\text{при } 0 \leq Q \leq 8, \rightarrow S = 0.13e^{0.3Q}, \% \quad (3.4.6)$$

В зависимости от состава рудовмещающих пород выделяются кластеры меньших размеров.

Изменение содержания фосфора (P), в общем, связано с воздействием теплового потока (Q). По мере увеличения теплового потока (при $5 \leq Q \leq 8$), наблюдается уменьшение наибольшего содержания фосфора (рис. 3.4.6).

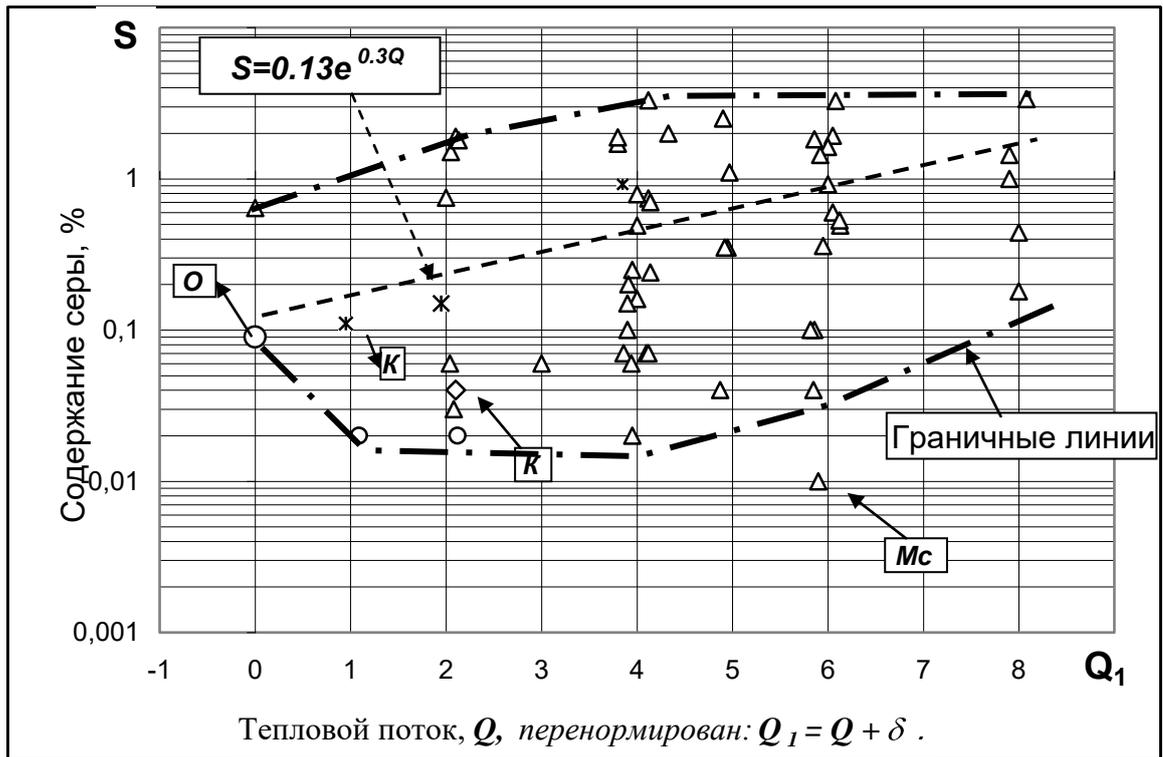


Рис. 3.4.5. Изменение содержания серы S в руде, на воздушно-сухое вещество, под воздействием теплового потока Q .

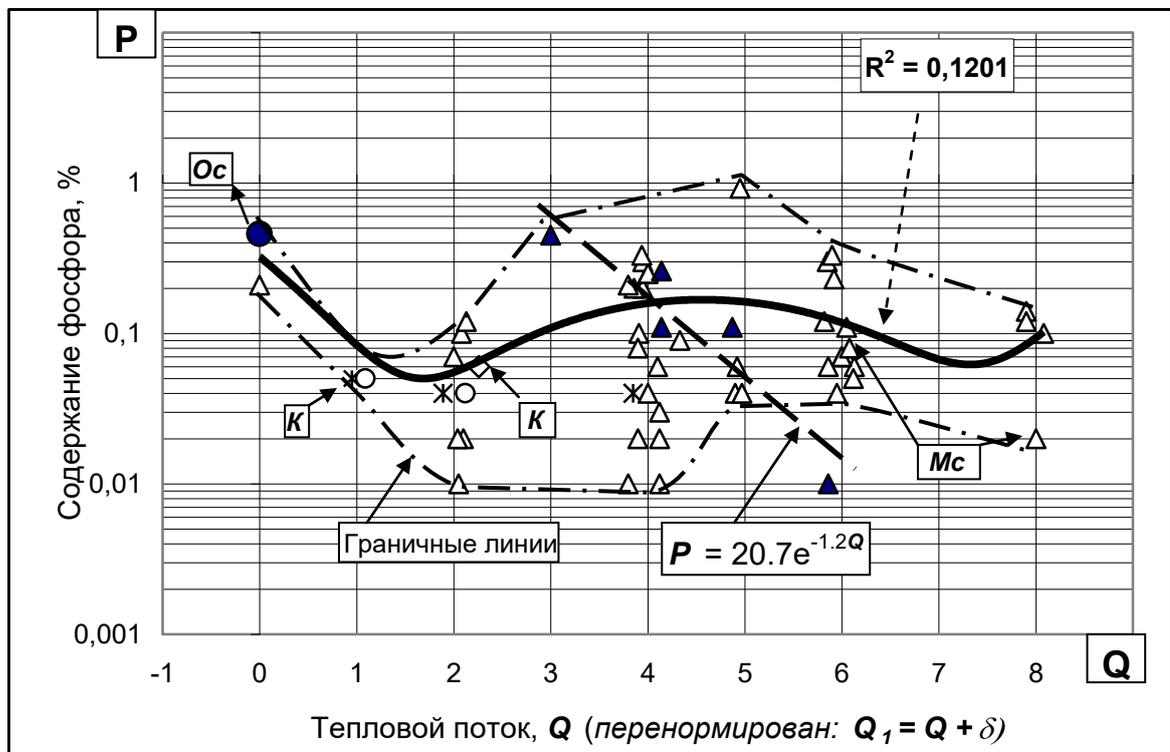


Рис. 3.4.6. Изменение содержания фосфора в руде на воздушно-сухое вещество под воздействием теплового потока. Закрашенные треугольники – это месторождения мезозойского возраста, по ним проведена аппроксимирующая линия $P = 20.7 e^{-1.2Q}$. Теснота связи, по шкале Чеддока, умеренная.

Наиболее чётко обратная взаимосвязь прослеживается для месторождений мезозойского возраста (при $3 \leq Q \leq 6$). Кластер месторождений, локализованных в карбонатно-терригенных и вулканических породах, сверху также ограничен кривой обратной зависимости $Q - P$. Месторождения кембрийского возраста характеризуются ростом содержания фосфора при средних значениях теплового потока (при $2 \leq Q \leq 5$) и снижением при дальнейшем увеличении теплового воздействия (при $Q > 5$).

На диаграмме $Q - Mn$ (тепловой поток - содержание марганца) железорудные месторождения образуют кластер, в котором аппроксимирующая линия (ф. 3.4.7) показывает прямую зависимость содержания марганца от величины теплового воздействия (рис. 3.4.7). По шкале Чеддока, теснота связи между тепловым потоком и содержанием марганца умеренная.

$$\text{При } Q \leq 8, \rightarrow Mn = 0.07e^{0.26Q}, \% \quad (3.4.7)$$

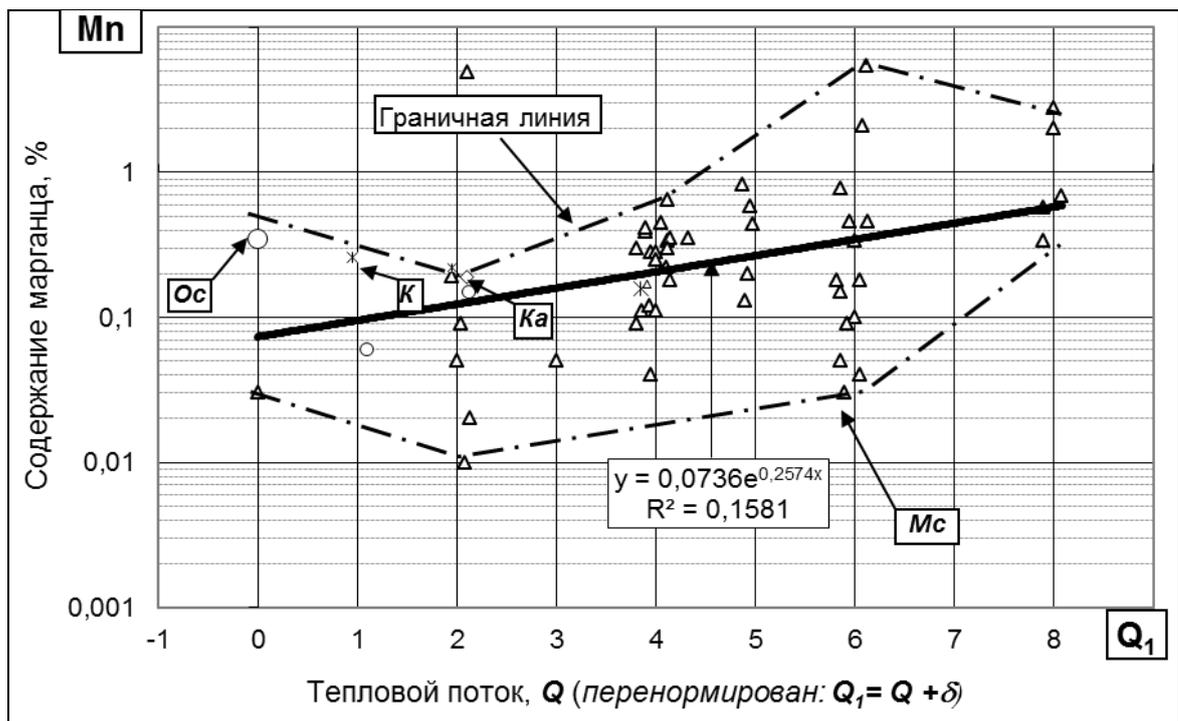


Рис. 3.4.7. Изменение содержания марганца (ось y) в руде на воздушно-сухое вещество под воздействием теплового потока. Теснота связи, по шкале Чеддока, умеренная.

Наиболее чётко прямая связь $Q - Mn$ выявляется при группировке месторождений в подмножества в зависимости от состава рудовмещающей осадочно-вулканогенной толщи, и, если толщина содержит карбонатные слои.

На диаграмме $Q - Ti$ (тепловой поток - содержание титана) месторождения образуют один кластер (рис. 3.4.8).

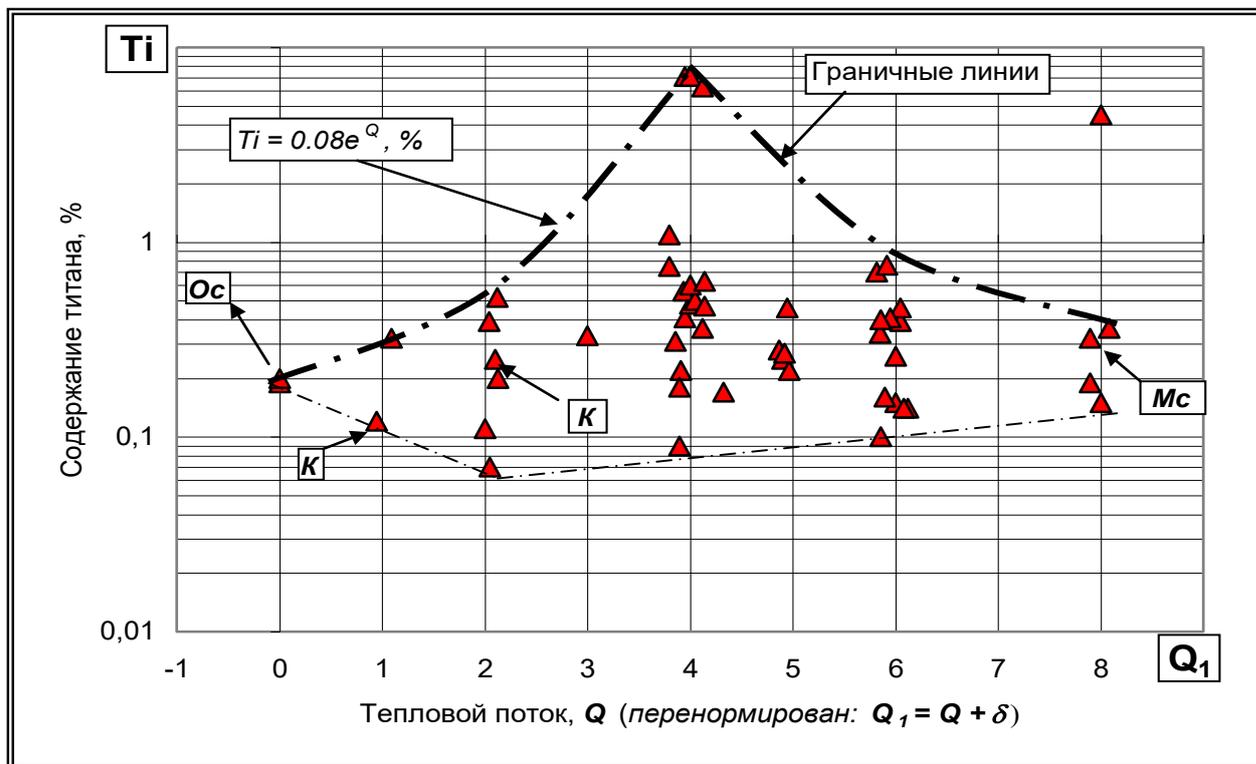


Рис. 3.4.8. Изменение содержания титана в руде на воздушно-сухое вещество под воздействием теплового потока.

При $0 \leq Q \leq 4$, наибольшее содержание титана возрастает с увеличением теплового воздействия. Кластер сверху ограничен кривой:

$$\text{при } 0 \leq Q \leq 4, \quad \rightarrow \quad Ti = 0.08e^Q, \quad \% \quad (3.4.8)$$

При дальнейшем увеличении теплового воздействия ($Q > 4$) наибольшее содержание титана уменьшается.

3.4.4. Влияние теплового потока на содержание в руде петрогенных элементов

Для следующих петрогенных элементов (Si, Mg, Al, Ca) отсутствует отчётливая связь между их содержанием в руде и тепловым потоком. Это, вероятно, обусловлено тем, что они слагают минеральный каркас, при разрушении которого элементы освобождаются пропорционально их первоначальному

содержанию. Однако, если в руде присутствует, в основном, один петрогенный элемент, его изменение определяется величиной теплового потока. Например, в железистых кварцитах (рис. 3.4.9):

Q	$Si, \%$
1	52
2	38
2	49
4	32
5	22
6	15

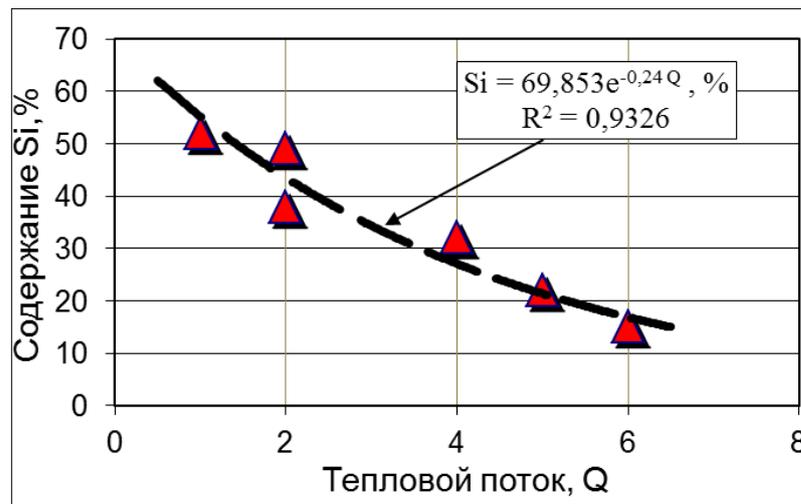


Рис. 3.4.9. Изменение содержания кремнезёма (ось y) в месторождениях железистых кварцитов под воздействием теплового потока Q (ось x). По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

3.4.5. Изменение месторождения под воздействием магматических инъекций

Выявленная нами связь между тепловым потоком с одной стороны, запасами руд и содержанием некоторых химических элементов с другой стороны, свидетельствует:

- (a) о пострудном изменении месторождения под воздействием теплового потока;
- (b) о выстраивании железорудных месторождений Сибири в относительно непрерывный ряд по закономерному изменению некоторых параметров (запасов руд, содержания железа, серы, фосфора, марганца и титана), и в

зависимости от величины теплового воздействия.

Основным действующим фактором пострудных магматических инъекций, несомненно, является тепловой поток (Q). Докажем это. С ростом величины Q происходит уменьшение объёма месторождения (см. рис.3.4.1). Это сопровождается увеличением содержания железа (см. рис.3.4.3).

Исследователи некоторых железорудных месторождений отмечают пострудную ремобилизацию железа. Например, Таштагольское месторождение «... считается контактово-метасоматическим, относится к вулканогенно-осадочным, метаморфизованным при внедрении интрузий с улучшением качества руды, образованием скарнов и вторичных жильных рудных скоплений» [146, с.157].

Наиболее вероятная причина одновременного уменьшения величины месторождения и роста содержания железа — это *метасоматически – конкреционный* процесс, действовавший в пострудном этапе развития месторождения и означающий мобилизацию и ремобилизацию рудного вещества (термин ввёл В.Ф.Барабанов, 1965 г.).

Касаясь постмагматического минералообразования, В.Ф. Барабанов говорит: «В этом процессе... сочетаются первичный метасоматоз и последующее конкреционное перетложение продуктов его. ...Он свойствен минеральным телам любого генезиса - магматического, пегматитового, контактово-метасоматического, гидротермального, метаморфогенного» [11].

В рассмотренных нами случаях движущей силой метасоматически - конкреционного процесса выступает тепловая энергия внедрившейся магмы.

Мы полагаем, что данный процесс, в той или иной степени, управлял мобилизацией рудного вещества, и был главным фактором его ремобилизации из окраин зоны рудогенеза. При этом, если рудное вещество не поступало извне, то происходило уменьшение величины зоны оруденения, сопровождавшееся ростом содержания рудогенных элементов внутри данной зоны.

Для сверхкритических значений теплового потока наблюдается

снижение содержания фосфора, титана, железа. Это сопровождается незначительным увеличением объема месторождения (при $Q > 5$), что свидетельствует о выносе рудогенных элементов из центра залежи за ее пределы, что привело к наращиванию объема залежи.

При констатации факта участия теплового потока в метасоматически – конкреционном процессе возникает вопрос о влиянии вещества пострудной магмы на состав железных руд.

Уменьшение объема рудных тел в 2 раза, в железистых кварцитах, сопровождается увеличением содержания химических элементов в руде в меньшей степени, железа - в 1.2 раза, титана - в 1.47 раза, марганца - в 1.33 раза. (рис. 3.4.10):

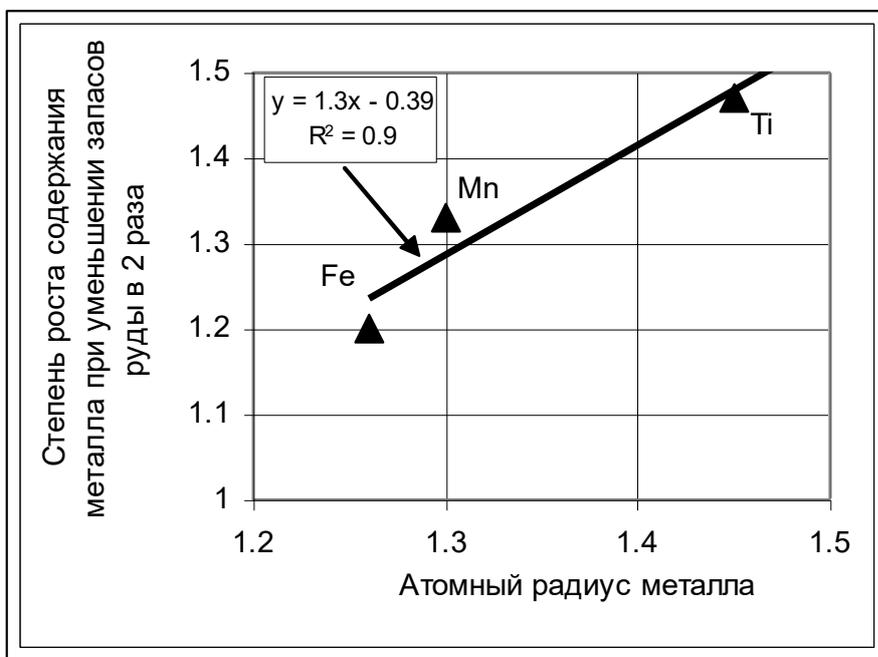


Рис.3.4.10. Взаимосвязь между повышением содержания металла в железистых кварцитах (ось y) и его атомным радиусом (ось x) в ходе метасоматически - конкреционного уменьшения объема месторождения в 2 раза (использованы данные по 100 месторождениям). По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

Из этого следует, что нет необходимости для железорудных месторождений искать дополнительные источники пострудного обогащения руды элементами, кроме ранее возникших руд. Тем не менее, часть каждого из этих элементов могла приноситься и пострудной магмой, но их принос был во много раз меньше поступления за счёт ремобилизации из окраинных руд.

Поэтому в данном случае можно пренебречь пострудным магматическим источником рудогенных элементов.

Таким образом, в качестве основного внешнего фактора пострудного изменения месторождения выступает тепловой поток. Основной внутренний управляющий параметр следует искать на атомарном уровне, и вот почему.

Мы ранее отметили корреляцию между размером ребра в кристаллической решетке минералов рудовмещающих пород и степенью уменьшения запасов руды в ходе адаптации месторождений к воздействию теплового потока (см. п.3.4.1, рис.3.4.2 и формулу 3.4.6).

Кроме этого, увеличение содержания железа, титана и марганца, при уменьшении объёма месторождения в 2 раза, прямо пропорционально атомному радиусу этих элементов (см. рис.3.4.10).

Причиной является *бóльшая скорость твердофазной диффузии у бóлее крупных атомов*,⁵ что, при одинаковом тепловом потоке, повышает скорость активации, ремобилизации и поступления в залежь крупных атомов, по сравнению с мелкими, из рудовмещающей толщи и близ расположенных рудопроявлений.

Обратим внимание на сопряжённое изменение запасов руды и среднего содержания некоторых химических элементов в месторождении (рис. 3.4.11).

Причина этого кроется в том, что, *при пострудном преобразовании месторождения, и объем залежи, и содержание рудогенных элементов в залежи зависят от величины теплового потока, к которому залежь адаптировалась.*

Такая сопряжённость позволяет напрямую оценивать степень роста содержания металла в руде при уменьшении запасов руды в 2 раза (см. рис. 3.4.10), то есть, без оценки теплового потока.

⁵ Это - эффект размера атома, ускоряющий его твердофазную диффузию, впервые установленный автором (см. п.3.1.4).

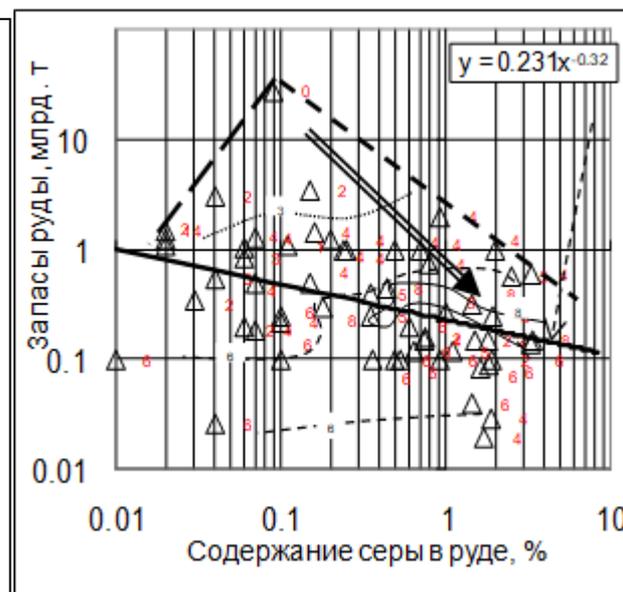
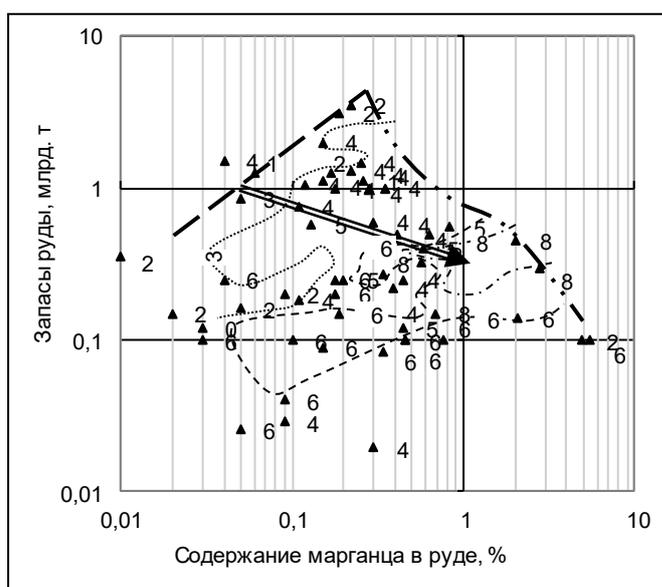
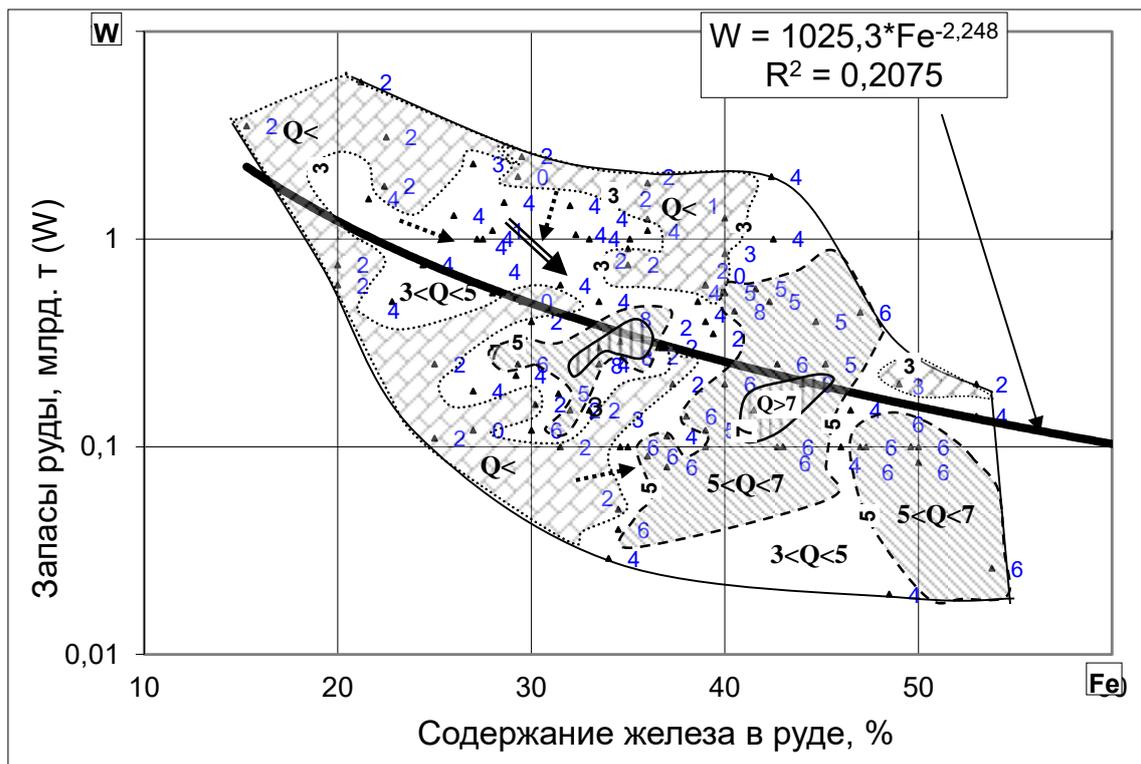


Рис. 3.4.11. Сопряжённое изменение запасов руды (ось y), среднего содержания марганца, серы и железа (ось x) в руде под воздействием теплового потока (Q). Проведены изолинии теплового потока. Стрелки внутри кластера показывают вектор роста величины теплового потока Q . По шкале Чеддока теснота связи умеренная (верхний рисунок). В нижнем правом рисунке: ось y – это запасы руды, ось x – содержание серы.

3.4.6. Основные выводы по параграфу «Адаптация железорудного месторождения к пострудному магматическому воздействию»

Установлено явление адаптации рудной залежи к тепловому потоку, что сопровождается изменением запасов руды. Адаптация залежи происходит благодаря адаптации рудогенных элементов к температуре массива. Подтверждено вытекающее из теории адаптации следствие о возникновении, в ходе адаптации объекта, связи между величиной объекта и концентрацией элементов в объекте, в данном случае *между запасами руды и средним содержанием металла в месторождении*. Выяснено, что однотипные месторождения можно представить как отображения в разной степени адаптированного усреднённого месторождения, связно деформированного в его фазовом пространстве.

Вышеизложенное следует из следующих, установленных в результате адаптивного анализа железорудных месторождений, связей между параметрами залежи и внешней среды:

1. В железорудных месторождениях существует *взаимосвязь четырёх параметров: теплового потока из среды, запасов руды, содержания рудогенных элементов, атомных параметров рудо- и петрогенных элементов*.
2. Запасы железистых кварцитов возрастают при увеличении теплового потока от 0 до 2 баллов, а при дальнейшем его росте снижаются. Запасы руды в метасоматических месторождениях растут по мере увеличения теплового потока от 1 до 4 баллов, и при дальнейшем его увеличении резко уменьшаются. Первоначальное увеличение запасов руды по мере роста теплового воздействия среды объясняем мобилизацией рудного вещества из рудогенного массива и ремобилизацией из более бедных участков зоны оруденения. Последующее снижение запасов руды при

дальнейшем росте теплового воздействия среды обусловлено разрушением окраин *месторождения*.

3. Чем меньше размер ребра в кристаллической решетке минералов рудовмещающих пород в залежи, тем медленнее происходит метасоматически - конкреционное стягивание залежи, что связано со снижением скорости твердофазной диффузии, активации и ремобилизации рудогенных элементов.
4. Содержание железа в руде возрастает при увеличении теплового потока от 0 до 4. А затем, при дальнейшем росте теплового воздействия, максимальное содержание железа снижается, а минимальное содержание продолжает увеличиваться.
5. Содержание серы и марганца непрерывно возрастает по мере увеличения теплового потока. Это свидетельствует о мобилизации серы и марганца из гигантского резервуара. Содержание фосфора в месторождениях мезозойского возраста уменьшается по мере роста теплового потока от 3 до 6, что указывает на его ограниченное содержание в рудовмещающем массиве.
6. Содержание титана возрастает по мере увеличения теплового потока от 0 до 4, а затем резко снижается.
7. Содержание кремнезёма снижается с ростом величины теплового потока вследствие его замещения железом.
8. *Под воздействием теплового потока месторождение уменьшается, а содержание рудогенных элементов, в общем, возрастает. Степень увеличения содержания титана, марганца и железа контролируется их атомным объёмом: содержание рудогенного элемента возрастает тем в большей степени, чем крупнее его атом. Причина этого в большей скорости твердофазной диффузии у более крупных атомов.*

3.5. Влияние твердофазной диффузии рудогенного элемента на адаптацию месторождения

3.5.1. Влияние твердофазной диффузии рудогенного элемента на адаптацию железорудной залежи

Содержание химического элемента в железной руде определяется формулой следующего вида (см. п.п.3.4.2, 3.4.3):

$$K = K_0 \cdot e^{xQ} \quad (3.5.1)$$

где K – содержание рудогенного элемента в месторождениях, подвергшихся тепловому воздействию;

K_0 – содержание рудогенного элемента в месторождении, который не испытал тепловое воздействие;

e – основание натурального логарифма;

Q – тепловой поток - количество тепла, которое воздействовало на залежь в зоне ремобилизации рудогенных элементов (баллы).

Автором установлено, что показатель степени « x » при Q (см. ф. 3.5.1) является функцией атомного радиуса (R) рудогенного элемента (табл.3.5.1):

Таблица 3.5.1

Показатель степени « x » для e^{xQ} в ф. (3.5.1)

Элемент	x	R , атомный радиус, нм
Mn	0.7	1.3
Fe	0.035	1.26
S	0.3	1.04
Ti	1	1.45
Si	0.24	1.34
P	1.2	1.34

Показатель степени « x » при Q в формуле (3.5.1) и атомный радиус R связаны соотношением (по данным табл.3.5.1):

$$x = 1.8 \cdot R^2 - 1.7, \quad (3.5.2)$$

Подставим значение « x » в формулу 3.5.1:

$$K = K_0 \cdot e^{(1.8 \cdot R^2 - 1.7) \cdot Q}. \quad (3.5.3)$$

Из формулы (3.5.3) следует, что с ростом атомного радиуса (R) увеличивается и содержание (K) элемента в руде **благодаря прямой зависимости скорости твердофазной диффузии рудогенного элемента от его атомного радиуса** (см. п.п.3.1.4, 3.1.5, «эффект величины атома»). Формула (3.5.3) эмпирическая и включает в себя как скорость миграции химического элемента, так и устойчивость его минералов. Из формулы видно, что содержание рудогенного элемента в руде **зависит от величины его атома и, следовательно, от скорости его миграции, обусловленной скоростью его твердофазной диффузии и активации**. Чем выше скорость твердофазной диффузии рудогенного элемента, тем выше скорости его активации, ремобилизации, миграции из окраин месторождения в зону рудогенеза. *Формула (3.5.3) показывает участие твердофазной диффузии химических элементов в их перераспределении в ходе адаптации рудной залежи к тепловому потоку.*

3.5.2. Сопряжённое изменение запасов и качества руд в месторождениях различных типов

3.5.2.1. Оценка достоверности граничной линии кластера на диаграмме «Запасы руд – Качество руд»

Для оценки сопряжённого изменения запасов и качества руд строились диаграммы. На каждой диаграмме **по верхней граничной линии кластера**, а в некоторых случаях по аппроксимирующей линии (если достоверность аппроксимации была более 0.5 ($R^2 > 0.5$, что соответствует коэффициенту корреляции $r > 0.7$)), выясняли степень увеличения « U » содержания рудогенного элемента при уменьшении запасов руды в 2 раза в ходе метасоматически – конкреционного процесса. В том случае, если величина « U » определялась по верхней граничной линии кластера, достоверность (p) верхней граничной

линии, следовательно, и степени увеличения (U) *наибольшего содержания рудогенного элемента*, вызванного уменьшением объёма месторождения в 2 раза, оценивалась по ф. 3.5.4:

$$p = p_1 \cdot p_2, \quad (3.5.4)$$

где p_1 – достоверность за счёт разброса точек месторождений на диаграмме;
 p_2 – достоверность из-за неравномерной скученности точек.

Для расчётов в формуле (3.5.4) достоверности (p) используется понятие *полосы «а»*, выделяемой на диаграмме «Запасы руды – Содержание рудогенного элемента» таким образом, чтобы в полосе «а» была обратная зависимость между запасами руды и содержанием элемента, и чтобы плотность точек в полосе «а» была равномерной. Достоверность p_1 вычислялась (ф. 3.5.5) для отбраковки на диаграммах кластеров с сильным разбросом точек:

$$p_1 = N : (N + n), \quad (3.5.5)$$

где n – число месторождений правее полосы «а» на диаграмме (рис. 3.5.1);

N – число месторождений в полосе «а».

Достоверность p_2 из-за неравномерной скученности точек:

$$p_2 = m : L,$$

где L – общая длина полосы «а»;

m – длина части полосы «а», заполненной месторождениями.

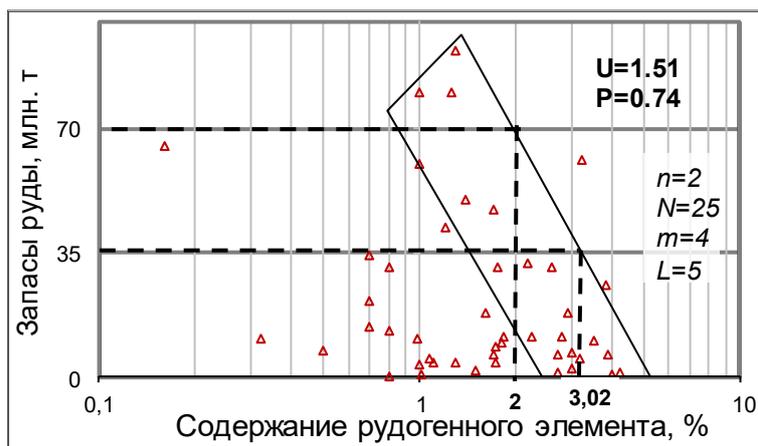


Рис.3.5.1. Расчёт достоверности степени увеличения « U » содержания рудогенного элемента при уменьшении запасов руды в 2 раза в ходе метасоматически – конкреционного процесса:

$$p_1 = 25 / (25 + 2) = 0.93;$$

$$p_2 = m / L = 4 / 5 = 0.8;$$

$$p = p_1 \cdot p_2 = 0.93 \cdot 0.8 = 0.74.$$

$$U = 3.02 / 2 = 1.51.$$

Степень увеличения (U) *наибольшего содержания рудогенного элемента*, вызванного уменьшением месторождения в 2 раза, равна (см. рис. 3.5.1):

$$U=3.02 / 2=1.51. \quad (3.5.6)$$

Для 23 геолого-промышленных типов зарубежных рудных месторождений изучалась сопряжённость запасов руды и содержания рудогенных элементов. Проанализирована информация по 572 месторождениям из монографии В.А.Перваго [251] и из других источников на диаграммах «Запасы руды – Содержание рудогенного элемента», по типам месторождений.

3.5.2.2. Взаимосвязь между запасами и качеством руд

Меднопорфировые месторождения с вероятностью 0,98 образуют кластер, который сверху ограничен граничными линиями «а» и «б» (рис.3.5.2):

линия (а) – прямая связь между запасами руды от содержанием меди;

линия (б) – обратная связь.

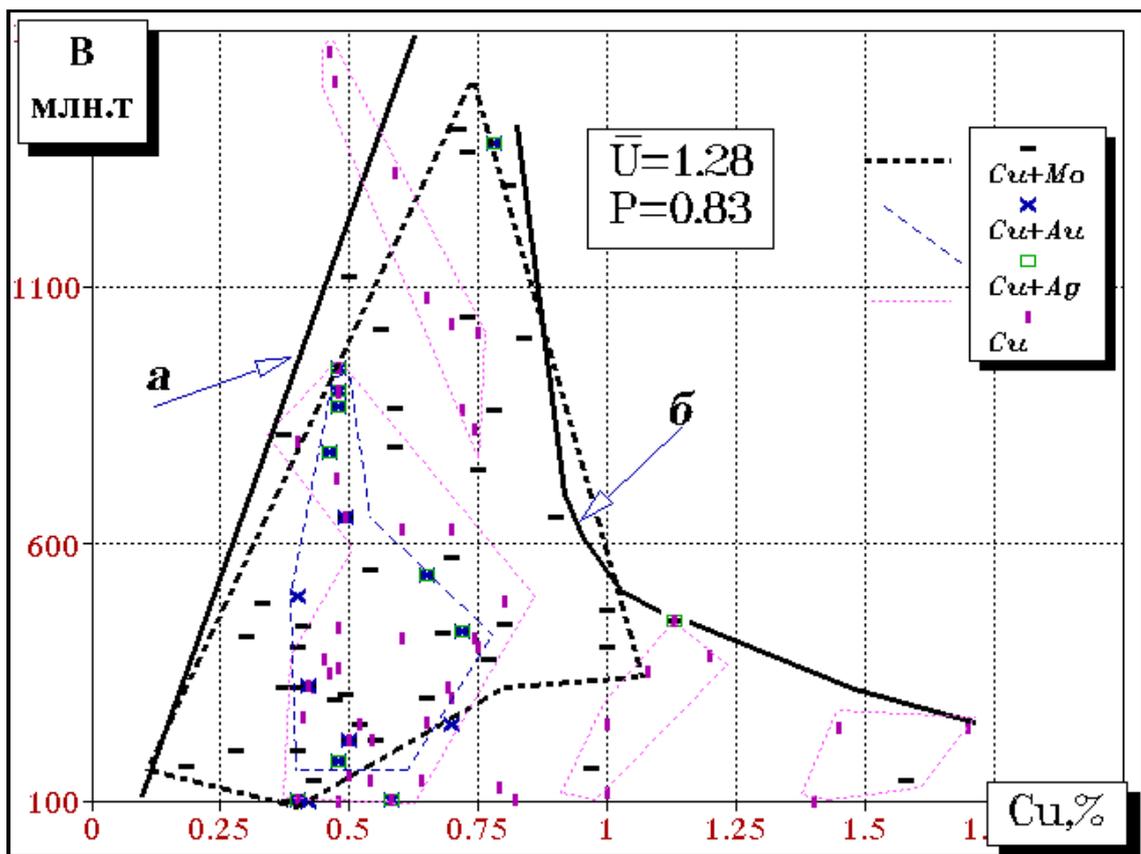


Рис.3.5.2. Сопряжённое изменение запасов руды (В) и содержания меди в меднопорфировых месторождениях. Величина U использована в табл. 3.5.2.

Анализы, выполненные отдельно для Северо-Американского региона и для регионов с плохой инфраструктурой, в частности для Африки, показали, что

положение линии «а» зависит от качества инфраструктуры - степени промышленной освоенности региона. В более освоенном Северо-Американском регионе линия «а» смещается влево, в сторону бедных руд. То есть, линия «а», с одной стороны, свидетельствует о возникновении в благоприятных условиях более крупных залежей руды с более высоким содержанием металла. А с другой – о том, что в более развитых в промышленном отношении регионах в добычу вовлекаются бедные руды. Внутри генетического типа, в зависимости от состава рудогенной толщи, месторождения образуют кластеры меньших размеров, в которых прослеживается как прямая зависимость (в монцонитах, диоритах, гранодиоритах), так и обратная (в монцонитах, гранодиоритах) (рис. 3.5.3). В общем, по меднопорфировым месторождениям снижение объёма месторождения в 2 раза ведёт к росту содержания меди в 1.28 раза (см. рис. 3.5.2).

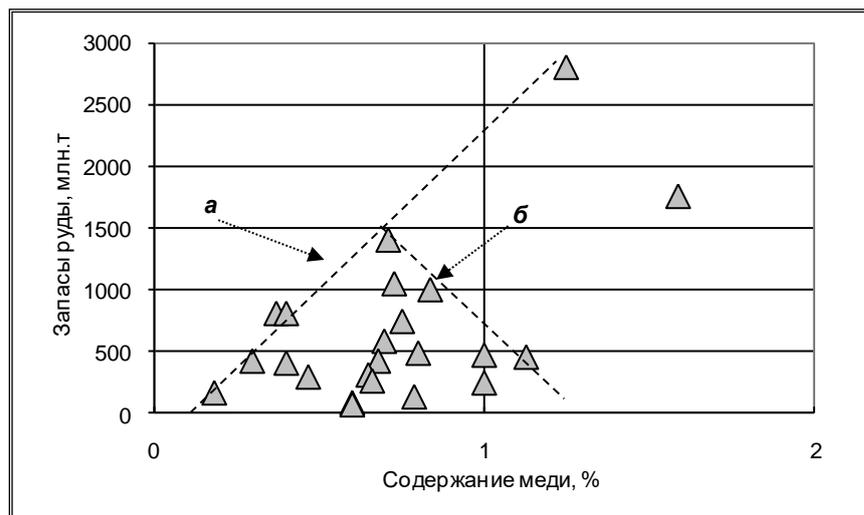


Рис.3.5.3. Сопряжённое изменение запасов руды и содержания меди в меднопорфировых месторождениях, в монцонитах.

Осадочные месторождения меди с вероятностью 0.88 образуют кластер А (рис.3.5.4). В нем прослеживается прямая связь между содержанием меди и величиной месторождения при $Cu < 8\%$ (рис.3.5.5). Все месторождения ограничены верхней граничной линией «а», по которой прослеживается обратная связь: уменьшение объёма залежи в 2 раза приводит к росту содержания меди в рудах в 1.48 раза (см. рис.3.5.4). Установлено, что, в осадочных месторождениях, по мере роста проницаемости вмещающих пород растёт

содержание меди в руде (рис.3.5.6) и меняется размер залежи (рис.3.5.7).

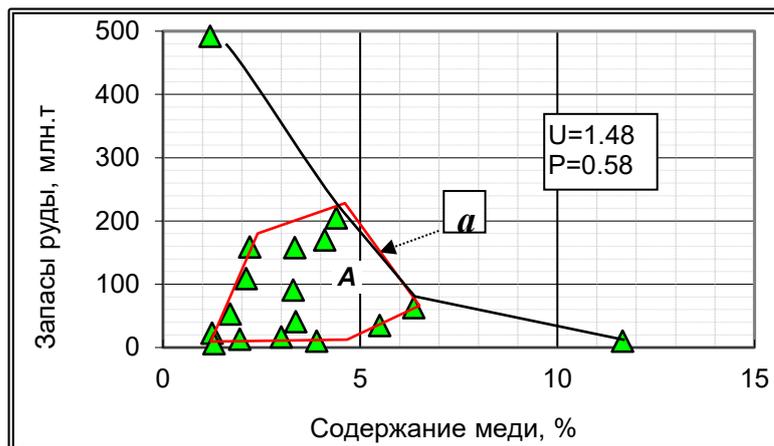


Рис.3.5.4. Сопряжённое изменение запасов руды и содержания меди в осадочных месторождениях; *a* – граничная линия. Величина *U* использована в табл. 3.5.2.

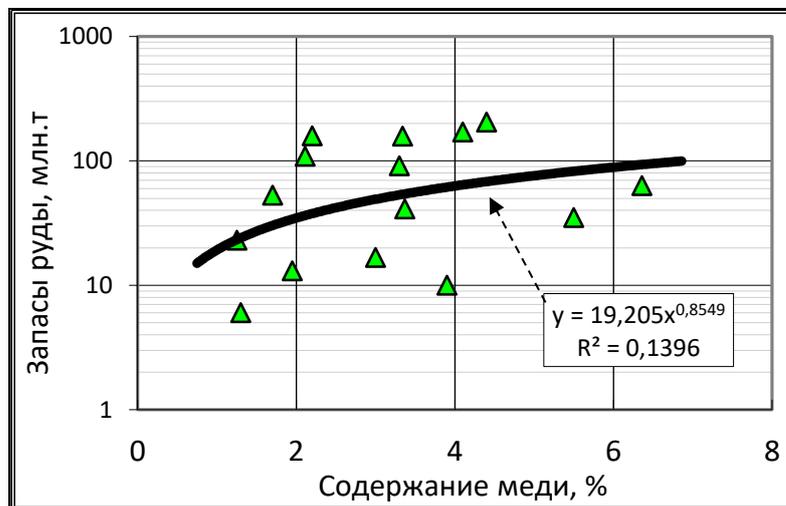


Рис.3.5.5. Сопряжённое изменение запасов руды (*y*) и содержания меди (*x*) в осадочных месторождениях для кластера *A* (см. рис.3.5.4). По шкале Чеддока теснота связи умеренная.

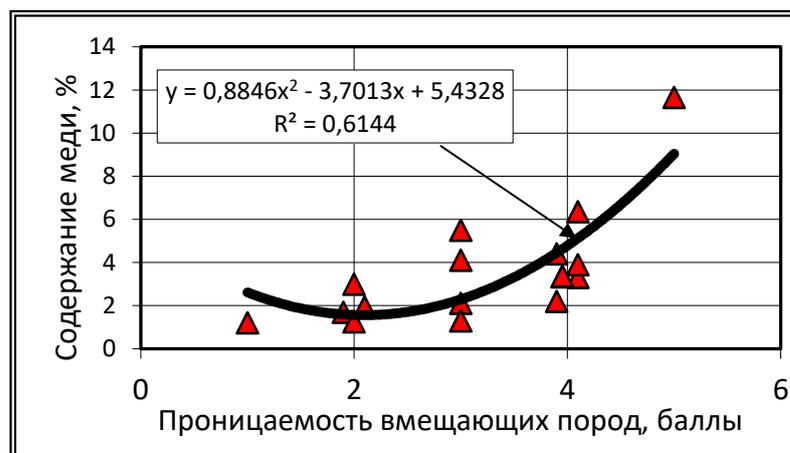


Рис.3.5.6. Изменение содержания меди (*y*) в осадочных месторождениях в связи с ростом проницаемости (*x*) вмещающих пород. По оси «*X*»: 1 – аргиллиты; 2 - доломиты, известняки; 3 – песчаники; 4 – гравелиты; 5 – конгломераты. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

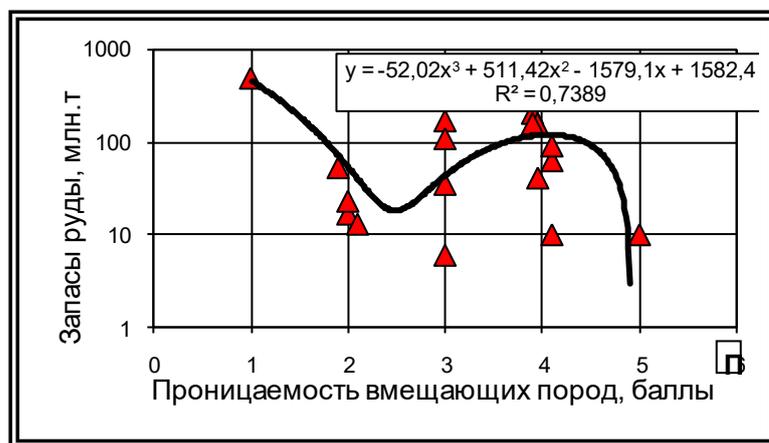


Рис.3.5.7. Изменение запасов руды (y) в осадочных месторождениях меди в связи с ростом проницаемости (x) вмещающих пород. По оси «x»: 1 – аргиллиты; 2 - доломиты, известняки; 3 – песчаники; 4 – гравелиты; 5 – конгломераты. По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

Колчеданные месторождения меди палеозойского возраста образуют кластер, по верхней граничной линии которого уменьшение запасов руды в 2 раза приводит к росту содержания меди в 1.45 раз (рис. 3.5.8).

Если в медной руде есть примеси низкотемпературных металлов, то, при малых содержаниях меди ($Cu < 2\%$), связь между содержанием меди и величиной залежи обратная, а при содержаниях меди более 2% связь прямая (рис. 3.5.9). Это особенно выражено при наличии в руде золота.

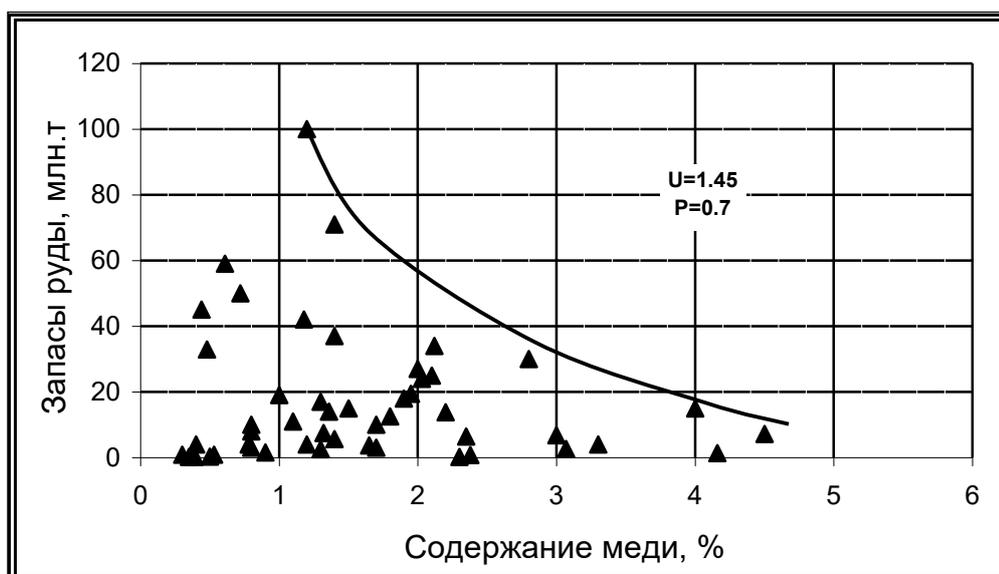


Рис.3.5.8. Сопряжённое изменение запасов руды и содержания меди в колчеданных месторождениях палеозойского возраста (все месторождения). Проведена верхняя граничная линия кластера. Величина U (см.п.3.5.2.1, ф. (3.5.6)) использована в табл. 3.5.2.

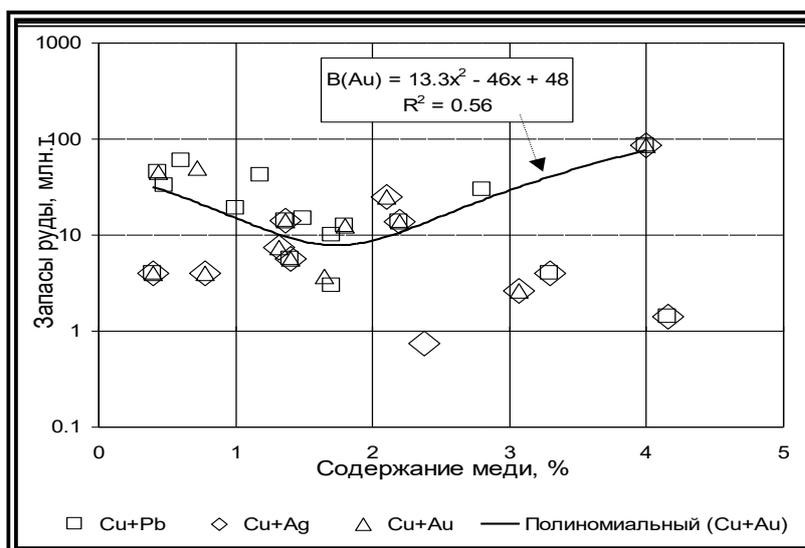


Рис.3.5.9. Сопряжённое изменение запасов руды (V) и содержания меди (x) в колчеданных месторождениях палеозойского возраста. Медная руда с примесями низкотемпературных металлов. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Колчеданные месторождения меди докембрийского возраста образуют кластер, сверху ограниченный кривой обратной зависимости (рис.3.5.10). По верхней граничной линии кластера, при уменьшении размера месторождения в 2 раза, содержание меди возрастает в 1.51 раза. В месторождениях, содержащих в руде, кроме меди, серебро, по верхней граничной линии существует прямая связь между содержанием серебра и запасами руды (рис. 3.5.11). Если же в руде, наряду с серебром, содержится золото и свинец, то в кластерах А и Б существует обратная зависимость между содержанием меди и запасами руды (рис. 3.5.12).



Рис.3.5.10. Сопряжённое изменение запасов руды и содержания меди в колчеданных месторождениях докембрийского возраста. Величина U использована в табл. 3.5.2.

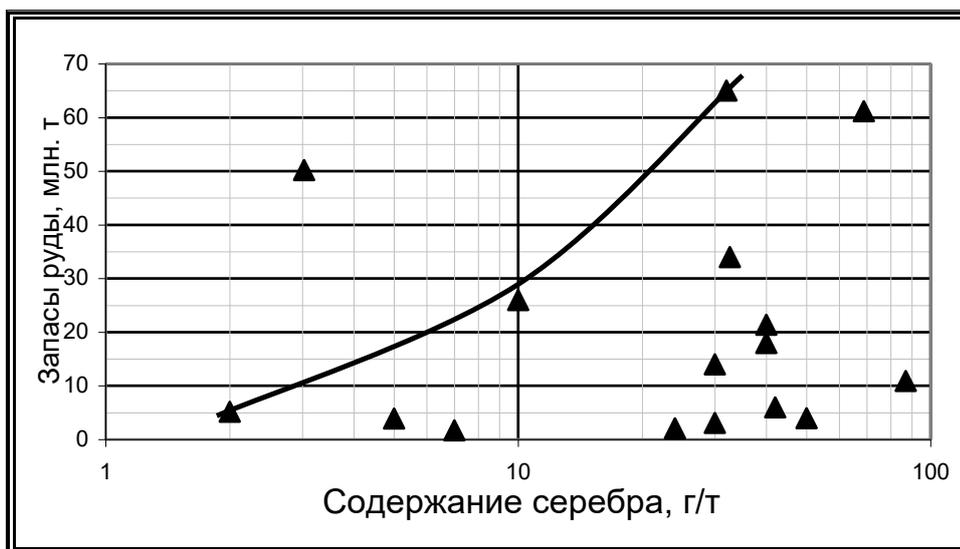


Рис.3.5.11. Сопряжённое изменение запасов руды и содержания серебра в колчеданных месторождениях докембрийского возраста. Проведена верхняя граничная линия.

Для *скарновых месторождений меди* (рис.3.5.13) при $Cu < 1.2\%$ прослеживается обратная зависимость между содержанием меди и запасами руды (кластер А). При $Cu > 1.5\%$ связь прямая (кластер Б).

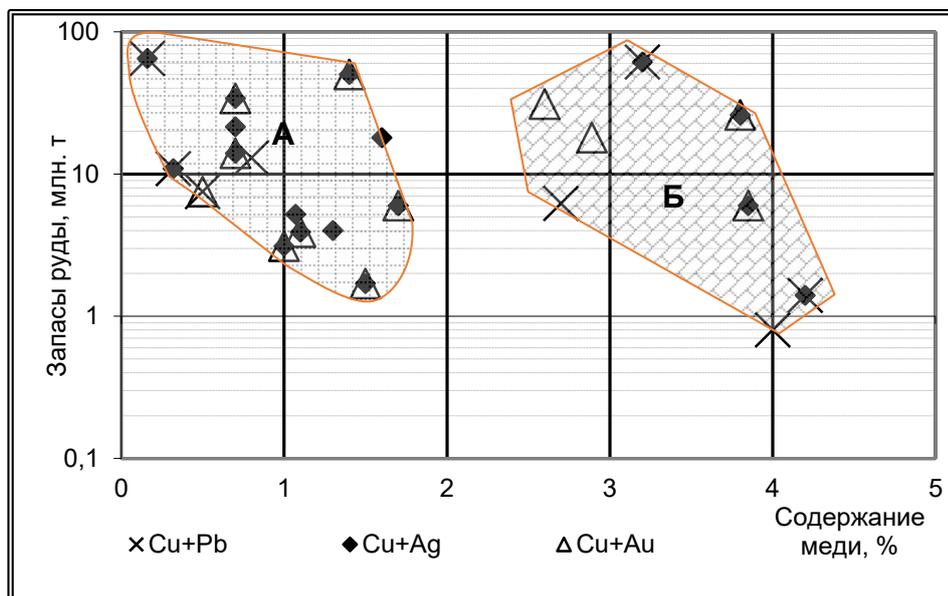


Рис.3.5.12. Сопряжённое изменение запасов руды и содержания меди в колчеданных месторождениях докембрийского возраста.

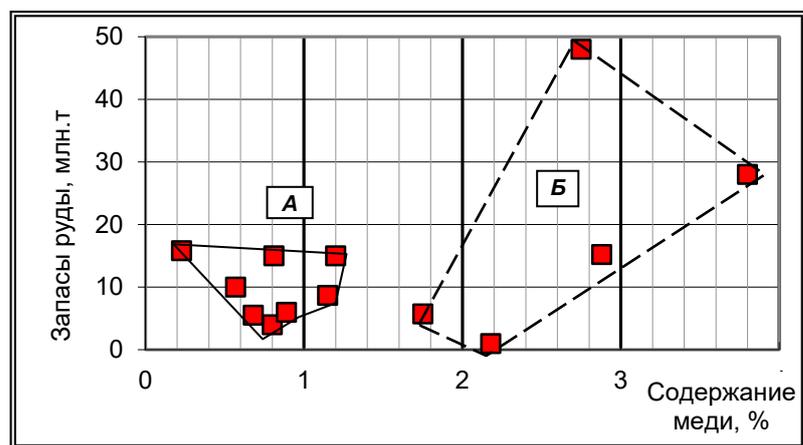


Рис.3.5.13. Сопряжённое изменение запасов руды и содержания меди в скарновых месторождениях.

Медноникелевые жильные месторождения: при $Cu > 2\%$ связь между содержанием меди и запасами руды обратная (рис.3.5.14). При уменьшении объёма рудных тел в 2 раза содержание меди возрастает в 1.33 раза ($P=0,51$).

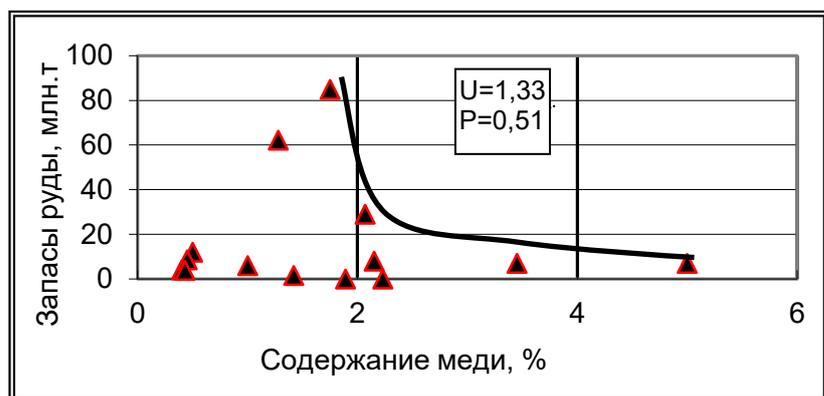


Рис.3.5.14. Сопряжённое изменение запасов руды и содержания меди в медно-никелевых жильных месторождениях.

Колчеданные месторождения свинца палеозойского возраста (рис. 3.5.15). По верхней граничной линии уменьшение объёма рудных тел в 2 раза сопровождается ростом содержания свинца в 2,2 раза ($P=0,9$). Существует связь между содержанием свинца, цинка и запасами руды. Увеличение содержания свинца при одновременном снижении содержания цинка сопровождается ростом запасов руды (рис. 3.5.16). Это свидетельствует о том, что низкотемпературные месторождения более крупные, поскольку температура Дебая у цинка выше, чем у свинца. При $Pb > 6\%$ существует прямая связь между содержанием свинца и запасами руды.

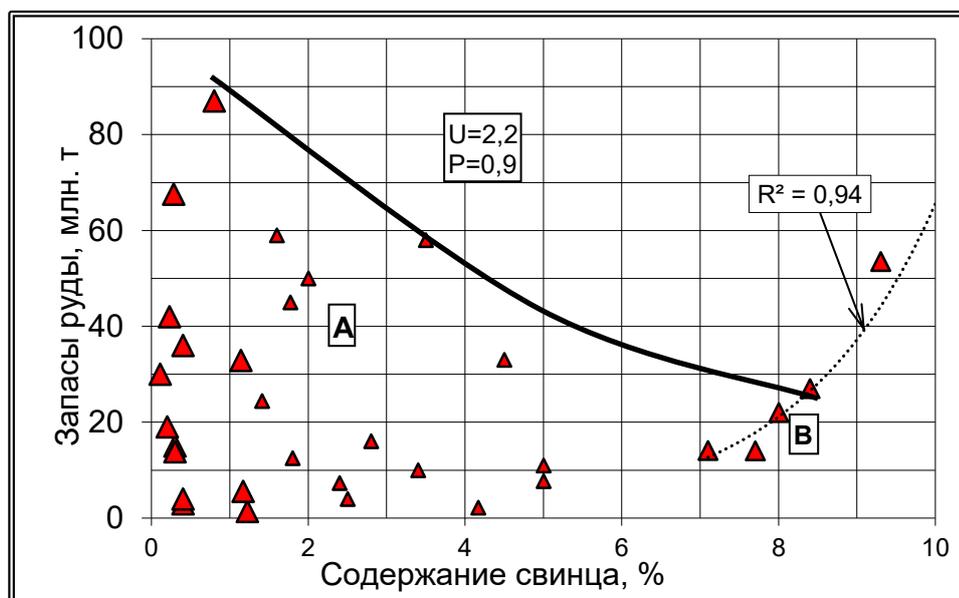


Рис.3.5.15. Сопряжённое изменение запасов руды (y) и содержания свинца (x) в колчеданных месторождениях палеозойского возраста. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая. Сплошная линия - верхняя граничная линия кластера.

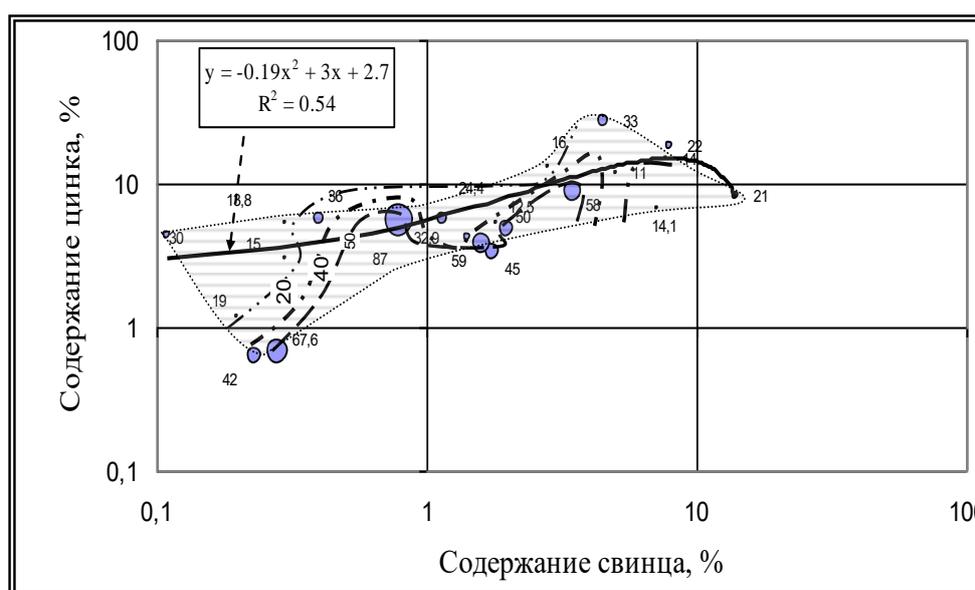


Рис 3.5.16. Сопряжённое изменение содержания цинка (y), содержания свинца (x) и запасов руды (проведены изолинии запасов руды) в колчеданных месторождениях палеозойского возраста. Диаметр окружности соответствует запасам руды в месторождении. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Колчеданные месторождения свинца докембрийского возраста входят в кластер, где уменьшение объёма месторождения в 2 раза приводит к росту содержания свинца в 2 раза (рис.3.5.17).

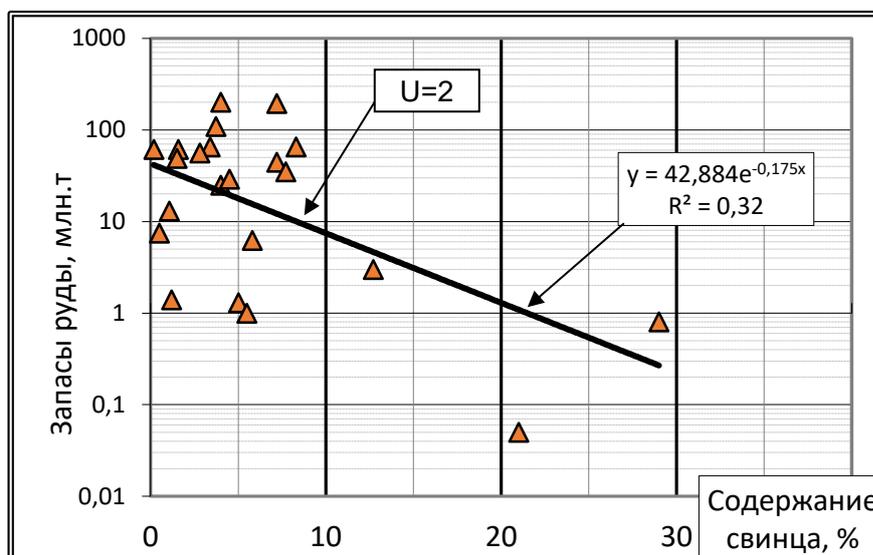


Рис.3.5.17. Сопряжённое изменение содержания свинца (x) и запасов руды (y) в колчеданных месторождениях докембрийского возраста. По шкале Чеддока теснота связи заметная.

Колчеданные месторождения цинка палеозойского (рис.3.5.18). При уменьшении объёма месторождения в 2 раза, содержание цинка возрастает в 1.59 раза. По нижней граничной линии, при $Zn > 5\%$, наблюдается чёткая прямая связь между содержанием цинка и запасами руды.

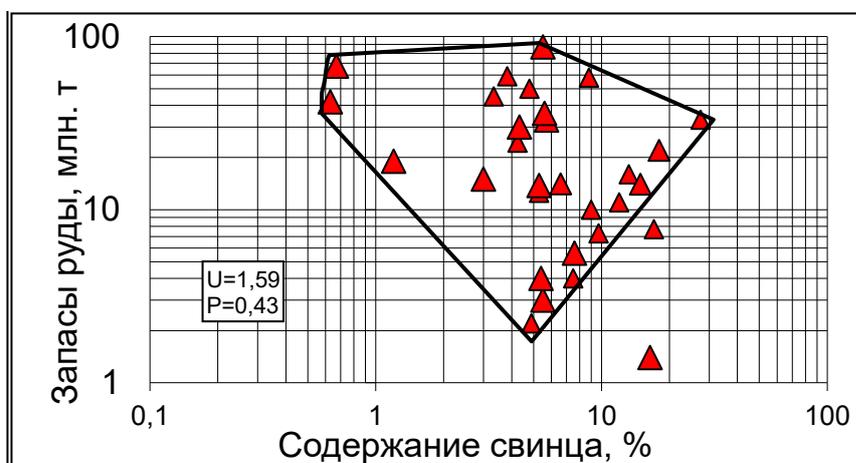


Рис.3.5.18. Сопряжённое изменение содержания цинка и запасов руды в колчеданных месторождениях цинка палеозойского возраста.

В колчеданных месторождениях цинка докембрийского возраста (рис.3.5.19). При высоком содержании цинка ($Zn > 5\%$) уменьшение запасов руды в 2 раза сопровождается ростом содержания цинка в 1.57 раза. При низком содержании цинка ($0.5 < Zn < 5\%$), одновременно с ростом содержания цинка растут запасы руды.

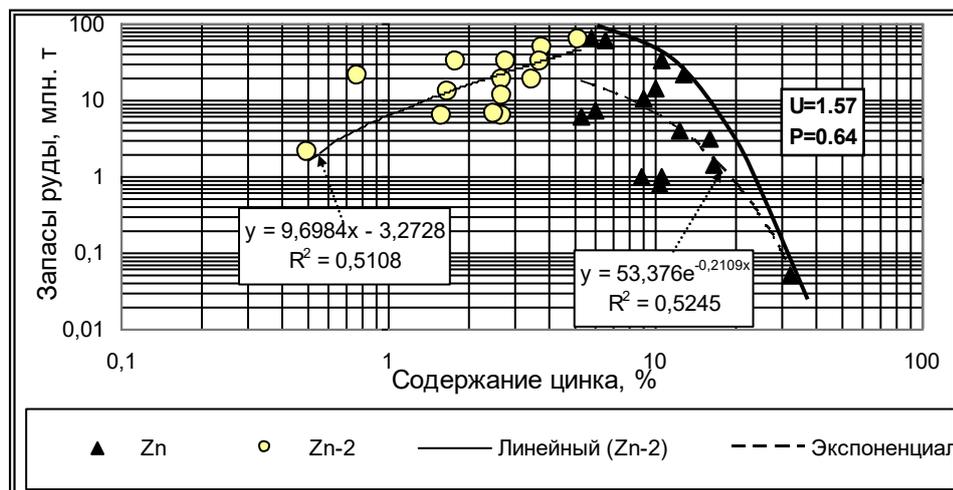


Рис.3.5.19. Сопряжённое изменение содержания цинка (x) и запасов руды (y) в колчеданных месторождениях докембрийского возраста. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Субгеосинклинальные месторождения свинца и цинка на диаграмме «Запасы руды – Содержание цинка» образуют кластер с обратной связью между указанными параметрами (рис.3.5.20). Снижение запасов руды в 2 раза вызывает увеличение содержания цинка в 1.65 раз.

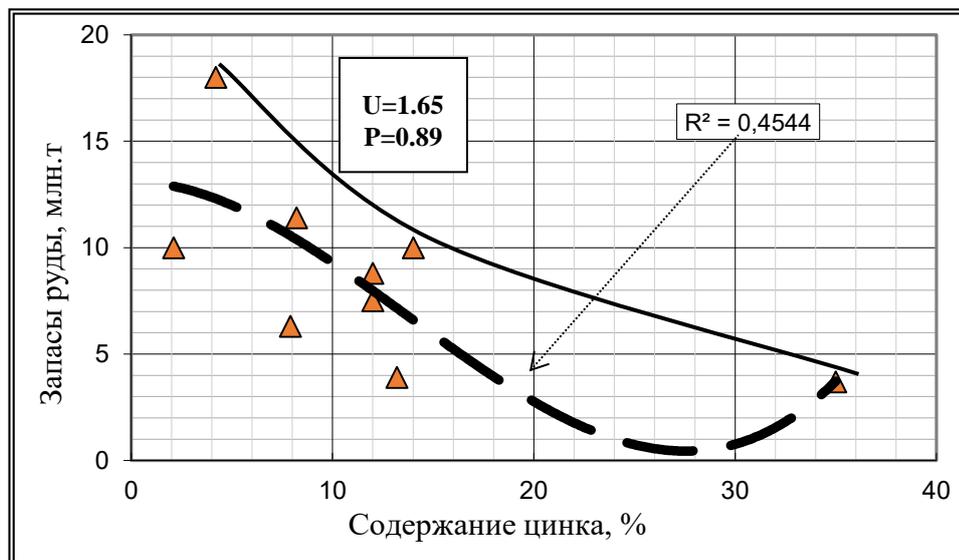


Рис.3.5.20. Сопряжённое изменение содержания цинка (x) и запасов руды (y) в субгеосинклинальных месторождениях. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

На диаграмме запасы руды – содержание свинца месторождения образуют кластер, где прослеживается обратная связь между этими параметрами (рис.3.5.21). При уменьшении объёма месторождения в 2 раза содержание свинца возрастает в 2,8 раза, что указывает на поступление свинца в залежь извне, в ходе метасоматически – конкреционного процесса.

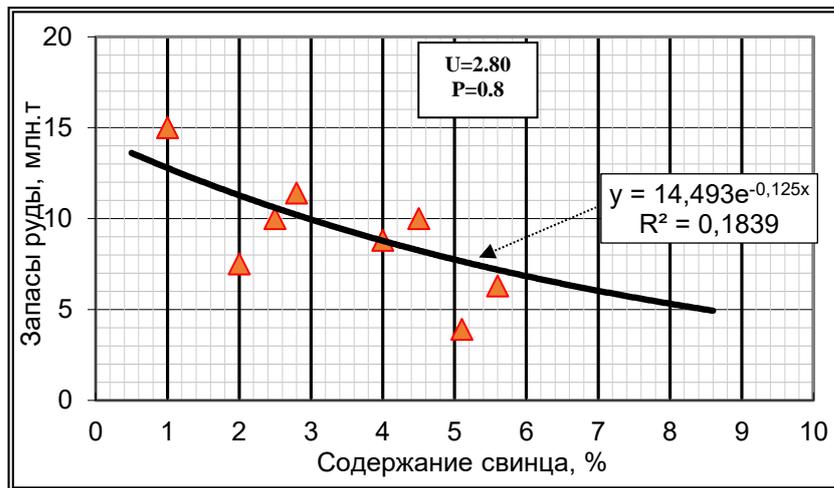


Рис.3.5.21. Сопряжённое изменение содержания свинца (ось x) и запасов руды (ось y) в субгеосинклинальных месторождениях. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи умеренная.

Жильные месторождения свинца и цинка (рис.3.5.22). На диаграмме запасы руды – содержание цинка снижение объёма месторождения в 2 раза приводит к росту содержания цинка в 1.55 раза.

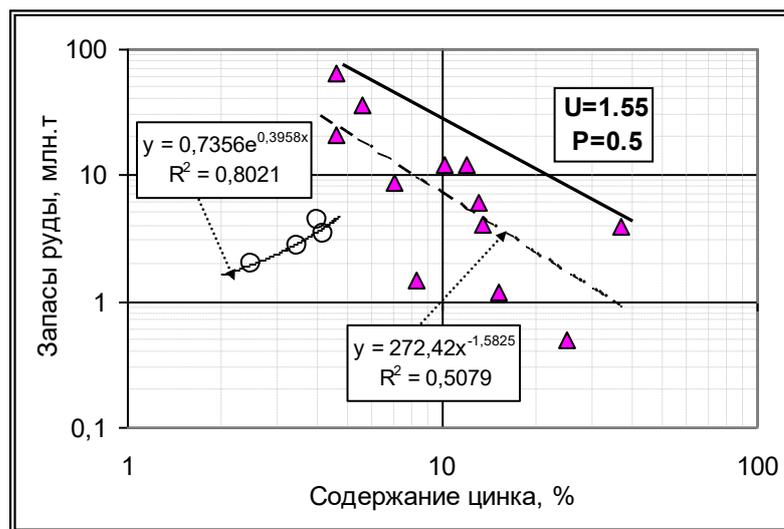


Рис.3.5.22. Сопряжённое изменение содержания цинка (x) и запасов руды (y) в жильных месторождениях. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

На диаграмме запасы руды – содержание свинца уменьшение месторождения в 2 раза вызывает рост содержания свинца в 2.33 раза (рис.3.5.23), что указывает на поступление свинца из источника, расположенного за пределами залежи.

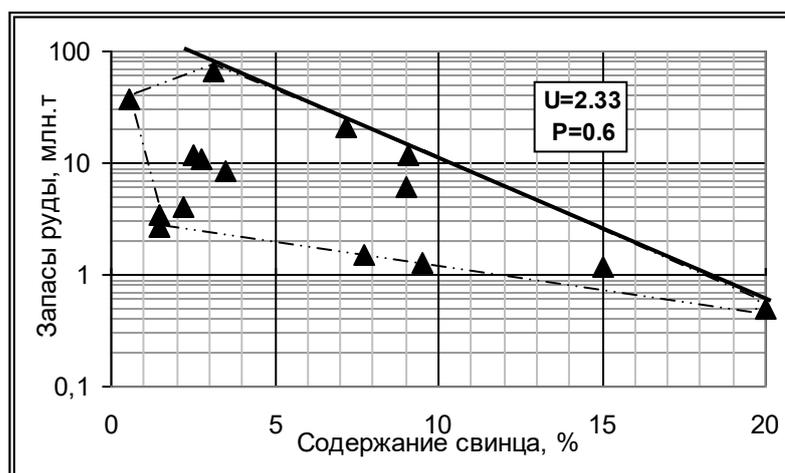


Рис.3.5.23. Сопряжённое изменение содержания свинца и запасов руды в жильных месторождениях. Величина U использована в табл. 3.5.2.

Месторождения сульфидных никелевых руд (рис.3.5.24). На диаграмме «Запасы руды – Содержание никеля» месторождения входят в кластеры *A* и *Б*. Уменьшение величины месторождения в 2 раза сопровождается увеличением содержания никеля в $1.21 \div 1.24$ раза.

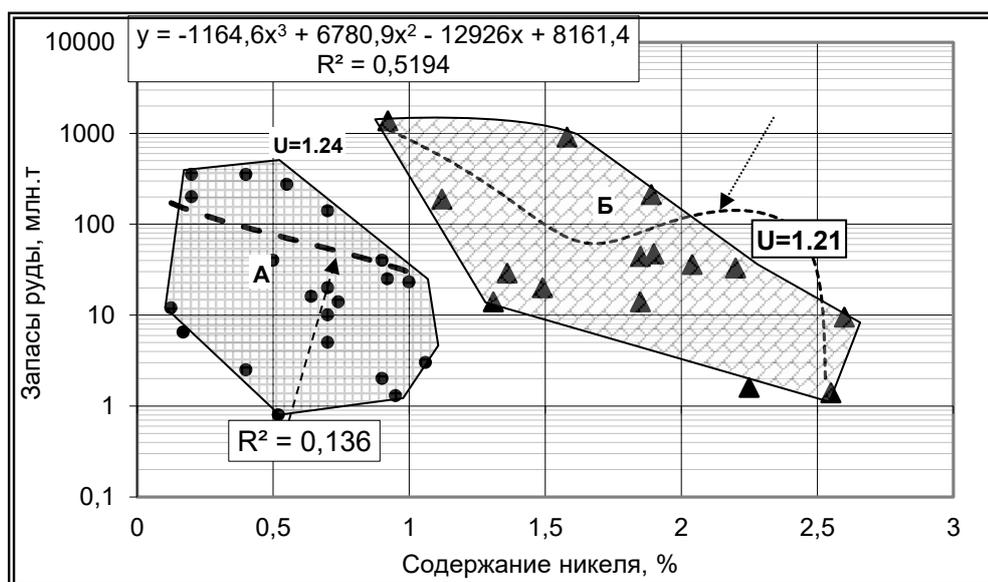


Рис.3.5.24. Сопряжённое изменение содержания никеля (x) и запасов руды (y) в месторождениях сульфидных никелевых руд. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Месторождения силикатных никелевых руд кор выветривания (рис.3.5.25). На диаграмме «Запасы руды – Содержание никеля» по верхней граничной линии уменьшение запасов руды в 2 раза вызывает рост содержания никеля в 1.2 раз. На диаграмме «Запасы руды – Содержание кобальта» заметная связь между параметрами отсутствует.

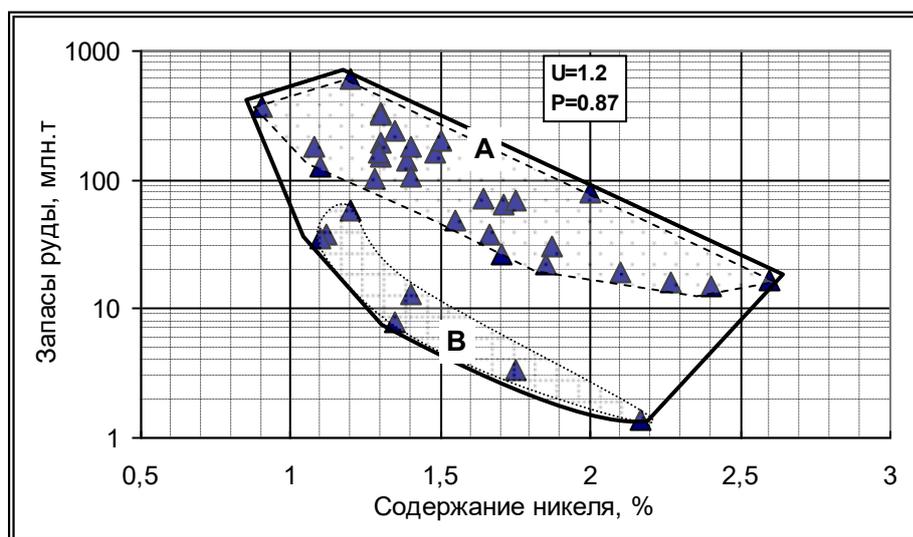


Рис.3.5.25. Сопряжённое изменение содержания никеля и запасов руды в месторождениях силикатных никелевых руд кор выветривания. Величина U использована в табл. 3.5.2.

Силикатные и сульфидные месторождения олова образуют кластер с обратной связью между параметрами (рис.3.5.26). При уменьшении запасов месторождения в 2 раза содержание олова возрастает в 1.82 раза.

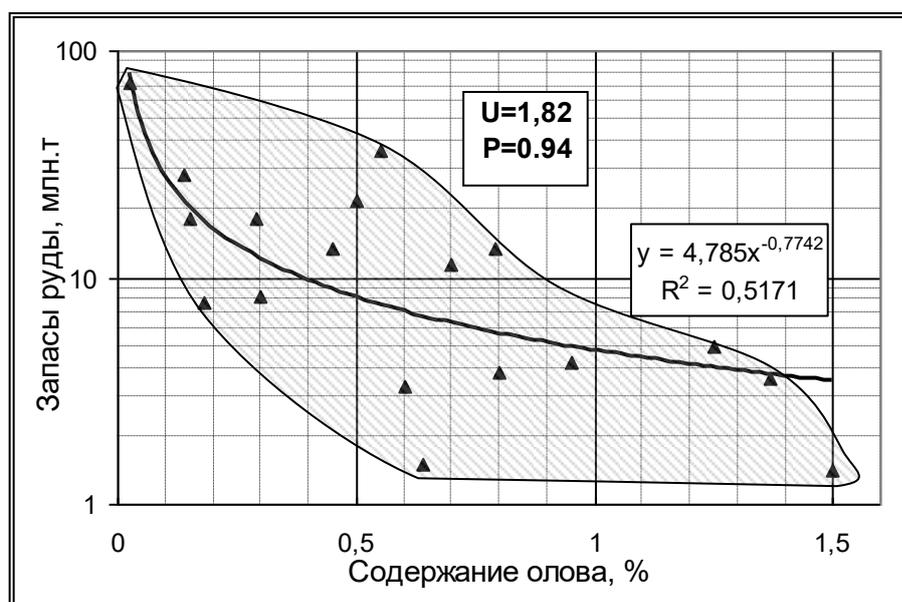


Рис.3.5.26. Сопряжённое изменение содержания олова (x) и запасов руды (y) в сульфидных и силикатных месторождениях. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Скарновые месторождения вольфрама образуют кластеры А и В с прямой связью между параметрами запасы руды, содержание вольфрама в руде (рис.3.5.27).

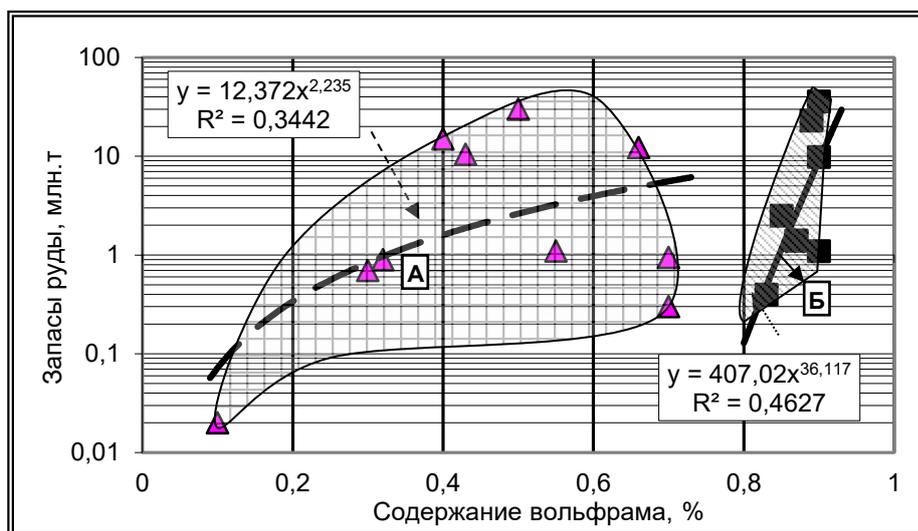


Рис.3.5.27. Сопряжённое изменение содержания вольфрама (x) и запасов руды (y) в скарновых месторождениях. По шкале Чеддока, в кластере **Б**, теснота связи высокая.

Жильные месторождения вольфрама образуют кластер, где по верхней граничной линии, при уменьшении объёма месторождения в 2 раза, содержание вольфрама возрастает в 1.57 раза (рис.3.5.28).

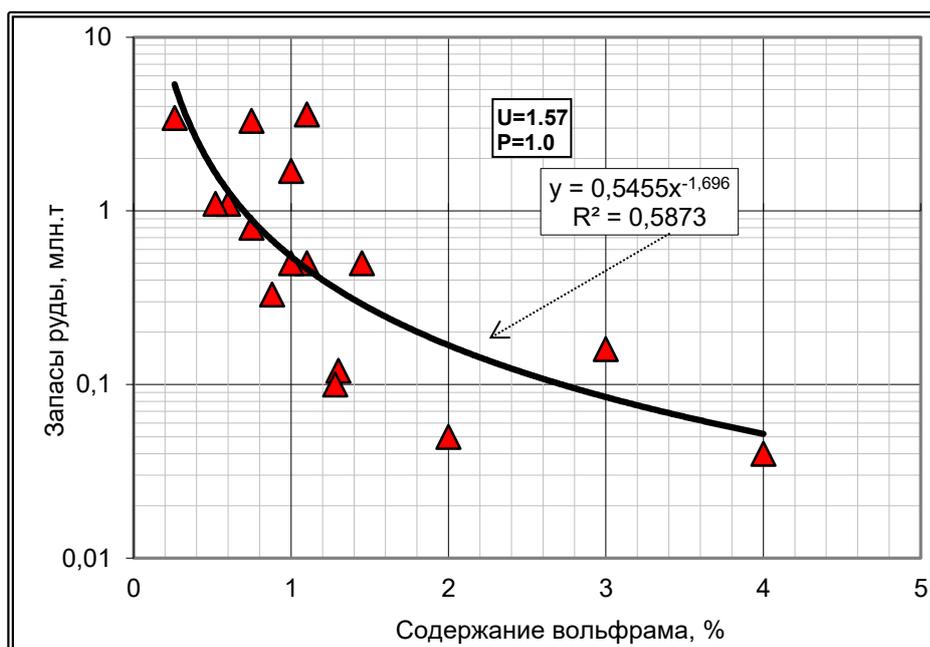


Рис. 3.5.28. Сопряжённое изменение содержания вольфрама (x) и запасов руды (y) в жильных месторождениях. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Штокверковые и меднопорфировые месторождения, содержащие молибден, образуют 3 кластера, различающиеся содержанием молибдена (рис.3.5.29). В среднем кластере ($0.006 < Mo < 0.05$) уменьшение объёма месторождения в 2 раза приводит к росту содержания молибдена в 1,41 раза.

В двух других кластерах существует прямая связь между параметрами диаграммы. На рисунке 3.5.30 показаны 2 кластера: левый кластер состоит из медно-порфировых месторождений, а правый кластер – из штокверковых месторождений.

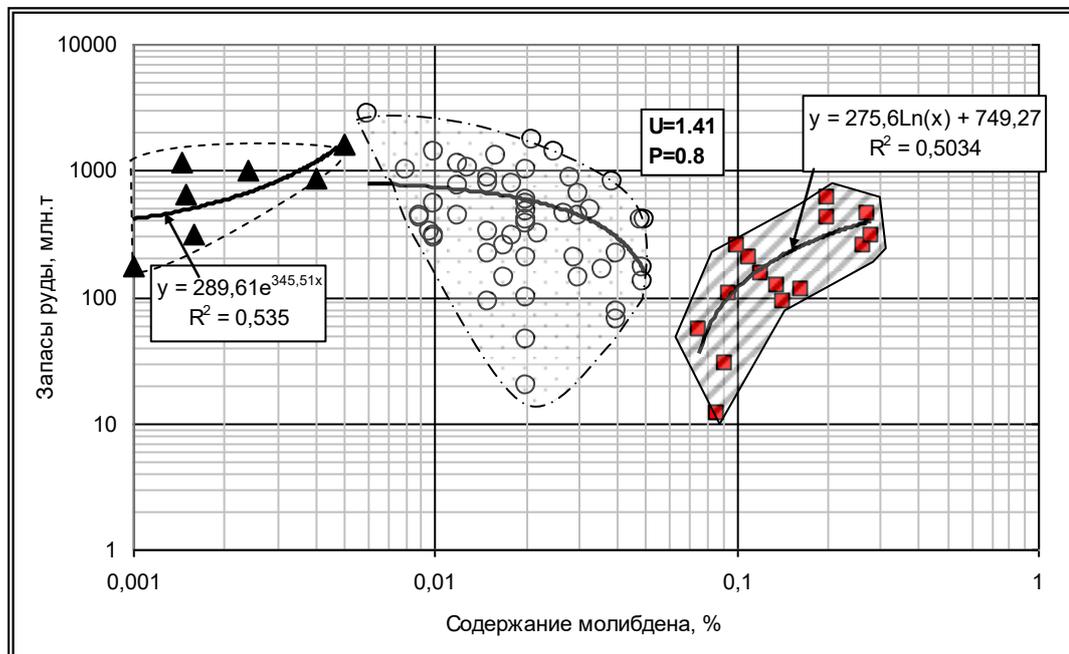


Рис.3.5.29. Сопряжённое изменение содержания молибдена (x) и запасов руды (y) в штокверковых и медно-порфировых месторождениях. Выделены кластеры по наибольшей коррелированности параметров. Величина **U** использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

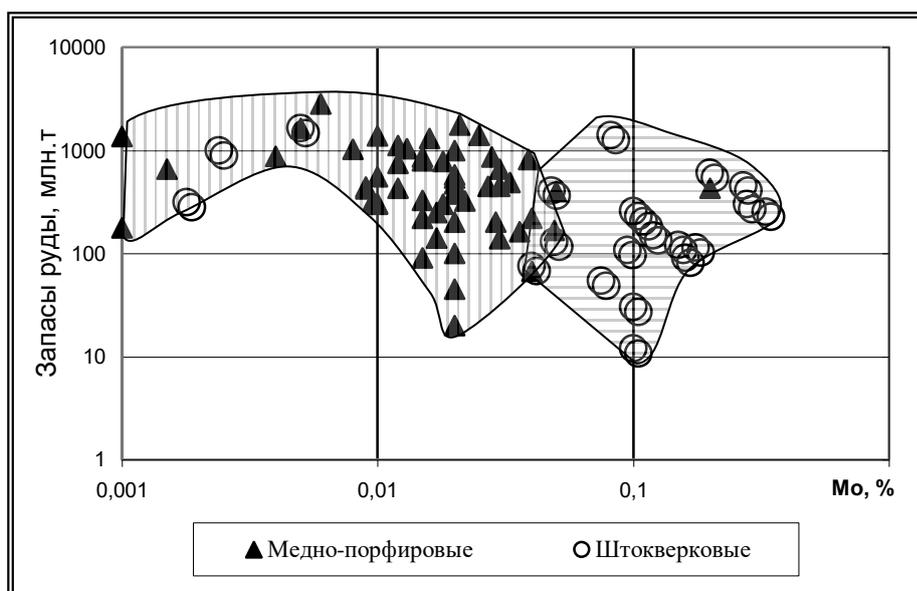


Рис.3.5.30. Сопряжённое изменение содержания молибдена и запасов руды в штокверковых и медно-порфировых месторождениях.

Жильные месторождения молибдена образуют кластер, сверху ограниченный линией с обратной зависимостью между параметрами (рис.3.5.31). При метасоматически-конкреционном уменьшении месторождения в 2 раза содержание молибдена возрастает в 1.5 раза.

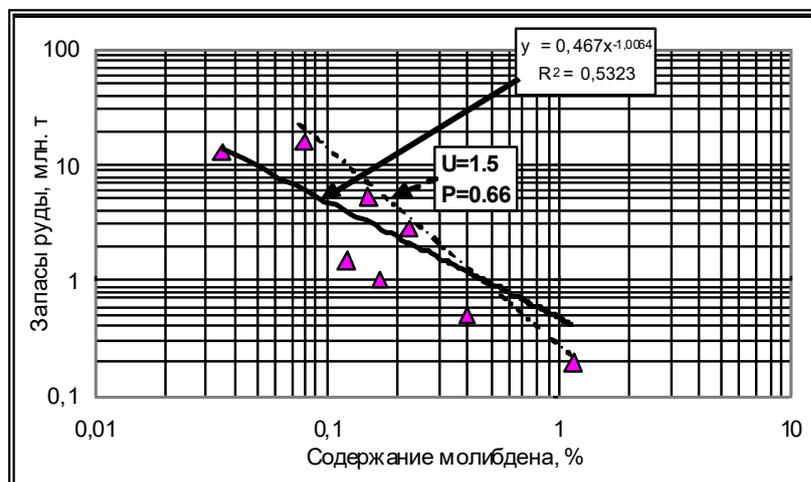


Рис.3.5.31. Сопряжённое изменение содержания молибдена (x) и запасов руды (y) в жильных месторождениях. Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Месторождения ртути и месторождения сурьмы не образуют достаточно компактных кластеров с заметной связью между параметрами.

Золоторудные месторождения характеризуются ростом содержания золота по мере уменьшения запасов руд:

- а) для наибольших запасов 9000 млн. т. содержание золота 0.5 г/т;
- б) для наибольших запасов 60 млн. т. содержание золота 1.0 г/т;
- с) для наибольших запасов 10 млн. т. содержание золота 5.0 г/т.

На диаграмме «Запасы руды – Содержание золота» месторождения образуют 2 кластера, различающиеся по граничному содержанию золота 5 г/т.

Было установлено, что при уменьшении наибольших запасов в 2 раза содержание золота возрастает в 1.43 раза (рис.3.5.33).

На диаграмме «Запасы руды – Содержание серебра» метасоматически-конкреционное уменьшение размера месторождения в 2 раза приводит к росту содержания серебра в 1.86 раз (рис.3.5.32).

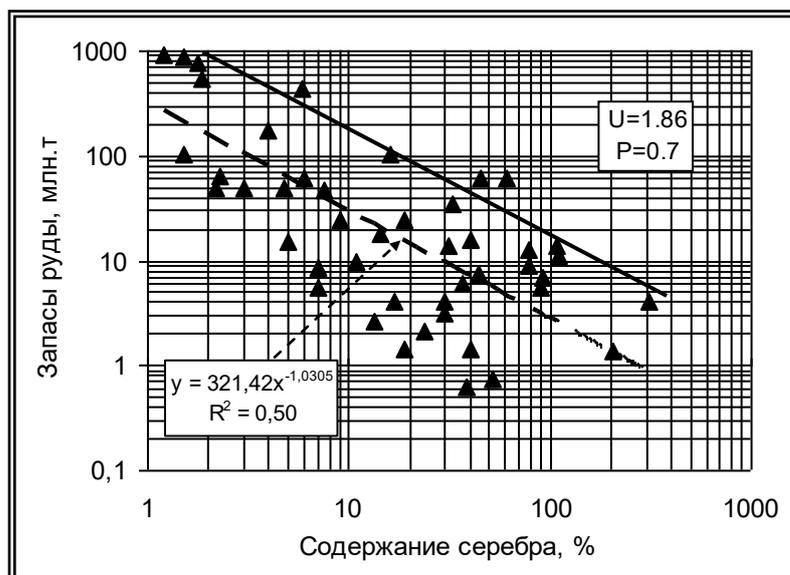


Рис. 3.5.32. Сопряжённое изменение содержания серебра (x) и запасов руды (y). Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

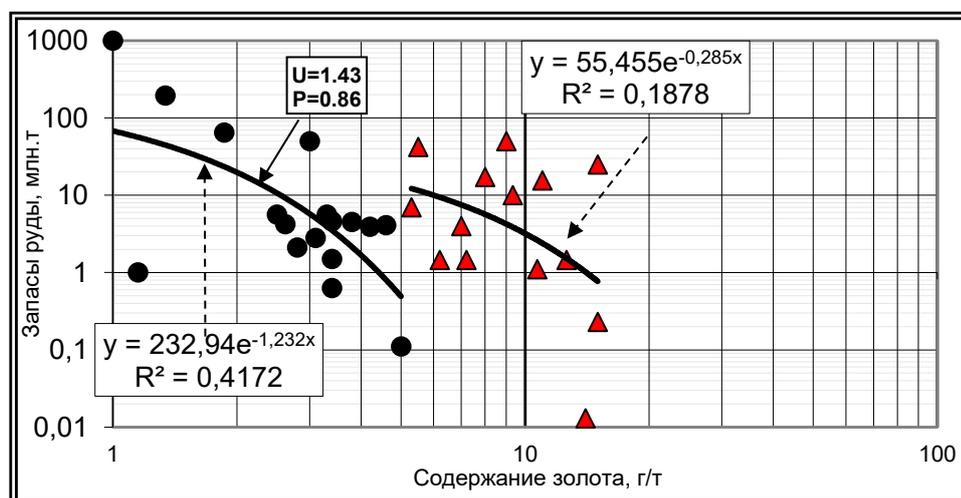


Рис. 3.5.33. Сопряжённое изменение содержания золота (x) и запасов руды (y). Величина U использована в табл. 3.5.2. По шкале Чеддока, при содержании золота менее 5 г/т, теснота связи высокая, при содержании более 0,5 г/т – умеренная.

3.5.3. Решающая роль величины атома рудогенного элемента в адаптации его залежи с сопряжённым изменением запасов и состава руды

Полученные при анализе диаграмм (см. п. 3.5.2) результаты сведены в табл. 3.5.2. Степень увеличения (U) наибольшего содержания рудогенного элемента определялась по граничным линиям (см. п.3.5.2.1), в том числе по 10 диаграммам подтверждалась по аппроксимирующей кривой.

Таблица 3.5.2

Степень увеличения U содержания рудогенного элемента в результате метасоматически-конкреционного уменьшения запасов руды в 2 раза

Геолого-промышленный тип месторождения	Рудогенный элемент		Степень увелич. содерж. U	Достоверность R для U	Формула аппроксимации или область существования	Достов. аппрокс. R^2	Рисунок
	Символ	Атомный радиус $r_{ат}$					
1	2	7	3	4	5	6	7
Низкотемпературные месторождения							
Субгеосинклинальные	<i>Pb</i>	0.174	2.80	0.8			3.5.21
Субгеосинклинальные*	<i>Zn</i>	0.139	1.65	0.89	$0.0006x^3 - 0.02x^2 - 0.46x + 15$	0.54	3.5.20
Колчеданные, палеозой	<i>Pb</i>	0.174	2.2	0.90			3.5.15
Колчеданные, палеозой	<i>Cu</i>	0.128	1.45	0.70			3.5.8
Колчеданные, докембрий*	<i>Zn</i>	0.139	1.57	0.64	$53,4e^{-0,21x}$	0,52	3.5.19
Золоторудные*	<i>Ag</i>	0.144	1.86	0.70	$321,4x^{-1}$	0,5	3.5.32
Железистые кварциты	<i>Fe</i>	0.126	1.2	0.62			
Железистые кварциты	<i>Ti</i>	0.144	1.47	0.8			
Железистые кварциты	<i>Mn</i>	0.130	1.33	0.63			
Колчеданные, докембрий	<i>Cu</i>	0.128	1.51	0.78	При $Cu < 3.2\%$		3.5.10
Силикатные, кор выветр.	<i>Ni</i>	0.124	1.2	0.87			3.5.25
Осадочные	<i>Cu</i>	0.128	1.48	0.58			3.5.4
Средне-, высокотемпературные месторождения							
Жильные*	<i>Mo</i>	0.139	1.5	0.66	$0,467x^{-1}$	0,53	3.5.31
Жильные*	<i>Zn</i>	0.139	1.55	0.5	$272,4x^{-1,58}$	0,51	3.5.22
Жильные	<i>Pb</i>	0.174	2.33	0.6			3.5.23
Жильные*	<i>W</i>	0.140	1.57	1	$0,55x^{-1,7}$	0,59	3.5.28
Меднопорфировые	<i>Cu</i>	0.128	1.28	0.83			3.5.2
Меднопорфировые*	<i>Mo</i>	0.139	1.41	0.8	$0.006 < Mo < 0.05\%$	0.52	3.5.29
Сульфидные	<i>Cu</i>	0.128	1.37	0.93			
Сульфидные*	<i>Ni</i>	0.124	1.21	-		0,52	3.5.24
Сульфидные*	<i>Sn</i>	0.158	1.82	0,94	$4,8x^{-0,77}$	0,52	3.5.26
Золоторудные*	<i>Au</i>	0.144	1.43	0.86	$144x^{-3,3}$	0,5	3.5.33
Железорудные, $B < 400$ млн.т.	<i>Mn</i>	0.130	1.28	0.76			
Железорудные	<i>Fe</i>	0.126	1.11	0.87			
Золоторудные	<i>Au</i>	0.144	1.56	0.6			

Примечание: звёздочкой (*) помечены те генетические типы месторождений, для которых величина U подтверждалась по аппроксимирующим формулам.

Условный коэффициент достоверности (p) по верхней граничной линии (см. ф.3.5.4., п.3.5.2.1) позволил выбрать для дальнейшей обработки *наиболее достоверные результаты*, которые участвовали при нахождении связи между атомным радиусом рудогенных элементов и *степенью увеличения (U) их*

содержания при метасоматически-конкреционном уменьшении месторождения в 2 раза. Полученный результат подтверждает Сопряжённое изменение содержания рудогенных элементов и величины месторождения в ходе его адаптации.

Таким образом, Сопряжённое изменение *запасов руды в месторождении и содержания металла в руде* – это объективная закономерность рудогенеза, управляемая внешними и внутренними факторами. Нами, в результате адаптивного анализа железорудных месторождений, установлен *главный внешний управляющий фактор – суммарный тепловой поток, воздействовавший на месторождение* (см. п.3.4). Кроме того, в п.3.5.1 отмечалось влияние внутренних факторов – величины атома металла и его электроотрицательности, которые проявились через твердофазную диффузию металла.

Рассмотрим, проявляющуюся в ходе метасоматически - конкреционного уменьшения объёма месторождения, взаимосвязь между степенью увеличения содержания металла (U) с одной стороны и величиной атома данного металла с другой.

Для оценки роли атомных параметров металлов в увеличении их содержания в руде, при уменьшении запасов в два раза, строились диаграммы «*Степень увеличения содержания металла (U) – Атомные параметры металла*». В качестве атомных параметров рассматривались электроотрицательность иона, атомный вес, атомный радиус металла. На диаграмму выносились значения « U » с условной достоверностью более 0.57 ($p > 0.57$), или $p \geq 0.5$, если было подтверждение по аппроксимирующей кривой.

Нами установлено, что **степень увеличения содержания металла коррелируется лишь с атомным радиусом металла** (см. табл.3.5.2), с другими атомными параметрами не коррелируется. По точкам, соответствующим геолого-промышленным типам месторождений, были построены диаграммы « U - R » (степень увеличения содержания металла – атомный радиус металла) для

низкотемпературных (рис.3.5.34-а) и для средне-, высокотемпературных месторождений (рис.3.5.34- б).

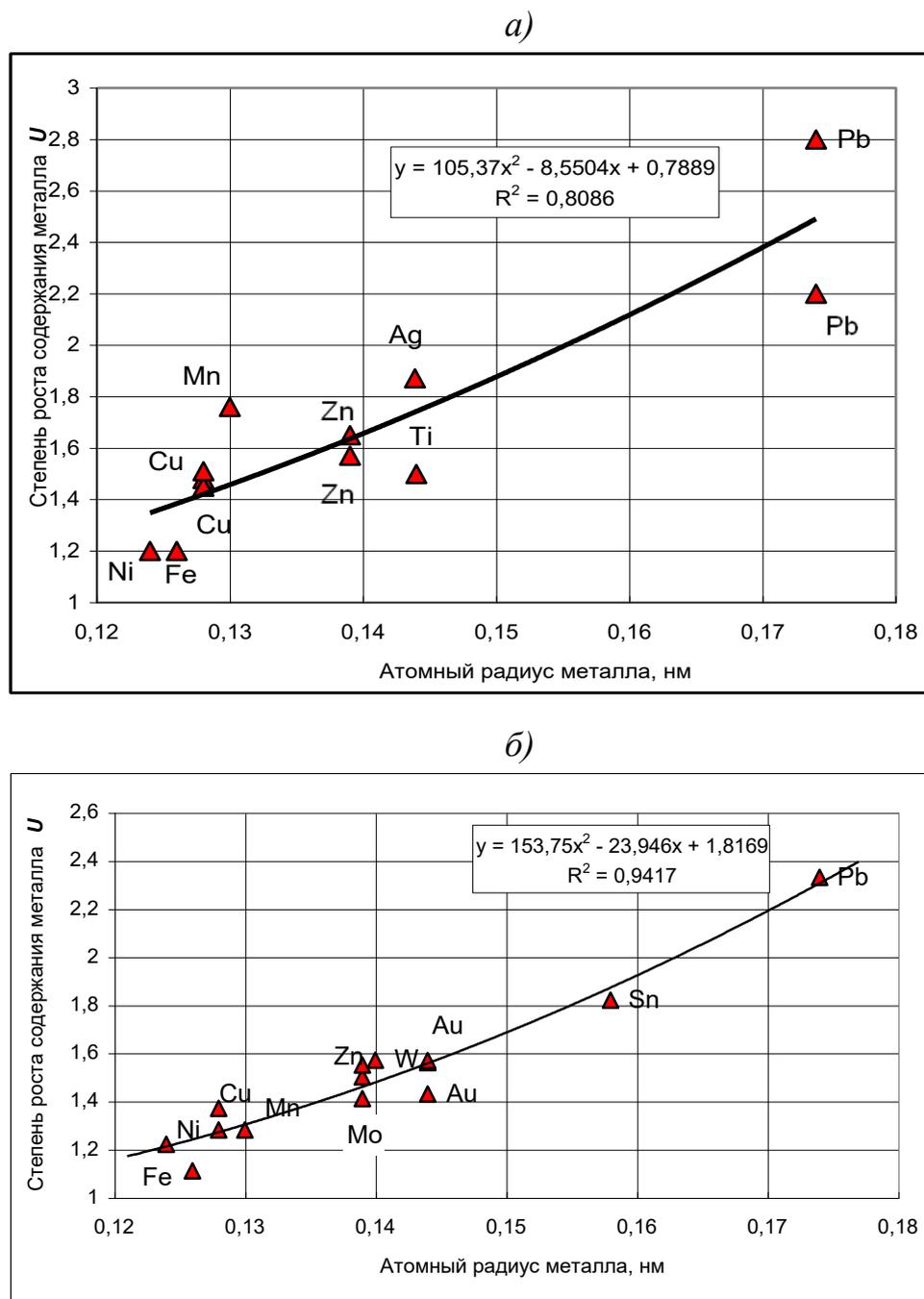


Рис. 3.5.34. Увеличение содержания рудогенного элемента (ось y) в результате метасоматически-конкреционного уменьшения размера залежи в 2 раза, в зависимости от атомного радиуса рудогенного элемента (ось x): а – низкотемпературные месторождения, б – средне-, высокотемпературные месторождения. По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая. Использованы данные по более чем 500 месторождениям.

В результате анализа полученных аппроксимирующих кривых установлено следующее (см. рис. 3.5.34):

1. По мере уменьшения величины атома металлов снижается величина

«*U*» (степень увеличения содержания металлов при метасоматически – конкреционном уменьшении запасов руды в 2 раза). То есть, при метасоматически - конкреционном уменьшении объёма месторождения вдвое, содержание металла с малым атомным радиусом растёт медленнее, чем содержание металла с бóльшим атомным радиусом.

2. Кривая для низкотемпературных месторождений проходит выше кривой для средне-, высокотемпературных месторождений. Следовательно, при уменьшении объёма месторождения в 2 раза, содержание металла в низкотемпературных месторождениях возрастает в бóльшей степени, чем в среднетемпературных и в высокотемпературных месторождениях.

Последний вывод свидетельствует о том, что рост температуры в зоне минерагенеза ведёт к большим потерям металла из месторождения. Причина этого кроется в увеличении скорости твердофазной диффузии металла по мере роста температуры среды.

По аналогичной причине наблюдается резкое уменьшение содержания железа, марганца и титана при сверхкритических значениях суммарного теплового потока, действовавшего на месторождение (см. п.п. 3.4.2, 3.4.3).

Следовательно, при метасоматически - конкреционном уменьшении объёма месторождения, наряду с привносом металла *вследствие его мобилизации из рудогенной толщи и ремобилизации из окраин месторождения*, происходит его вынос из месторождения.

Миграция металла из залежи (его вынос) начинается либо с растворения минерала, либо при участии активации – поступления металла из объёма минерала на его поверхность путем твердофазной диффузии и последующего перехода во флюиды.

Очевидно, что степень увеличения «*U*» содержания металла, при метасоматически – конкреционном уменьшении рудной залежи в 2 раза, зависит от *соотношения скоростей привноса металла в зону рудогенеза и его выноса из*

залежи. В том случае, если привнос металла превышает его вынос, величина U из табл.3.5.2 больше 2.

При метасоматически-конкреционном уменьшении залежи меньше потерь у тех металлов, у которых атомы более крупные и имеют большую массу. Это характерно для свинца (атомный радиус $R=1.74\text{\AA}$) в низкотемпературных и в средне-, высокотемпературных месторождениях.

То есть, лучше привносились и накапливались в руде те элементы, которые имели большую скорость твердофазной диффузии благодаря эффекту размера атома и эффекту его массы (см. п.п. 3.1.4 и 3.1.5).

То есть, при падении температуры, в то время как элементы с лёгкими и мелкими атомами уже не поступали в зону рудогенеза, элементы с тяжёлыми и крупными атомами ещё продолжали туда поступать. А последующий минерогенез на термобарьере протекал при более низкой температуре, и поэтому рудогенные элементы не диффундировали из рудных минералов, и не уходили из месторождения.

Из таблицы и диаграмм следует, что, в общем случае, в ходе пострудного развития залежи вынос металла из нее превышает поступление (см. табл.3.5.2 и рис.3.5.34). Для пояснения этого необходимо выполнить обзор литературы об условиях возникновения рудной залежи, а затем сделать свои выводы (п.3.5.4).

3.5.4. Фракционирование химических элементов в зоне рудогенеза по величине их атома

Известно, что оруденение обычно приурочено к глубинным разломам (И.В.Кучеренко [184]) или к проницаемой зоне в земной коре, обусловленной либо трещинообразованием, либо увеличением пористости вследствие пневмо-гидротермальной переработки массива [36, 39, 133, 134, 152, 189, 194, 200, 230, 231, 249, 257, 264 и др.]. Трещинообразование предваряет

метасоматическую переработку массива, затем идёт опережающая волна кислотности, увеличивающая эффективную пористость толщи. После этого начинается поступление рудогенных элементов из различных источников: из мантийных или коровых. Нередко даже по изотопному составу элементов трудно определить направление их миграции, поскольку коровый источник может содержать ранее рассеянный металл из мантийного источника [19, 114, 136, 296], а магма в ходе движения вверх может обогащаться рудогенными элементами корового происхождения [23].

Мобилизация рудогенных элементов из горных пород состоит из двух этапов: активации и собственно мобилизации [282]. В ходе активации рудогенный элемент диффундирует в твёрдой фазе из объёма минерала на его поверхность. Так минерал очищается от примесного рудогенного элемента [345]. То есть, активация элемента происходит посредством его твердофазной диффузии. Затем начинается этап собственно мобилизации, путем переноса рудогенного элемента по микрокапиллярам в более крупные трещины, в виде различных комплексных соединений [239]. По этим крупным трещинам идёт основная фаза миграции.

Мобилизация и последующая миграция элементов из горных пород возможна:

1. На структурном этаже, где происходит рудообразование.
2. На верхних структурных этажах с последующей транспортировкой вниз.
3. На нижних структурных этажах с последующей вертикальной транспортировкой вверх.

В первом случае происходит латеральная миграция рудогенных элементов, во втором – последовательная вертикально-латеральная миграция, в третьем – латерально-вертикальная миграция. *Источником энергии активации, собственно мобилизации и миграции является тепловой поток, поступающий по глубинным разломам и из остывающих магматических тел, а также тектонические движения [243, 296, 325 и др.].*

Оруденение локализуется либо у механических барьеров из малопроницаемых пород, либо в термо-, баро-, геохимических барьерах. Очевидно, что оруденелые породы на последующих стадиях рудообразования могли играть роль механических барьеров, поскольку оруденение сопровождается резким снижением эффективной пористости массива [344]. Пострудное развитие месторождения, таким образом, длительное время протекало внутри «ловушки» со стенками и «покрышкой» из малопроницаемых пород.

Детальное исследование рудных месторождений показывает неоднократное внутрирудное трещинообразование [343]. Это, вероятно, обусловлено длительным развитием глубинных разломов, контролирующими местоположение и развитие рудных районов. При этом неоднократно возрастала трещинная проницаемость внутри месторождения и активизировался *«вакуумный насос» из-за пульсационного раскрытия трещинных полостей (Термин «вакуумный насос» ввёл В.Ф. Барабанов)*. Одновременно усиливался прогрев залежи за счёт поступающих снизу высокотемпературных флюидов.

«Вакуумный насос» обеспечивал латеральную и вертикальную миграцию флюидов, рост температуры ускорял химические реакции, скорость твердофазной диффузии и активации рудогенных элементов; поступление высокотемпературных флюидов усиливало миграцию рудогенных элементов с нижних горизонтов оруденелых пород в верхнюю часть залежи.

Все это сопровождалось уменьшением объёма рудных тел. Такой механизм соответствует метасоматически-конкреционному процессу (Барабанов В.Ф., 1965 г.). Метасоматическо-конкреционный процесс обусловлен миграцией химических элементов по микрокапиллярам вследствие пульсационного уменьшения порового давления в зоне рудообразования при раскрытии старых трещин и возникновении новых.

Облик месторождения во многом обязан пострудному этапу его развития, и вертикальная, направленная вверх миграция флюидов при этом играла весьма значительную роль. Тектоно - магматическая активация сопровожда-

лась трещинообразованием. Каждая стадия внутрирудного трещинообразования увеличивала проницаемость рудовмещающей толщи и вела к массовому рудообразованию в верхних горизонтах месторождения *на термобарьере*.

Поэтому в верхних этажах эффективная пористость снижалась быстрее, чем в нижних. То есть, рудообразование на завершающем этапе каждой стадии происходило в «ловушке» с малопроницаемой «покрышкой». Понятно, что в этих условиях из месторождения быстрее могли удаляться более подвижные рудогенные элементы.

Выполненный нами анализ результатов опытов В.А. Жарикова и др. [125] показывает, что с уменьшением атомного радиуса металла скорость фильтрации *его соединений* возрастает. Очевидно, из месторождения сквозь малопроницаемую «покрышку» быстрее выносились мелкие атомы. Это согласуется с результатами наших исследований (см. рис.3.5.34).

Рудное месторождение является открытой системой, обменивающейся со средой тепловой энергией и веществом. В общем случае, сквозь стягивающуюся границу месторождения рудогенный элемент извне движется к центральным рудоконтролирующим трещинам. Внутри месторождения рудогенный элемент из зоны ремобилизации поступает в зону «обогащения». По центральной трещиноватой зоне и сквозь экран часть запасов рудогенного элемента выносятся за пределы месторождения.

В зоне ремобилизации энергия теплового потока обеспечивала твердофазную диффузию и миграцию элементов, и интенсивность этих процессов увеличивалась прямо пропорционально их атомному радиусу.

В зоне минерагенеза («обогащения») существовал термобарьер, где накапливались ремобилизованные рудогенные элементы.

Таким образом, величина атома металла может влиять на снижение потерь запасов металла, в ходе конкреционно – метасоматического уменьшения величины месторождения, следующим образом:

1. При активации рудогенных элементов в зонах ремобилизации и мобилизации – через бóльшую скорость твердофазной диффузии бóлее крупных атомов. То есть, в зону рудогенеза поступало больше рудогенных элементов с крупными атомами, чем с мелкими.

2. При локализации оруденения – через меньшую интенсивность фильтрации сквозь малопроницаемый экран бóлее крупных атомов, которые задерживались в зоне рудогенеза.

3. При снижении температуры в зоне мобилизации или ремобилизации – через продолжающуюся мобилизацию рудогенных элементов с более крупными атомами, в то время как рудогенные элементы с мелкими атомами уже не активировались и не мобилизовались.

4. Также возможно, что влияние величины атома рудогенного элемента на пострудное развитие месторождения в некоторой степени вызвано ситовым эффектом.

Исследователи следующим образом объясняют действие ситового эффекта на коэффициент диффузии ионов металла в гидрометаллургии: «Ситовый эффект заключается в том, что ионы, размеры которых превышают размер ячейки каркаса смолы, не могут проникать в ионит» [40, с.169]. «Особенно резкое уменьшение коэффициента диффузии . . . вблизи границы ситового эффекта, поскольку часть пор уже оказалась недоступной для проникновения в них иона» [40, с.183]. То есть, для того, чтобы действовал ситовый эффект, породная толща должна действовать подобно иониту. Понятно, что это возможно лишь в том случае, если бóльшая часть ценных компонентов мигрирует по микрокапиллярам, ширина которых чуть превышает диаметр атома (иона) металла – на этапе миграции рудогенных элементов сквозь малопроницаемый экран при локализации оруденения. Очевидно, что по рудоконтролирующим трещинам миграция рудогенных элементов осуществляется во флюидах в составе комплексных соединений.

Однако последовательность осаждения рудогенных элементов из

флюидов в рудоконтролирующие трещины также управляется их атомным объёмом. Нами была проанализирована последовательность минералообразования в трещинах для различных месторождений, достаточно детально изученных исследователями [67, 140, 210, 245, 349]. В результате такого анализа установлено, что в зоне рудообразования сначала накапливаются элементы с мелкими атомами, а позже величина их атомов постепенно увеличивается. Причина данного явления в том, что рудогенные элементы с более крупными атомами быстрее диффундировали и выносились из зоны рудогенеза. Лишь снижение температуры в зоне рудогенеза уменьшало скорость их твердофазной диффузии и привела к их минерогенезу.

Основное количество каждого рудогенного элемента поступает строго в соответствии с его атомным объёмом. В частности, эта закономерность подтверждается в полиметаллических месторождениях Рудного Алтая: нами по материалам Ильенок С.С. [140] и Покровской И.В. [254] установлено, что, благодаря этой закономерности можно прогнозировать стадии накопления золота и серебра. Следовательно, ещё на стадии мобилизации рудогенные элементы подвергаются фракционированию в соответствии с величиной их атомного объёма.

Влияние ситового эффекта на инфильтрационный метасоматоз отмечал В.И. Лебедев (1971). Известно, что фильтрационный эффект, открытый Д.С. Коржинским при изучении инфильтрационного метасоматоза, объяснялся исследователями по-разному. В.И. Лебедевым было высказано мнение о влиянии на подвижность химических компонентов ситового эффекта через ионно-атомный радиус элементов. Он считает, что, при прохождении раствора через тонкопористые фильтры происходит дифференциация ионов по их относительному размеру.

Выполненные нами исследования указывают на то, что влияние на рудогенез величины атома рудогенных элементов проявляется не только через ситовый эффект, *но и через их твердофазную диффузию*. Фракционирование

рудогенных элементов происходило по их атомному объёму как в ходе рудогенеза, так и пострудного развития месторождения. Более того, существует связь атомного радиуса элементов с повышенным коэффициентом их концентрации на верхних структурных этажах литосферы относительно нижних, например, в основных породах относительно ультраосновных: основные породы обогащены элементами с более крупными атомами, и обеднены химическими элементами с мелкими атомами (п.4.1.3, рис. 4.1.3- д). Точно так же, коэффициент концентрации элементов с крупными атомами выше в средних породах относительно основных, и в кислых относительно средних.

3.5.5. Прогнозная оценка запасов руды по ее химическому составу

Из вышеизложенного видно, каков механизм адаптации рудогенного элемента к воздействию теплового потока через твердофазную диффузию элемента. В ходе пострудного этапа развития месторождения химические элементы с разным атомным объёмом с различной скоростью: диффундируют (в твёрдой фазе), активируются и мигрируют. Более высокая скорость у крупных атомов, а низкая – у мелких. Поэтому, при уменьшении в два раза объёма месторождения в ходе метасоматически-конкреционного процесса, содержание химического элемента с более крупным атомом возрастает в большей степени, чем содержание элемента с мелким атомом. Это приводит к тому, что, в изменённых месторождениях, отношение содержания различных элементов становится тем выше, чем больше различие их атомных радиусов. Это является причиной того, что в рудных месторождениях одного типа, но в различной степени изменённых под действием тепловых потоков, возникает взаимосвязь между запасами руд и их химическим составом. Такая сопряжённость состава и запасов руд позволяет прогнозировать запасы руд в месторождении по химическому составу руд. Вследствие большего отличия содержания тех химических элементов, величина атомов которых отличается сильнее, достовер-

ность прогнозирования (т.е. вероятность объединения месторождений в кластеры) по ним выше (табл.3.5.3).

Таблица 3.5.3

Вероятность (*P*) объединения железорудных месторождений Сибири в кластеры по запасам руды на диаграммах состава руды

Диаграмма состава руды	Разность атомных Радиусов	Вероятность (<i>P</i>)	Число Кластеров
<i>Ti – Mn</i>	0,11	0.75-0.82	6
<i>Ti – Mn*</i>	0,11	0.80-0.83	3
<i>Ti – Mg</i>	0,17	0.80-0.95	4
<i>Mg – Ca*</i>	0,35	0.9	2
<i>P – Si</i>	0	0.70-0.80	2
<i>P – Fe</i>	0,08	0.78-0.81	2

**Лишь метасоматические месторождения*

Из таблицы 3.5.3 видно, что железорудные месторождения образуют несколько кластеров по масштабу оруденения. Например, на диаграмме *Ti-Mn* имеются 3 кластера с запасами более 600 млн. т. и 3 – с запасами менее 600 млн. т. Если на той же диаграмме анализируются метасоматические месторождения, то число кластеров уменьшается до 3. Из этого следует, что на диаграмме обособляются месторождения как по их генезису, так и по степени их пострудного изменения.

Месторождения цветных металлов различных генетических типов выносились на диаграммы среднего содержания рудогенных элементов в руде. Было установлено, что, в зависимости от количества запасов руды, эти месторождения образуют кластеры (табл.3.5.4, рис.3.5.35, рис.3.5.36).

Таблица 3.5.4

Вероятность (*P*) объединения месторождений цветных металлов в кластеры по их величине на диаграммах состава руды

Тип месторождений	Диаграмма состава руды	Разность атомных радиусов	Вероятность (<i>P</i>)	Число кластеров
Меднопорфировый	<i>Cu – Mo</i>	0,11	0.78-0.82	2
Колчеданный	<i>Cu – Zn</i>	0,11	0.71-0.86	3
Колчеданный	<i>Cu – Pb</i>	0,46	0.75-1.00	3
Колчеданный	<i>Pb – Zn</i>	0,35	0.86-0.91	4
Сульфидные	<i>Ni – Cu</i>	0,04	0.67-1.00	4

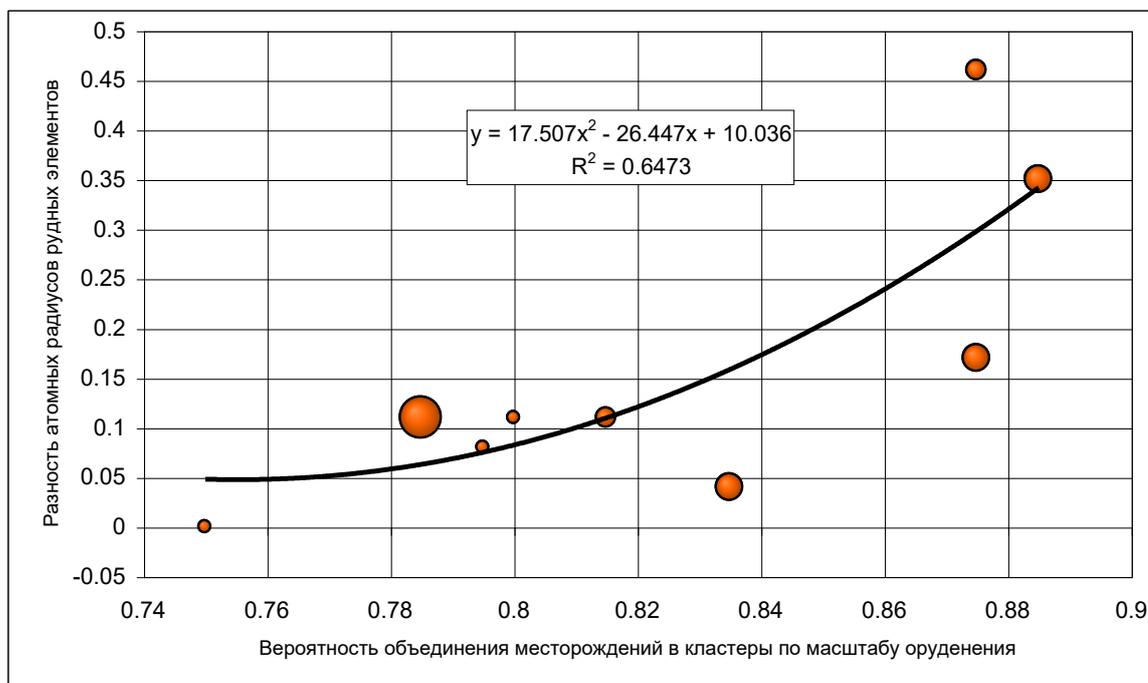


Рис. 3.5.35. Связь между вероятностью (x) объединения рудных месторождений в кластеры по масштабу оруденения, на диаграммах «Содержание 1-го элемента – Содержание 2-го элемента» в руде, и разностью (y) атомных радиусов химических элементов. Данные взяты из таблиц 3.5.3, 3.5.4. Диаметр окружности соответствует числу кластеров. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Более двух кластеров на диаграмме указывает на возможность выделения нескольких генетических подтипов месторождений. Однако, и при наличии лишь двух кластеров, внутри генетического типа могут быть подтипы. Объединение месторождений цветных металлов в кластеры (см. рис. 3.5.35, 3.5.36, табл. 3.5.4) в соответствии с их масштабом оруденения (с запасами руды) служит основой для прогнозной оценки масштаба оруденения по химическому составу руды.

Тем самым, существующие методы прогнозирования месторождений дополнены ещё одним способом прогнозной оценки запасов руд по их химическому составу. Областью применения нового способа может быть этап поисковой или предварительной разведки рудного месторождения. Использование предлагаемого способа возможно путем анализа количества запасов руд того или иного генетического типа на диаграммах химического состава руд. Диаграммы должны составляться для 20 и более месторождений данного региона или региона с аналогичной геологической обстановкой.

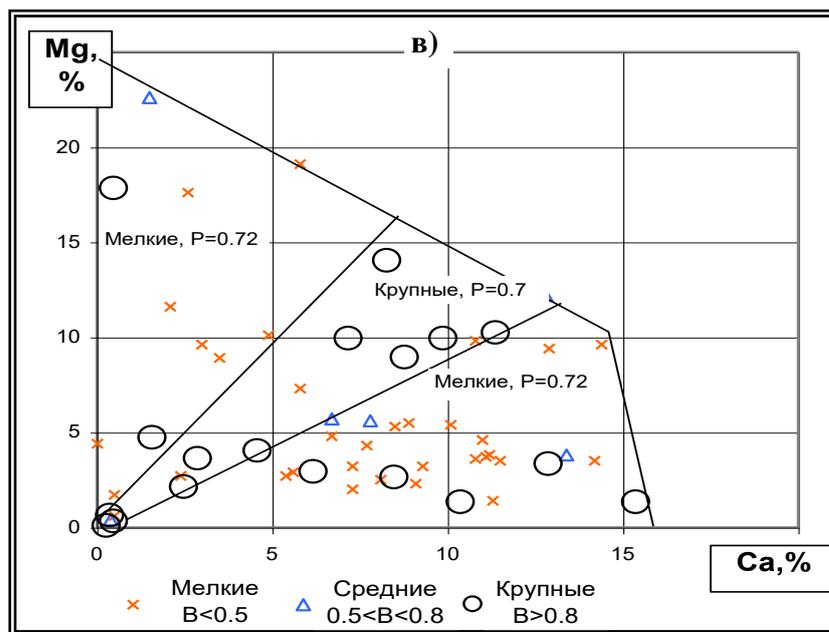
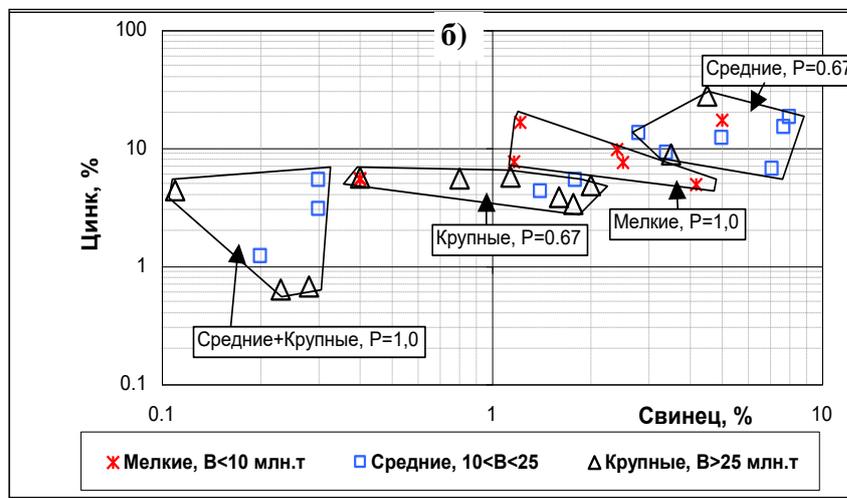
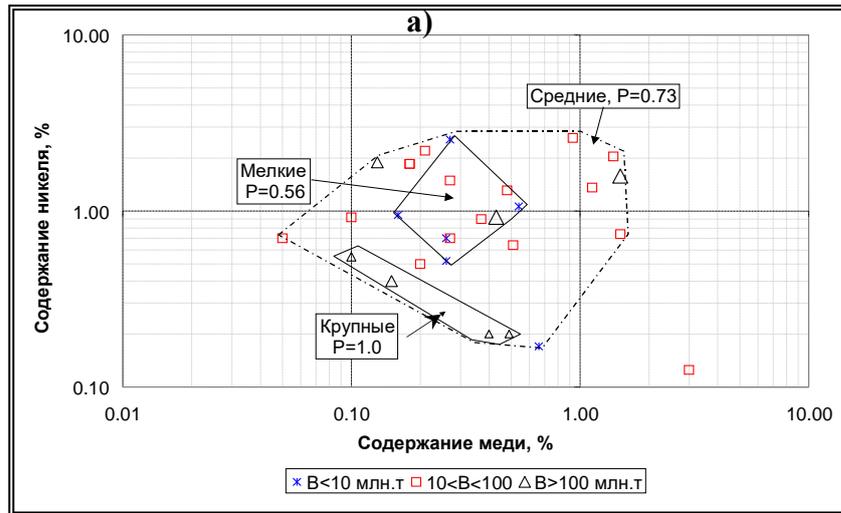


Рис. 3.5.36. Образование кластеров по масштабу оруденения в месторождениях: а – сульфидных, б – колчеданных, в – железорудных, всех генетических типов.

3.6. Роль магматизма и проницаемости подстилающих пород в адаптации золоторудных месторождений

3.6.1. Используемая информация и её графическое представление

Для установления влияния на формирование золоторудной залежи проницаемости подстилающих пород и пострудного магматизма, нами анализировались табличные данные о 216 золоторудных месторождениях, приведённые в книге «Geologic and Grade-tonnage Information on Tertiary Districts» [110]. Информация для публикации подготовлена авторами Dan L. Mosier, W. David Menzie, Frank J. Klienhample.

В ходе исследований мы анализировали данные о качестве и количестве руд в месторождениях в связи с составом рудогенных, рудовмещающих и подстилающих пород, а также в связи с величиной *суммарного теплового потока* Q (см. п.3.3.4).

Анализ данных выполнялся путем построения и анализа диаграмм: фазовых портретов рассматриваемого *множества или подмножества месторождений* (далее - просто *множества или подмножества*), выделяемых по какому-либо признаку. На диаграмме рассматривалось изменение третьего параметра, характеризующего месторождение или вмещающие породы.

Подмножества из множества месторождений выделялись по следующим признакам:

- a) по уровню содержания того или иного рудогенного элемента;
- b) по вхождению в один и тот же кластер, т.е. по двум параметрам;
- c) по величине месторождения;
- d) по интенсивности теплового потока;

е) по содержанию двух химических элементов в руде.

Строились следующие фазовые портреты:

- 1) запасы руды (**B**) – интенсивность теплового потока (Q);
- 2) состав руды – интенсивность теплового потока Q ;
- 3) содержание i -го элемента в руде – содержание $i+1$ -го элемента;
- 4) запасы руды (**B**) – содержание i -го рудогенного элемента.

Изучалась взаимосвязь перечисленных параметров залежи и литологического состава боковых пород. Рассматривалась характеристика месторождений в зависимости от состава осадочных и магматических пород, подстилающих залежь (*basement rocks*), от состава пород рудогенной и рудовмещающей толщи. Для этого строились гистограммы и диаграммы.

3.6.2. Влияние магматизма на качество и запасы руды

Воздействие магматических инъекций на качество и запасы руды изучалось на диаграммах «Запасы руды (**B**) - Содержание золота или серебра»; «Содержание i -го элемента - Содержание золота или серебра». Отдельно вычислялась величина теплового потока Q_1 рудогенного этапа развития, и теплового потока Q_2 пострудного этапов развития.

Оценивалось вещественно-тепловое воздействие теплового потока Q_2 пострудных магматических тел на подмножества с $Q_1 = const$, и на подмножества с разными примесными элементами.

Установлено, что на двух диаграммах $B - Ag$ (при $Q_1 = 1$ и $Q_1 = 2$) подмножества образуют по 10-12 кластеров (рис.3.6.1-а, б). Для каждого кластера вычислено среднее значение пострудного теплового потока $\overline{Q_2}$. По этим значениям проведены изолинии теплового потока Q_2 пострудного этапа развития.

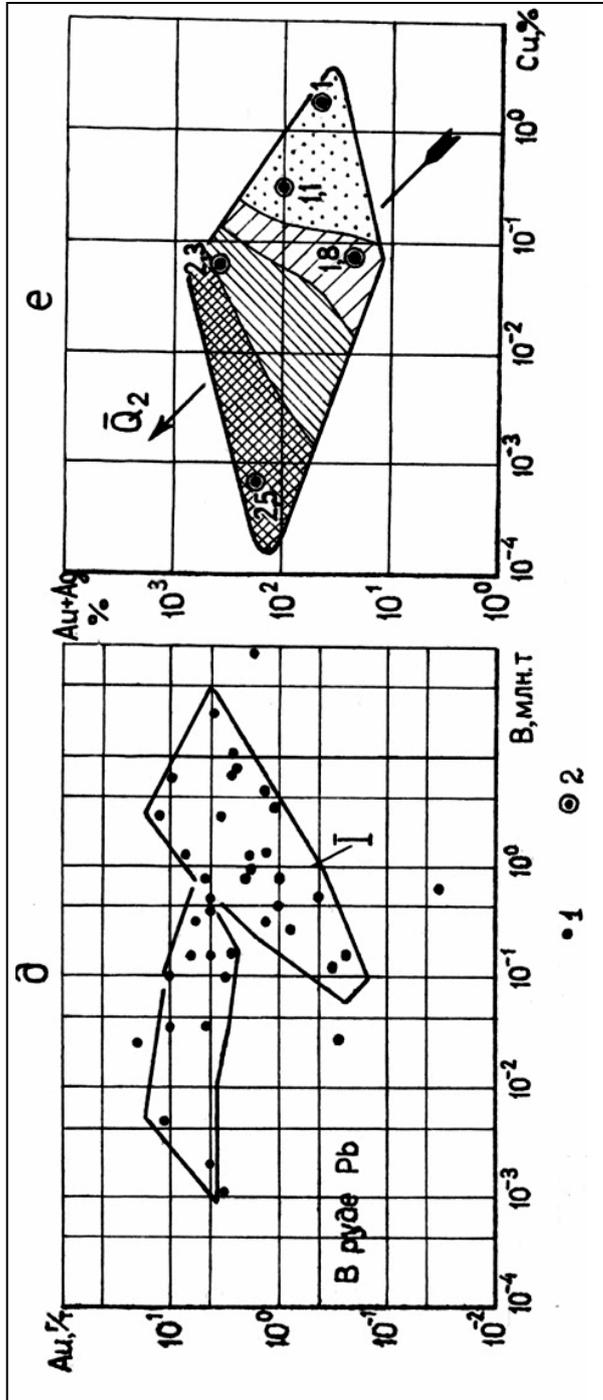


Рис. 3.6.1. (Продолжение): *d*) поля существования *Pb* – содержащих месторождений, *e*) месторождения с запасами более 1 млн. т в фазовом пространстве «*Au+Ag – Cц*»: изолинии Q_2 . Обозначения: точки – месторождения, точки внутри окружности – центр кластера.

Установлено, что с ростом пострудного теплового потока Q_2 увеличиваются одновременно 2 параметра месторождения: содержание серебра в руде и запасы руды. Следовательно, эти подмножества объединяют такие месторождения, которые можно отнести к объектам, развивающимся с расширением. В них преобладает привнос рудогенных элементов над выносом, что вызывает рост содержания этих элементов.

Граничные линии поля существования месторождений можно объяснить следующим образом (см. рис. 3.6.1.-б):

- а) линию *A* - увеличением объёма месторождения при одновременном росте содержания серебра;
- б) линию *B* - увеличением объёма месторождения в условиях слабого поступления серебра;
- с) линию *C* - ограничением по экономической целесообразности разработки месторождений.

На рисунке 3.6.1-а выделяются две группы кластеров: группа I – объединяет месторождения, которые в основном не испытывали пострудное магматическое воздействие ($\overline{Q_2} < 1$); в группу II входят те месторождения, которые подвергались пострудным инъекциям магмы.

Для золота отдельно рассматривались золоторудные месторождения, содержащие медь (рис.3.6.1-в) и свинец (рис.3.6.1-д). Для этих диаграмм характерны те же свойства, что и для диаграмм *B-Ag*.

На диаграмме *B-Au*, когда в золотоносной руде содержится медь, чётко выражены 2 группы месторождений (см. рис. 3.6.1-в): группа I - увеличение объёма месторождения в условиях недостаточного поступления золота, группа II - рост объёма месторождения при одновременном увеличении содержания золота. В обеих группах улучшение качества руды и рост масштаба оруденения происходит при усилении теплового потока в пострудном этапе развития месторождения.

На диаграмме «Содержание золота – Запасы руды» рассмотрим подмножества месторождений, содержащих в руде свинец. Внутри этого подмножества выражена группа I с резким увеличением объёма месторождения при одновременном росте содержания золота (рис. 3.6.1-д).

В результате изучения диаграмм (рис. 3.6.1-б, в, з, е) установлено, что температура рудогенеза и пострудный тепловой поток соответствуют разным параметрам внешней среды. Так, содержание высокотемпературной меди ($\Theta=345\text{K}$, где Θ - температура Дебая), снижается по мере роста пострудного теплового потока Q_2 (см. рис. 3.6.1- е). В то же время рост пострудного теплового потока Q_2 вызывает увеличение содержания низкотемпературных металлов – золота и серебра, с одновременным увеличением величины месторождения. Это происходит потому, что температура Дебая отражает температуру массива, а тепловой поток соответствует количеству тепла, полученного массивом, независимо от внешней температуры. То есть, одно и то же количество тепла может быть получено залежью либо за счёт кратковременного действия высокотемпературных флюидов, либо за счёт длительного воздействия низкотемпературных флюидов.

Вероятно, при многократном тепловом воздействии магмы, роль адаптивности (A) элементов (см.п.3.2.2) возрастает по сравнению с другими атомными параметрами. Поэтому, в результате конкуренции, в зоне рудогенеза остаются более адаптивные золото и серебро ($A=0,8\div 1,4$). Медь, с меньшей адаптивностью ($A=0,68$), уносится. А золото и серебро изоморфно замещают медь из-за сходства их внешних электронных оболочек: $e = (-7)$.

Таким образом, медь и золото ведут себя противоположным образом. *При увеличении пострудного теплового потока возрастают запасы руды в месторождении, и увеличивается содержание золота в них. В то же время, содержание меди в этих месторождениях уменьшается.*

3.6.3. Влияние проницаемости подстилающих залежь пород на величину золоторудной залежи

В результате изучения $Cu+Zn$ содержащих золоторудных месторождений были выделены 2 подмножества, соответствующие 2 типам месторождений и по-разному реагирующие на тепловое воздействие магматических тел:

1) *Тип М* - мелкие месторождения. В руде содержится более 0.3% меди, т.е. это более высокотемпературные месторождения. С увеличением Q_2 – пострудного теплового потока - содержание меди возрастает до 1.7%, а запасы руды уменьшаются от 1 млн. т до 0.006 млн.т. У месторождений типа *М* отсутствуют подстилающие породы под рудной залежью, т.е., по терминологии авторов «Geologic and Grade-tonnage... », отсутствуют *basement rocks*.

2) *Тип К* - крупные месторождения. Содержание меди менее 0.3%, т.е. это низкотемпературные месторождения. С ростом величины пострудного теплового потока Q_2 содержание меди, в общем, уменьшается, а объем месторождения, следовательно, и запасы руды, возрастают. В месторождениях типа *К* четко выражены *basement rocks*.

На диаграмме *Ag-Pb* выделены кластеры по запасам руды для дальнейшего анализа степени влияния на рудогенез состава рудогенных и рудовмещающих пород (рис. 3.6.2). Для каждого кластера вычислялись средние запасы руды и доленое участие (*Д*) экранирующих пород (аргиллитов, солей, известняков и доломитов) в подстилающих рудную залежь породах (*in the basement rocks*).

Оказалось, что, с увеличением доленого участия экранирующих осадочных пород, подстилающих рудную залежь, запасы руды в ней уменьшаются (рис. 3.6.3). То есть, несомненно, влияние состава подстилающих залежь пород на масштаб оруденения. Для уточнения этого факта изучалось влияние состава подстилающих пород на запасы руды в отдельных месторождениях.

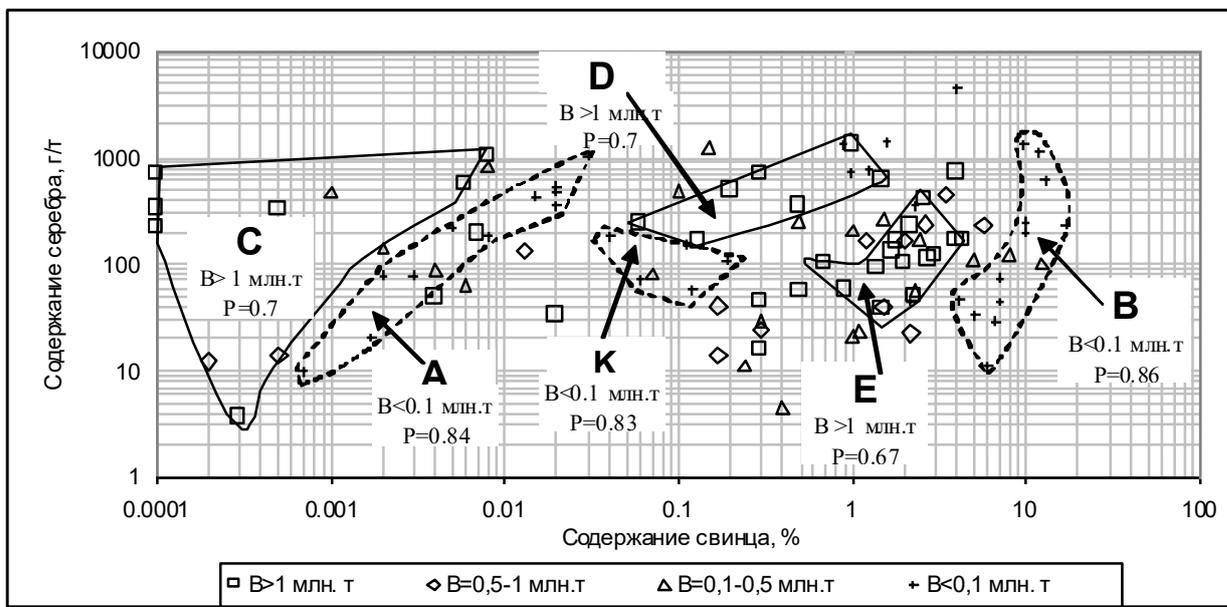


Рис. 3.6.2. Диаграмма «Содержание свинца – Содержание серебра». Выделены кластеры по запасам руд для анализа по составу рудогенных и рудовмещающих пород.

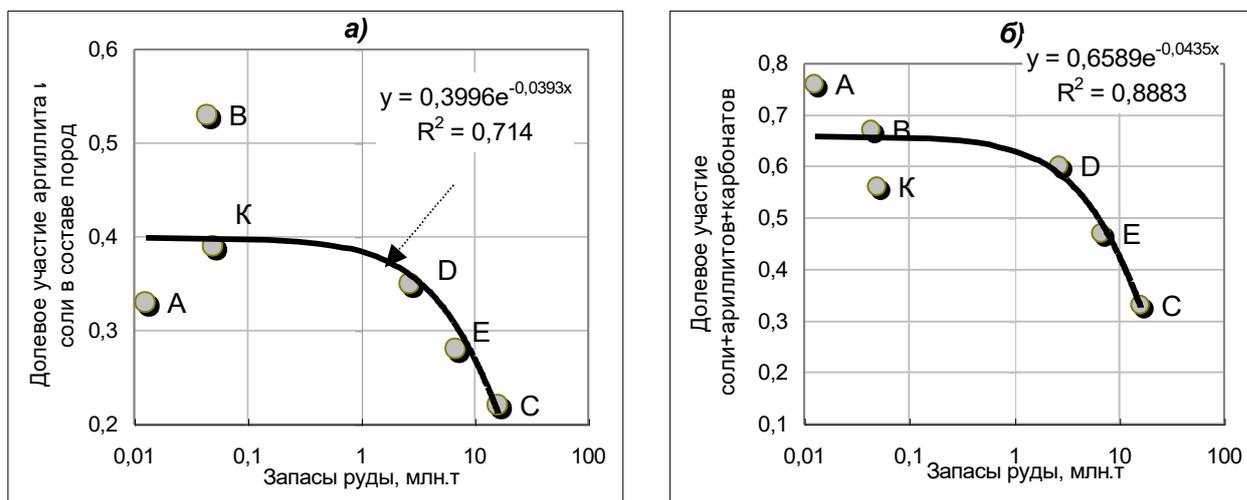


Рис. 3.6.3. Влияние экранирующих осадочных пород, залегающих в основании залежи, на запасы руды: а – связь между совместным долевым участием аргиллита и соли (ось y), и запасами руд (x); б – связь между суммарным долевым участием аргиллита, соли и карбонатных пород (ось y), и запасами руд (ось x). По шкале Чеддока теснота связи от высокой до весьма высокой.

Построены 10 диаграмм «Состав подстилающих пород - Запасы руды». Из 2-х диаграмм (рис. 3.6.4) следует, что степень влияния переслоя подстилающих пород зависит от наиболее крупнозернистого литотипа. Так, на рис. 3.6.4-а, где по горизонтальной оси отложены наиболее крупнозернистые породы переслоя, в ряду конгломерат - песчаник - аргиллит - известняк - соль запасы руды уменьшаются слева направо, по мере снижения проницаемости подстилающих пород.

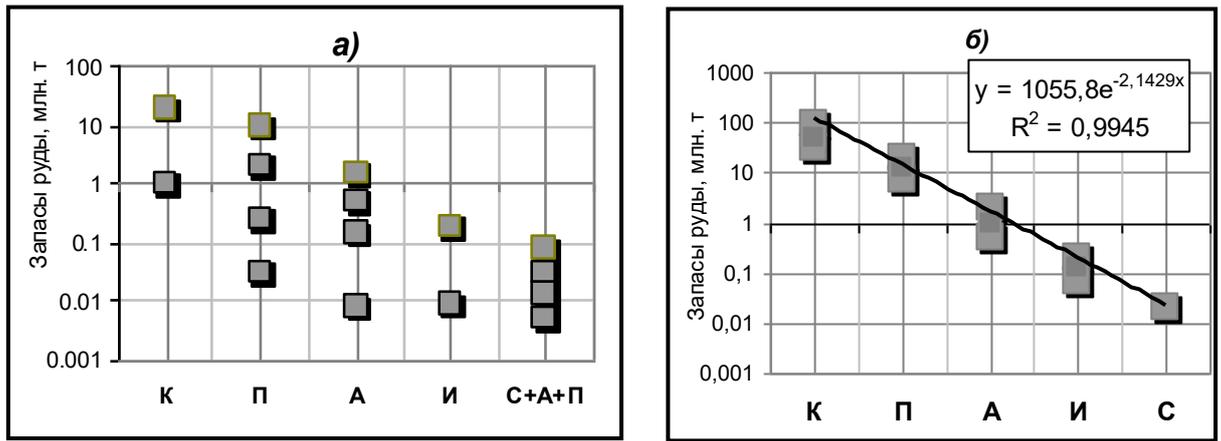


Рис. 3.6.4. Влияние экранирующих осадочных пород (ось x), залегающих в основании залежи, на запасы руды (ось y): a – влияние всего переслоя осадочных пород, но по породе с наибольшей крупностью экрана; $б$ – влияние отдельных разностей пород. Обозначения: K – конгломерат, $П$ – песчаник, A – аргиллит, $И$ – известняк, $С$ – соль. По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

На рис.3.6.4-б эти данные «отфильтрованы» по результатам 7 диаграмм такого же типа. Здесь сохраняется та же закономерность: *по мере уменьшения крупности зерна подстилающих залежь пород снижаются запасы руды в месторождении*. Таким образом, *масштаб оруденения увеличивается с ростом проницаемости осадочных пород, подстилающих месторождение*. Наименее проницаемы слои гипса, ангидрита, соли, а также известняков, играющих роль геохимического барьера. Проницаемость терригенных отложений растёт от аргиллита к конгломерату. В этом же направлении увеличиваются запасы руды в месторождениях, расположенных на более высоких гипсометрических уровнях. Причина здесь может быть не только в микропористости подстилающих пород. Возможно комбинированное влияние разных факторов:

- а) эффективной пористости пород;
- б) химического состава пород – их способности создать геохимический барьер;
- в) пластичности породы, или ее способности залечивать тектонические трещины, по которым поступали флюиды.

Общеизвестно влияние «экранирующих пород» на скопления нефти и газа. Однако наши исследования показали (Гумиров Ш.В., 1993 г. [87]) существенное влияние «экранирования» и на рудогенез, когда рудоносные флюиды

предварительно аккумулируются под экраном, а затем по проницаемым «каналам» поднимаются вверх. И над экраном, на термо-, баро-, геохимических барьерах, из флюидов происходит минерогенез рудного вещества, т.е. возникает рудная залежь.

3.6.4. Влияние литологического состава боковых пород на химический состав руды

Для выяснения роли породной толщи в формировании состава руды, определялись средние значения некоторых параметров пород, подстилающих залежь, и рудовмещающих пород для кластеров диаграммы *Ag-Pb*. Анализ выполнялся на 20 графиках. Из них наиболее информативными оказались шесть графиков. Было установлено, что содержание свинца в руде следующим образом контролируется *составом пород, подстилающих залежь*:

- (а) содержание свинца увеличивается по мере снижения доли магматических пород (рис. 3.6.5, а);
- (б) содержание свинца растёт с уменьшением доли интрузивных пород, подстилающих залежь (рис. 3.6.5, б).

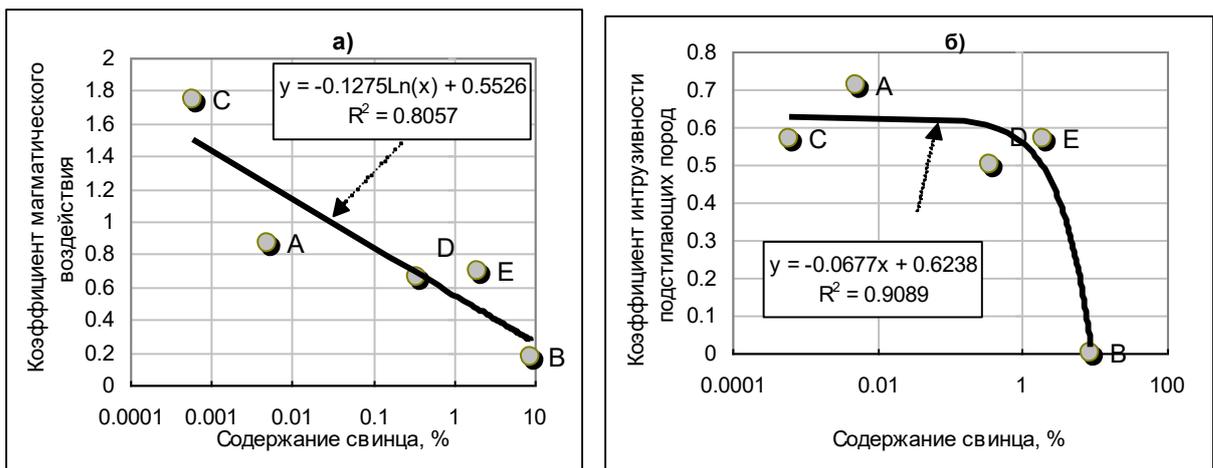


Рис. 3.6.5. Связь между содержанием свинца (ось x) в руде, и: а – коэффициентом магматического воздействия на подстилающие породы (ось y); б – коэффициентом интрузивности подстилающих пород (ось y). С, А, D, E, В – кластеры на диаграмме «Содержание свинца – Содержание серебра» (см. рис. 3.6.2). По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

Содержание свинца зависит от *состава рудовмещающих пород* и увеличивается по мере:

(а) роста доли интрузивных пород в рудовмещающих породах (рис. 3.6.6, а);

(б) уменьшения доли кислых пород (рис. 3.6.6, б);

(с) снижения величины теплового потока (магматического воздействия), в том числе пострудного (рис. 3.6.7).

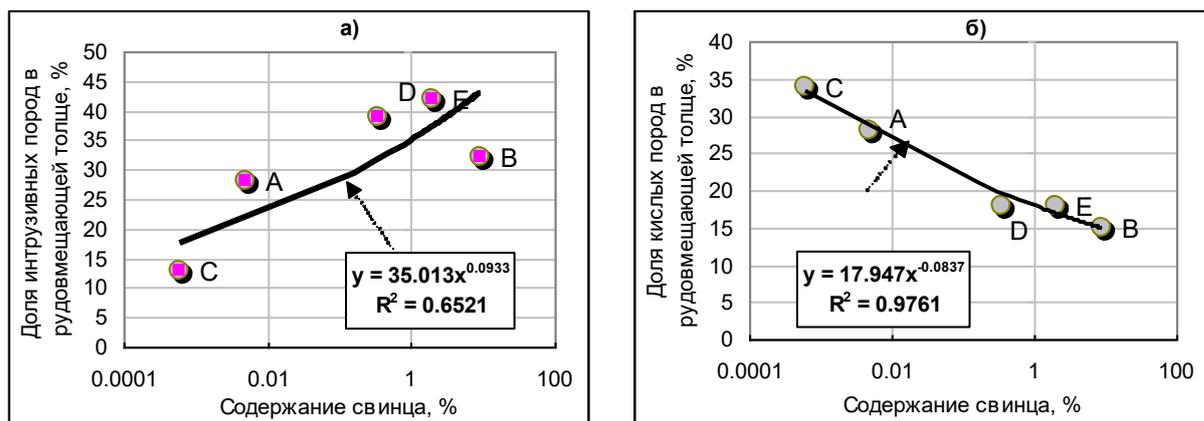


Рис. 3.6.6. Связь между содержанием свинца (ось *x*) в руде и: *a* – долей интрузивных пород (ось *y*) в рудовмещающей толще; *б* – долей кислых пород (ось *y*) в рудовмещающей толще. По шкале Чеддока теснота связи от высокой до весьма высокой.

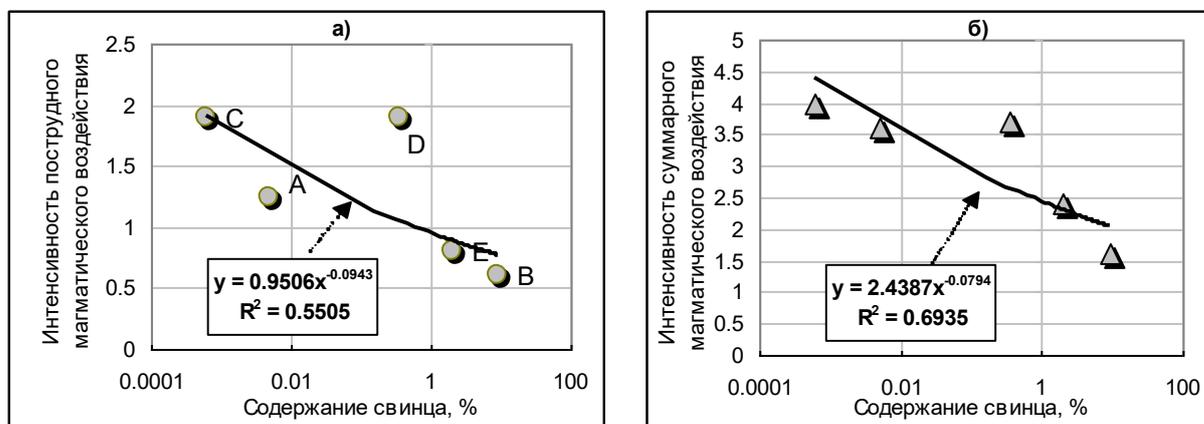


Рис. 3.6.7. Связь между содержанием свинца (ось *x*) в руде и: *a* – интенсивностью пострудного теплового потока (магматического воздействия) (ось *y*); *б* – интенсивностью суммарного теплового потока (магматического воздействия) (ось *y*). По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Анализ влияния состава породной толщи на содержание золота и серебра в руде показал следующее:

(а) много золота и серебра в руде, если выражены подстилающие залежь породы и в их составе много осадочных пород;

(b) мало золота и серебра в том случае, когда ассоциированные породы более однообразны;

(c) много золота и мало серебра в руде, если:

- 1) более 37% интрузивных пород из общего числа подстилают залежь;
- 2) в магматических породах много кислых пород (более 56%);

(d) много серебра и мало золота, когда:

- 1) из общего числа интрузивных пород подстилают залежь лишь 6%, остальные 94% входят в рудовмещающую и ассоциирующую толщи;
- 2) магматические породы на 81 % представлены средними, основными, ультраосновными породами.

Влияние состава породной толщи на содержание в золоторудной залежи золота и серебра суммировано на рис. 3.6.8.

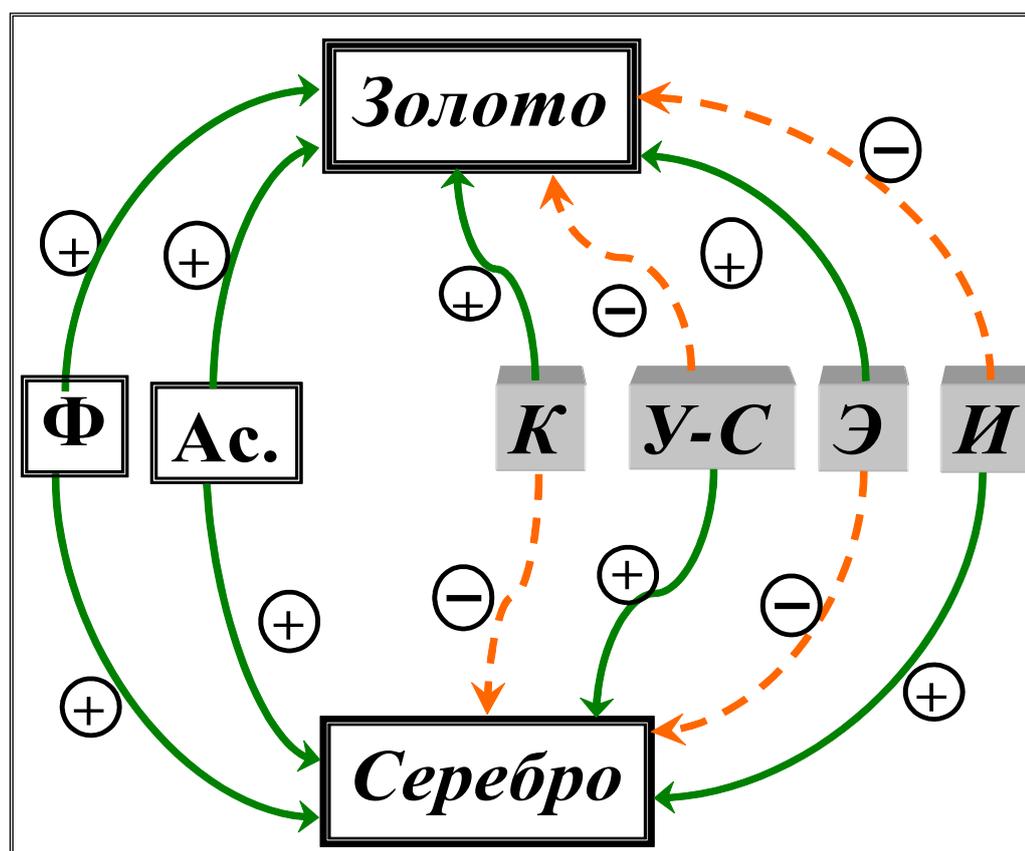


Рис. 3.6.8. Влияние состава породной толщи на содержание золота и серебра в руде. **Ф** – осадочные породы, подстилающие залежь; **Ас.** – ассоциирующие породы, **К** – магматические породы кислого состава; **У-С** – магматические породы среднего, основного и ультраосновного состава; **Э** – эффузивы; **И** – интрузивные породы. Знак плюс «+» – прямая связь между составом пород и содержанием золота или серебра, знак минус «-» – обратная связь.

Таким образом, *золото тяготеет к породам верхних структурных этажей из магматического ряда, т.е. к более кислым*. И содержание золота, по сравнению с содержанием серебра, возрастает на месторождениях, где интрузивы преимущественно подстилают залежь. А их состав кислый. *Серебро тяготеет к нижним этажам магматического ряда: к интрузивам ультраосновного – среднего состава*. Все это подтверждает *более интенсивную миграцию, из нижних структурных этажей литосферы в верхние, золота по сравнению с серебром, благодаря действию эффекта массы в ходе активации путем твёрдофазной диффузии*.

3.6.5. Прогнозирование масштаба золотооруденения по химическому составу руды

Запасы руды в золотосеребряных месторождениях коррелируются со следующими параметрами среды и месторождения:

- 1) с составом осадочных пород, подстилающих рудную залежь (см. рис. 3.6.4);
- 2) с интенсивностью пострудного теплового потока и с содержанием золота, серебра в руде (см. рис. 3.6.1);
- 3) с соотношением содержания рудогенных элементов в руде (см. рис. 3.6.2).

Эти взаимосвязи могут использоваться для прогнозирования масштаба оруденения на разных стадиях поисково-разведочных работ. Рассмотрим более детально последний критерий: соотношение содержания рудогенных элементов в руде.

Анализ выполнялся на диаграммах i -элемент - $i+1$ -элемент. Каждая диаграмма представляет собой двумерный срез многомерного фазового пространства рудной залежи.

3.6.5.1. Прогнозирование запасов руд на диаграмме $Pb - Cu$

Существует прямая связь между содержанием свинца и меди. На диаграмме выделяются 3 кластера по масштабу оруденения: кластеры A , B , C (рис. 3.6.9). В кластер B с вероятностью 0,75 входят более крупные месторождения ($V > 0,6$ млн. т). В кластерах A и C с вероятностью $0,7 \div 0,9$ расположены мелкие месторождения ($V = 0,0007 \div 0,5$ млн. т).

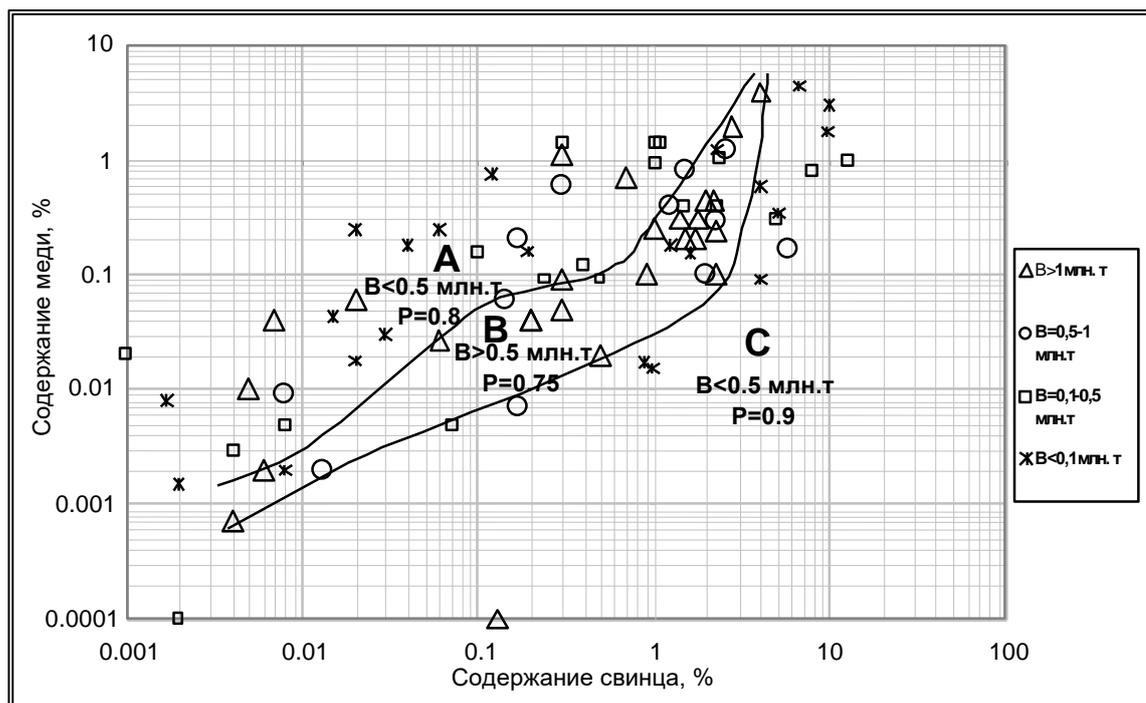


Рис. 3.6.9. Взаимосвязь между содержанием меди, свинца и запасами руды в золото-рудных месторождениях.

3.6.5.2. Прогнозирование запасов руд на диаграмме $Cu - Zn$

С увеличением содержания меди растёт содержание цинка, а масштаб оруденения уменьшается (рис. 3.6.10). При одновременном увеличении содержания меди и цинка снижается суммарное содержание золота и серебра в руде. С ростом содержания цинка, при постоянном уровне меди, запасы руды в месторождении увеличиваются.

На диаграмме выделены 3 кластера: A , B , C . В кластер A с вероятностью 0,8 входят крупные месторождения ($V = 1 \div 17$ млн. т).

Кластеры *B* и *D* с вероятностью 0,7 и 0,75 образованы средними по запасам руд месторождениями ($B=0,5 \div 1$ млн. т). Кластер *C* на 85% состоит из мелких месторождений ($B=0.001 \div 0.4$ млн. т).

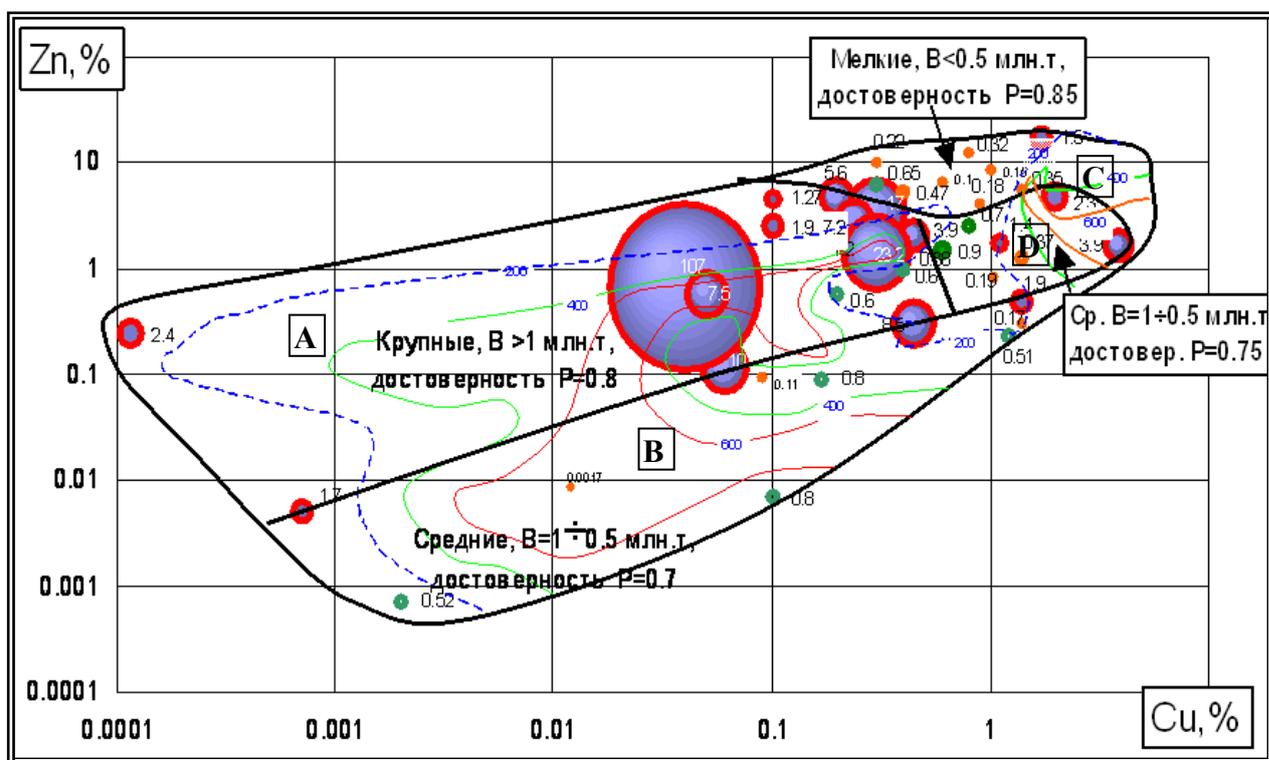


Рис. 3.6.10. Взаимосвязь между содержанием Cu, Zn, Au+Ag и запасами руды в золоторудных месторождениях. Диаметр окружности пропорционален запасам руды в месторождении. Проведены изолинии общего содержания золота и серебра (Au+Ag, г/т).

3.6.5.3. Прогнозирование запасов руд на диаграмме *Pb – Zn*

Связь между содержанием свинца и цинка прямая (рис. 3.6.11). По запасам руды месторождения образуют 3 кластера. В кластер *A* входят месторождения с большими запасами ($B > 0.6$ млн. т), с вероятностью $p=0.97$. В руде отмечается относительно повышенное содержание цинка (в $5 \div 10$ раз).

Кластер *B* образуют мелкие месторождения ($B=0.0002 \div 0.5$ млн. т), с вероятностью $p=0,57$. В руде более высокое содержание свинца, с малой температурой Дебая ($\Theta=105K$). Следовательно, более мелкие месторождения характеризуются низкими температурами рудообразования (см. п.3.2.3). Кластер *C* также образуют мелкие месторождения ($B < 0.5$ млн. т), с вероятностью

$p=1,0$, которые возникли в условиях более интенсивного поступления свинца и цинка.

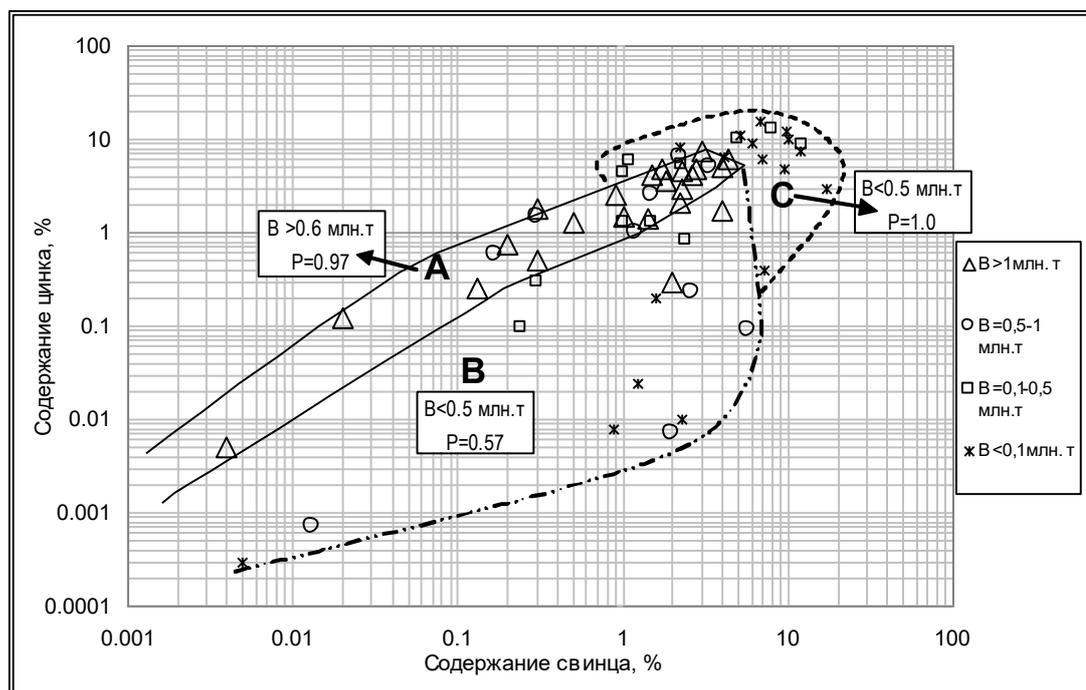


Рис. 3.6.11. Взаимосвязь между содержанием цинка, свинца и запасами руды в золоторудных месторождениях.

3.6.5.4. Прогнозирование запасов руд на диаграмме $Au - Pb$

В общем, связь между содержанием золота и свинца обратная (рис. 3.6.12). Однако при малых содержаниях свинца ($Pb < 0.005\%$) с увеличением содержания золота растёт и содержание свинца. Одновременное увеличение содержания золота и свинца сопровождается уменьшением запасов руды.

На диаграмме выделяются 5 кластеров (A, B, C, D, E), различающиеся по запасам (B) руд на месторождении:

- A, запасы в месторождении равны: $B = 1 \div 18$ млн. т, вероятность $p = 0,72$;
- B, запасы в месторождении равны: $B = 0.0003 \div 0.1$ млн. т, $p = 0.74$;
- C, запасы в месторождении равны: $B = 0.1 \div 1$ млн. т, $p = 0,8$;
- D, запасы в месторождении равны: $B = 0.6 \div 23$ млн. т, $p = 0.68$;
- E, запасы в месторождении равны: $B = 1 \div 107$ млн. т, $p = 1,0$.

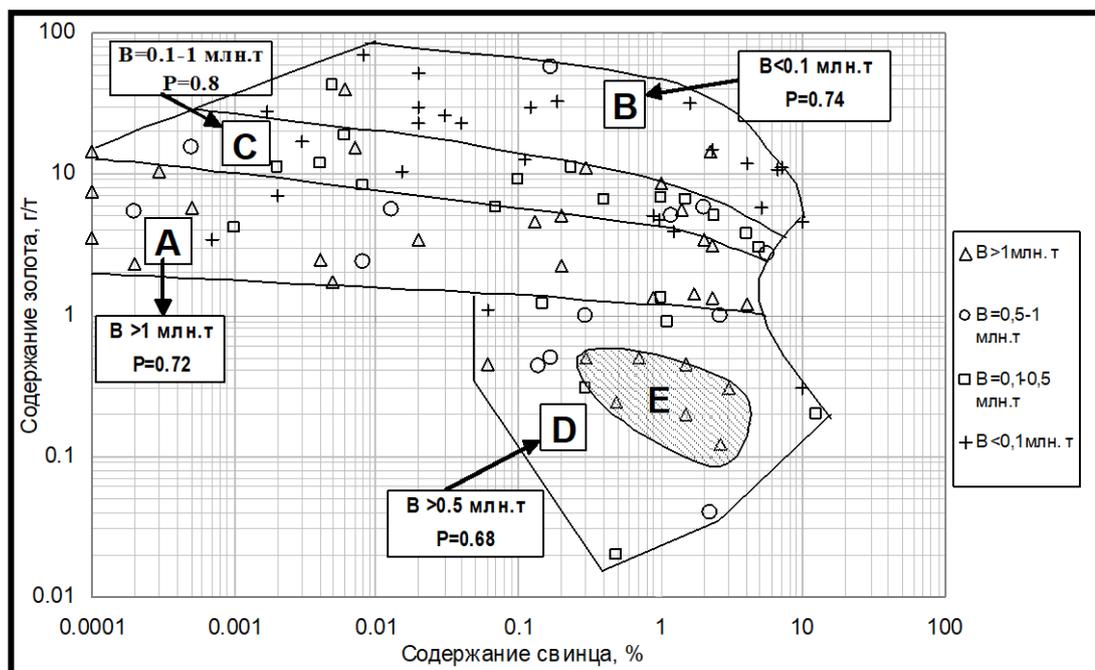


Рис. 3.6.12. Взаимосвязь между содержанием золота, свинца и запасами руды в золоторудных месторождениях.

3.6.5.5. Прогнозирование запасов руд на диаграмме $Au - Ag$

На диаграмме выделяются 4 кластера A, B, C, D (рис.3.6.13).

Кластер A состоит из мелких месторождений ($p=0.84, B=0.0002 \div 0.1$ млн. т). Он расположен в области высоких содержаний золота. В кластер B входят месторождения с запасами менее 0,5 млн.т, вероятность 0,83. Кластер C содержит месторождения с запасами 0,1÷1 млн.т, вероятность 0,79. Кластер D содержит крупные месторождения, с запасами более 1 млн. т, вероятность 1,0, и характеризуется повышенным содержанием серебра.

3.6.5.6. Прогнозирование запасов руд на диаграмме $Au - Cu$

На диаграмме выделяются 6 кластеров: A, B, C, D, E, F . Вероятно, эти кластеры, как и кластеры на некоторых других диаграммах, соответствуют определённым типам золоторудных месторождений. Однако для поля существования всех месторождений есть общее свойство – это обратная связь между содержанием золота и меди, что указывает на изоморфизм Au по Cu .

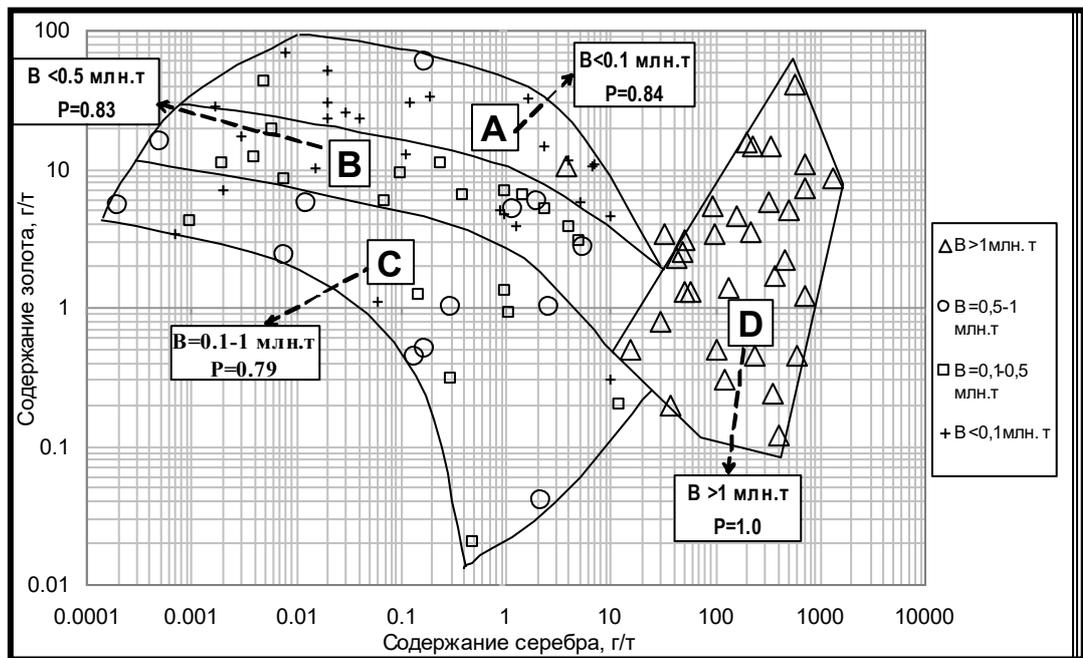


Рис. 3.6.13. Взаимосвязь между содержанием золота, серебра и запасами руды в золоторудных месторождениях.

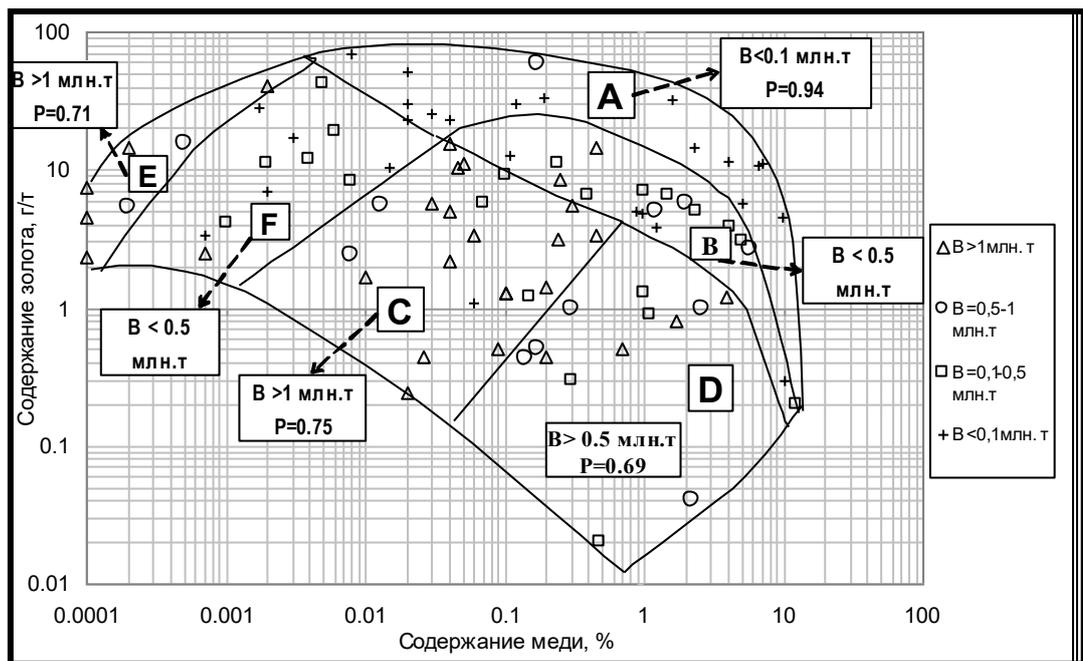


Рис. 3.6.14. Взаимосвязь между содержанием золота, меди и запасами руды в золоторудных месторождениях.

Подход, основанный на использовании таких диаграмм, на учёте состава подстилающих залежь пород и интенсивности теплового потока, может стать исходной базой для исследования рудопроявления путем анализа аддитивных многофакторных зависимостей с целью оценки масштаба оруденения, т.е. запасов руды.

3.6.6. Некоторые особенности адаптации золоторудных месторождений

Диаграммы химического состава руды (см. рис. 3.6.5), на которых показаны ее запасы по месторождениям, свидетельствуют о наличии не менее шести генетических подтипов месторождений.

Эти генетические подтипы являются продуктом комбинированного воздействия различных генетических факторов: состава пород, подстилающих залежь, рудовмещающих и ассоциирующих с залежью пород, интенсивности теплового воздействия магмы на стадии рудогенеза и пострудных изменений. Несомненно, воздействие и других невыясненных факторов.

На диаграммах «Среднее содержание *i*-го элемента - Запасы руды» (см. рис.3.6.1) чаще выделяются 2 группы подмножеств месторождений.

Для первой группы месторождений характерно высокое содержание металла при малых запасах руды. В ней наблюдается обратная связь между содержанием металла и запасами руды. Это свидетельствует о том, что месторождение из этой группы является объектом, где преобладали силы, стягивающие элементы к центру объекта. Т.е., чем сильнее действовали рудоформирующие факторы, тем сильнее уменьшались запасы руды, и возрастало содержание металлов. Возможно, это жильный тип.

Месторождения этой группы возникали при наличии в подстилающих залежь породах экранирующих литотипов: аргиллитов, солей и карбонатов. Последние здесь играли роль геохимического экрана.

Малые размеры месторождения объясняются быстрым залечиванием флюидопроводящих трещинных зон. Длительно могли функционировать лишь наиболее крупные проводящие каналы, вокруг которых и возникали небольшие месторождения.

Высокое содержание металла является следствием предварительного

накопления металлосодержащих флюидов (тонкорассеянного оруденения) под экранирующим слоем и их последующего стока в крупный проводящий канал, обслуживающий большую площадь прогрева, где происходила мобилизация металлов. Далее флюиды по каналу поднимались вверх и, в зоне термо-, баро-, геохимического барьера сбрасывали рудогенные элементы.

Вблизи локализованного в рудоконтролирующем канале, и направленного вверх высокотемпературного флюидного потока возникали прилегающие конвективные потоки. То есть, в толще пород над экранирующим слоем действовали горизонтальные потоки, радиально направленные к рудоконтролирующему каналу.

Именно поэтому для месторождений 1 группы характерно конкреционное стягивание рудогенных элементов, сопровождаемое ростом содержания металла и уменьшением объёма месторождения.

Для второй группы месторождений характерны большие запасы руды и изменение в широких пределах содержания металла. Между содержанием металла и запасами руды в месторождениях существует прямая зависимость.

Это свидетельствует о постоянной связи зоны рудогенеза с источником рудоносных флюидов. Причина этого заключается в том, что рудовмещающая толща подстилается конгломератами и песчаниками, то есть, проницаемыми для флюидов слоями.

Поэтому рудоконтролирующие каналы представляют собой мощную систему длительно функционирующих пористых и трещиноватых зон. По ним, *при возникновении месторождения*, флюидные потоки в рудовмещающую толщу поступали на больших площадях и приносили металл. Кроме того, песчаники и конгломераты и сами могли быть источником металла.

Как следствие этого, месторождение представляло собой объект, формирующийся с расширением. Другими словами, каждая порция

металлоносного флюида обеспечивала рост и объёма рудного тела, и содержания металла в руде.

После возникновения, месторождения из обеих групп изменялись под влиянием пострудных магматических инъекций, т.е. пострудного теплового потока.

В первой группе, в мелких месторождениях, пострудный тепловой поток увеличивал содержание металлов и снижал объем рудных тел. То есть, вызывал конкреционное стягивание.

Во второй группе, в крупных месторождениях, под влиянием пострудного теплового потока, увеличивался объем месторождения и росло содержание металла.

3.7. Основные выводы по третьей главе «Адаптивный анализ рудных месторождений»

Из третьей главы следуют:

Защищаемое положение. Скорость твёрдофазной диффузии элементов растёт с увеличением их атомной массы, радиуса и меняется скачком, если эти параметры равны параметрам элементов матрицы. твёрдофазная диффузия участвует в адаптации минерагенового элемента: если его адаптивные параметры «температура Дебая» и «расстояние до инертного газа» не соответствуют *PT*-условиям массива, то внутрикристаллические связи рвутся, элемент активируется, диффундируя из минерала, и мигрирует во флюидах. Благодаря адаптации химических элементов происходит адаптация рудной залежи к *PT*-условиям, с взаимосвязанным изменением запасов и состава руды. Адаптация залежи идёт в виде ее связной деформации в фазовом пространстве, поэтому однотипные месторождения рассматривались как срезы с непрерывного ряда деформации эталонной залежи, что позволило прогнозировать в фазовом пространстве неизвестные параметры изучаемого месторождения по известным параметрам однотипных месторождений.

Научная новизна. Установлено, что скорость твёрдофазной диффузии элемента, обеспечивающей его активацию – выход из объёма минерала перед последующей миграцией, увеличивается по мере роста его атомной массы, радиуса и степени отличия от элементов матрицы. Результаты выполненного моделирования объясняют причину влияния атомной массы на твёрдофазную диффузию. Выявлена адаптация химического элемента к давлению (*P*) в массиве посредством его атомного параметра «расстояние до инертного газа», к температуре (*T*) – посредством параметра «температура Дебая». Адаптация элемента проявляется через противоположные процессы: минерагенез в благоприятных *PT*-условиях и активацию в неблагоприятных *PT*-условиях.

Глава 4.

Роль адаптации и транзитного потока химических элементов в дифференциации вещества литосферы и в рудогенезе

4.1. Роль твёрдофазной диффузии и адаптации химических элементов в дифференциации вещества литосферы

4.1.1. Изученность проблемы дифференциации химических элементов в литосфере

В п. 4.1.1 краткий обзор известных представлений о дифференциации химических элементов в эндогенных процессах выполнен по работам В.Ф. Барабанова (1985 г.), А.Х. Браунлоу (1984 г.), Я.Мияки (1969 г.), А.Н. Тугаринова (1973 г.), Л.Н. Овчинникова (1988 г.), А.Д. Щеглова (1987 г.) и др.

Проблема дифференциации химических элементов имеет две стороны. Первая — это их распространённость в природных объектах. Вторая - причины перераспределения элементов в природных процессах. Широкомасштабными исследованиями относительной распространённости химических элементов впервые стал заниматься Ф. Кларк (Clarke, 1899). Несколько позднее исследования были продолжены им вместе с Вашингтоном (Clarke F. W., Washington N.S., 1924). На основании данных, собранных Кларком и Вашингтоном, Харкинс установил, что элементы с чётными атомными числами более распространены, чем с нечётными (Harkins, 1917). Эта закономерность была названа правилом Оудо-Харкинса. А.Е. Ферсман, исследуя представления Л.

Мейтнер о геолито-группах, подсчитал, что распространение изотопов в природе подчиняется закону кратности четырём.

В 1850 году была выдвинута гипотеза о сходстве среднего состава Земли с составом метеоритов. В. М. Гольдшмидт в 1922 г. детально разработал эту гипотезу. Используя известный из металлургии факт о распределении фаз в процессе доменной плавки руды на металлическую (внизу), сульфидную (в середине), силикатную и газовую (вверху) составляющие, он предположил, что вещество метеорита содержит три основные зоны Земли. Это - силикатная оболочка (кора), окисно-сульфидный слой (мантия) и железо-никелевое ядро. Для описания примесных элементов, сконцентрированных в железной фазе метеоритов, он использовал термин сидерофильный, в сульфидной - халькофильный, в силикатной фазе - литофильный. Элементы, преимущественно встречающиеся в атмосфере, были названы атмосфильными. Позднее, вместе с И. Ноддак и В. Ноддак, было продолжено систематическое исследование элементов в этих фазах. В последующие 30 лет ими совершенствовалась эта классификация элементов. Правильность классификации Гольдшмидта базируется на сходстве электронных конфигураций элементов одной группы. У литофильных элементов валентные электроны находятся над оболочкой из 8 электронов. Валентные электроны поэтому экранированы от ядра, а элементы стремятся к образованию ионов.

В.В. Щербина (1971 г.) к числу литофильных относит 54 элемента: щелочные элементы и щёлочноземельные, В, Al, Sc, лантаноиды, актиноиды, С, Si, Ti, Zr, Hf, Р, V, Nb, Та, О, Cr, W, галогены, Mn, возможно Tc, и At. У халькофильных элементов валентные электроны экранированы от ядра оболочкой из 18 электронов. Они стремятся к образованию ковалентных связей с серой. К ним относятся 18 элементов: Cu, Ag, Hg, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Si, Se, Te, Sn, Ca, Ge, Cd, Tl, Po. В природе они встречаются в виде сульфидов, в самородном состоянии, в виде селенидов и теллуридов. У сидерофильных элементов достраиваются две внешние электронные оболочки. Поэтому положительный

заряд ядра оказывает сильное воздействие на внешние электроны, которые при определённых условиях становятся не вполне доступными для связи с другими элементами. Следствием является нахождение этих элементов в самородном состоянии. К ним относятся С, Со, Мо, Pd, Re, Pt, P, Ni, Ru, Sn, Os, Au, Fe, Ge, Rh, Ta, Ir. Атмофильные элементы имеют заполненную электронную оболочку - это инертные газы, а также N и H. В природе находятся главным образом в самородном состоянии. К биофильным элементам относятся: O, C, H, N, Ca, Mg, K, Na, S, Cl, P, и Fe. Эти элементы образуют живые организмы и обеспечивают их стабильность.

Исследованиями распространённости и геохимической специализации элементов занимались советские геологи В. И. Вернадский, А.Е. Ферсман, А. М. Заварицкий и др. В.И. Рехарский (1964 г.) установил, что отношение содержания элемента в основных породах к содержанию в кислых породах (коэффициент концентрации) определённым образом подчиняется периодичности менделеевской таблицы. Аналогичную связь для ультраосновных пород и метеоритов обнаружил Ю.Г. Щербаков (1965 г.). *Это явление он объяснил изменением температуры плавления соединений различных элементов.*

Приведённые закономерности фиксируют факт определённой специализации химических элементов. Или дают качественную взаимосвязь распространённости элементов с периодической системой Менделеева.

К попытке количественно оценить распространённость химических элементов в природе относится установление Гольдшмидтом (1937 г.) закономерности экспоненциального уменьшения содержания элементов по мере роста их атомного номера (веса). Клейн, Бесков, Треффенберг (Klein, Beskow, Treffenberg, 1946 г.) эту закономерность пытались объяснить исходя из теории равновесия Вейцеккера (1937 г.). Согласно этой теории, современное состояние генерации элементов равновесно. Однако, теория не объясняет большую распространённость тяжёлых элементов 6 и 7 периодов. Это несоответствие обходит теория нейтринного захвата, по которой химические элементы

возникли не в результате состояния равновесия, а их количество прогрессивно возрастало. Эта теория была разработана Альфером, Бете и Гамовым (Alfer, Bethe, Gamov, 1948 г.).

Планетарная дифференциация химических элементов происходит в результате гравитационной сегрегации в соответствии с теорией Гольдшмидта (1937 г.). То есть, кристаллы тяжёлых элементов опускаются вниз, а лёгкие фракции всплывают. Именно термо-гравитационной химико-плотностной конвекции обязано зональное строение Земли (Е.В. Артюшков, 1979 г.). Л.Н. Овчинников (1988 г.) считает, что при этом происходило отделение летучих, переносивших рудное вещество вверх, в зону рудонакопления. Он говорит, что не было препятствий для «... экстракции металлов из окружающей среды... на всем протяжении движения флюидов от ядра до верхней части литосферы - зоны рудоотложения» [242, с.26].

Латимер считает, что дифференциация химических веществ происходила ещё в процессе аккреции [Latimer, 1950 г.]. Более тяжёлое железо, устремляясь к центру протопланетного пылегазового облака, приобретало более высокую скорость. И, благодаря простому строению кристаллической решётки, быстрее кристаллизовалось. Поэтому в центре облака вначале формировалось железное ядро. По тем же законам вокруг ядра возникала ортосиликатная мантия, а затем образовалась более лёгкая базальтовая кора. Согласно Л.Н. Овчинникову, [242, с.33] ценность химических элементов возрастает с уменьшением их кларка. И промышленность все в большей степени нуждается в тех элементах, которые находятся в примесной форме в кристаллах из основных элементов.

Известный закон Гольдшмидта отражает зависимость *содержания примесного элемента в минерале от его ионного радиуса и электрического заряда. Содержание возрастает с приближением ионного радиуса примеси к ионному радиусу матрицы, и с увеличением заряда примеси.* Однако существует значительное число исключений из этого правила. Для объяснения

фактов Аренс [Ahrens, 1953] ввёл концентрацию функции поля, тождественную кулоновой силе для пробного заряда. Согласно этой поправке, содержание примеси возрастает с увеличением функции поля при равенстве валентности и ионного радиуса.

Рингвуд [Ringwood, 1955], в развитие идей Гольдшмидта, выяснил, что, при кристаллизации магмы, в первую очередь в кристалл проникнет примесный атом с наименьшей электроотрицательностью. Другими словами, *если у двух ионов заряды равны, то в кристалл войдёт ион меньшего размера, а при равенстве величины ионов войдёт ион большего заряда*. Ионы с зарядом больше трёх в жидкой фазе образуют комплексы, окружая себя анионами. И кристаллическую решётку они часто достраивают этими комплексами. Для них Рингвуд выяснил следующие правила кристаллизации: *ионы, образующие нететраэдрические комплексы, или имеющие заряд выше 4-х, или очень крупный размер, концентрируются в остаточных расплавах*.

Для лантаноидов, которые образуют нететраэдрические комплексы, Г. Мюкке и П. Мёллер [G. K. Mücke, P. Moller, 1988] установили некоторые особенности кристаллизации. В магматическом расплаве тяжёлые лантаноиды стремятся войти в кристалл, разрушая комплексы жидкой фазы. Остаточный расплав тем самым обогащается лёгкими лантаноидами, имеющими бóльший ионный радиус. В гидротермальных растворах, наоборот, лёгкие лантаноиды входят в кальциевые минералы. Авторы отмечают, что ион может войти в кристалл вместе с лигандами, если строение комплекса соответствует строению кристалла.

Общеизвестна специализация примесных элементов в различных типах магматических пород [242, с.22]. И.В.Кучеренко считает, что металлогеническая специализация магматических комплексов (геологических формаций) лежит в основе развиваемого им рудноформационного метода [185, 186, 187]. Л.Н. Овчинников установил, что запасы металлов в месторождении возрастают с увеличением кларков этих металлов. Он предполагает существование

единого закона, ответственного за распределение вещества в земной коре и рудных месторождениях: «...можно предположить, что не только слагающие земную кору силикатные горные породы испытывают дифференциацию, но и металлы, рассеянные в земной коре и верхней мантии, дифференцируются по вертикали с зональностью, моделями которой могут служить зональность геохимических ореолов, распространяющаяся на сотни метров, и зональность распределения месторождений вокруг интрузива, захватывающая километры» [242, с.48]. *В качестве причин дифференциации рудного вещества, в ходе которой образуются месторождения, Л.Н. Овчинников рассматривает осадочно-хроматографический механизм. Хроматография «...объединяет широкий круг физико-химических процессов распределения, адсорбции, диффузии, ионного обмена» [242, с.214]. Металлы в растворах переносятся в виде комплексов, и «... зональность рудных тел и ореолов определяется разной устойчивостью комплексных ионов». По пути продвижения рудоносного раствора «... будет наблюдаться последовательное относительное обогащение твёрдой фазы металлами, комплексные ионы которых обладают все бóльшей и бóльшей устойчивостью» [242, с.216]. Устойчивость комплексных ионов оценивается по К.Б. Яцимирскому и численно приравнивается к изменению энергии при переходе иона центрального атома комплекса в нейтральное состояние. Причина различной извлекаемости разных металлов из расплава и пород, как правило, не выясняется. Извлечение металлов из магматических расплавов происходит [242] газовыми флюидами с комплексными соединениями металлов:*

- a) в виде водно-хлоридных флюидов;
- b) в виде соляных расплавов;
- c) в магнетитовых и сульфидных расплавах, образующихся в результате ликвации или вытеснения железа известняком из силикатной магмы;
- d) в результате пенной флотации капель атомарных металлов.

Отмечается, что отделение металлов из расплава магмы происходит не

одноактно, а «... закономерно сопровождает весь длительный магматический процесс, начиная с самых первых его этапов» [242, с.74]. Рассматривая извлечение металлов из горных пород, Л.Н. Овчинников подчёркивает, что лёгкость извлечения обусловлена нахождением металлов в рассеянной молекулярной или атомарной форме [242, с.77].

Общеизвестно о флюидных потоках, приносящих из первично неоднородной мантии рудное вещество. Так, А.Д. Щеглов отмечает: «Экстракция рудного вещества из мантии ... обусловлена воздействием на вещество мантии флюидных потоков. ... Накоплен значительный материал ... по эмбриональной рудоносности мантии и существованию в подкоровых зонах литосферы геохимических и рудных неоднородностей» [341, с.135, 154].

Существенным является изменение рудогенеза во времени. Считается, что *уменьшение доли высокотемпературных рудных образований и рост доли легкоплавких является следствием «... термической деградации мантии»* [Рундквист, 1971 г.]. Эпохи глобального разогрева, возможно связанные «... с перестройкой конвективных ячеек» сопровождаются резким увеличением «... числа месторождений такого тугоплавкого металла, как вольфрам» [В.К. Денисенко, 1978]. Наблюдается систематическое снижение железистости и марганцевистости изверженных пород [И.И. Абрамович, 1984].

Выделим некоторые важные для наших исследований моменты:

а. *Породообразующие химические элементы разделяются в гравитационном поле.* Элементы примеси входят в минералы в соответствии с правилом Гольдшмидта - Рингвуда.

б. Зональность месторождений и рудных провинций подчиняется термической зональности и, возможно, правилу устойчивости водно-газовых комплексов рудогенного элемента.

с. Рудогенез меняется во времени от формирования месторождений тугоплавких элементов в сторону легкоплавких благодаря термической деградации мантии.

d. Движение рудоносных растворов соответствует осадочно-хроматографической модели, в числе прочих содержащей и диффузию.

Отсюда возникают вопросы, требующие уточнения в нашем исследовании:

1. Нет ли единого механизма дифференциации примесных элементов в разных типах магматических пород?
2. Возможен ли одинаковый механизм распределения примесей в магматических породах и металлов в зонах оруденений?
3. Только ли термической деградацией мантии обусловлена эволюция рудогенеза во времени?

Далее приводятся результаты диссертационных исследований автора.

4.1.2. Изменение в геологических объектах содержания химических элементов в зависимости от их атомных параметров

Нами установлено, что 14 наиболее распространённых в литосфере элементов: *Mg, Si, Fe, Al, S, Ni, Ca, Na, K, Ti, Co, Cr, O, Mn*, составляющих 99,5% от общей массы литосферы, дифференцировались в планете под действием полей гравитации и давления. Это следует из того (рис.4.1.1), что в ряду хондрит – ультраосновные – основные - средние – кислые породы, т.е. снизу – вверх, уменьшается усреднённая атомная масса (из-за действия гравитации) и атомный параметр «расстояние до инертного газа» (он отвечает за адаптацию элемента к давлению в массиве – см. п.п.3.2.1, 3.2.3).

Вклад полей гравитации и давления в дифференциацию вышеуказанных элементов одинаков (достоверность аппроксимации $R^2=0,826\div 0,835$), в то же время температура массива не влияла на данный процесс. Это видно из увеличения усреднённой Дебаевской температуры элементов снизу - вверх, от ультраосновных пород к кислым (рис. 4.1.1).

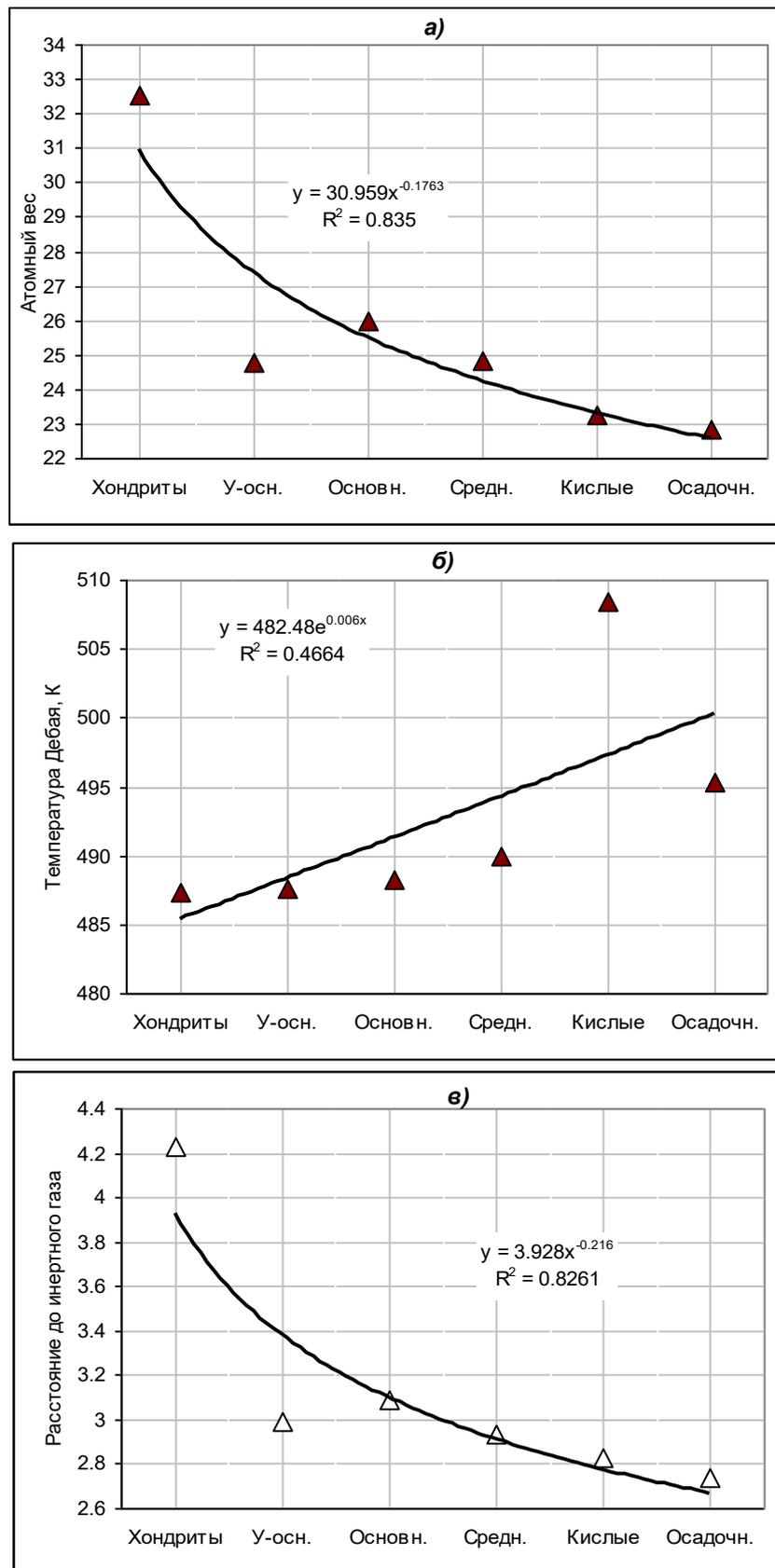


Рис. 4.1.1. Изменение усреднённых значений атомных параметров (ось y) для пространённых элементов литосферы: для $Mg, Si, Fe, Al, S, Ni, Ca, Na, K, Ti, Co, Cr, O, Mn$, в ряду хондрит – ультраосновные – основные – средние – кислые – осадочные породы (ось x): a – атомной массы, b – температуры Дебая, $в$ – расстояния до инертного газа элемента. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до весьма высокой.

Автор также изучил закономерности дифференциации *всех* химических элементов в зависимости от их атомных параметров, анализируя их накопление в хондритах, в магматических, осадочных породах и в океане. В результате установлено (достоверность $R^2=0.64\div 0.99$, по шкале Чеддока теснота связи от высокой до весьма высокой), что содержание химического элемента зависит от его атомных параметров – от температуры Дебая (Θ), электроотрицательности (\mathcal{E}), расстояния до инертного газа (e), атомной массы (M), радиуса (R) и от его адаптивности (A) (табл.4.1.1).

Таблица 4.1.1

Содержание в природных объектах химических элементов
в зависимости от их атомных параметров (достоверность R^2 в 3-й графе)

Объект	Содержание химических элементов зависит		
	от их атомных параметров		от их содержания в нижнем слое и от их атомных параметров
	Формула	R^2	Формула
Вселенная K_c (Без F)	$K_c = (\Theta^{0.2} \mathcal{E}^4) / M^5$	0,68	
Хондриты K_x (без C, B, N)	$K_x = (\Theta^{3.7} R^8 e^2 \mathcal{E}^7) / M^8$	0,64	
Ультраосновн. породы K_y (без B)	$K_y = (\Theta^{3.2} e) / (\mathcal{E} M^{5.5})$	0,81	$K_y = (K_x \Theta) / e^{0.7}$
Базальты K_b	$K_b = (\Theta^3 R^5 \mathcal{E}^2) / M^6$	0,73	$K_b = (K_y A M^2) / (\mathcal{E}^3 e)$
Породы среднего состава K_{cp} (Без B, C, N)	$K_{cp} = (\Theta^2 \mathcal{E}) / (A M^{3.5} R^3)$	0,75	$K_{cp} = (K_b M R) / e$
Кислые породы K_k (Без B, C, N)	$K_k = (\Theta^{2.5} \mathcal{E}^2) / (A M^4 R)$	0,74	$K_k = K_{cp} / (\Theta^{0.7} A^{0.5})$
Океан (мг/л)	$K_{ок} = 1000(R^8 \Theta^2 \mathcal{E}^2) / (e^4 M^4)$	0,99	

4.1.3. Значительная роль твёрдофазной диффузии, адаптации всех химических элементов в их дифференциации в литосфере

Опираясь на вышеизложенное, автор выдвинул рабочую гипотезу об адаптации *всех химических элементов* к **PT**- условиям в литосфере. Для проверки этой гипотезы изучались диаграммы «Атомные параметры химических элементов - Коэффициенты концентрации элементов (K^k)» для главных типов магматических пород, где коэффициент концентрации – это отношение кларка элемента в выше расположенном структурном этаже Земли к его кларку в ниже расположенном этаже, соответствует интенсивности его миграции (рисунки 4.1.2 ÷ 4.1.7).

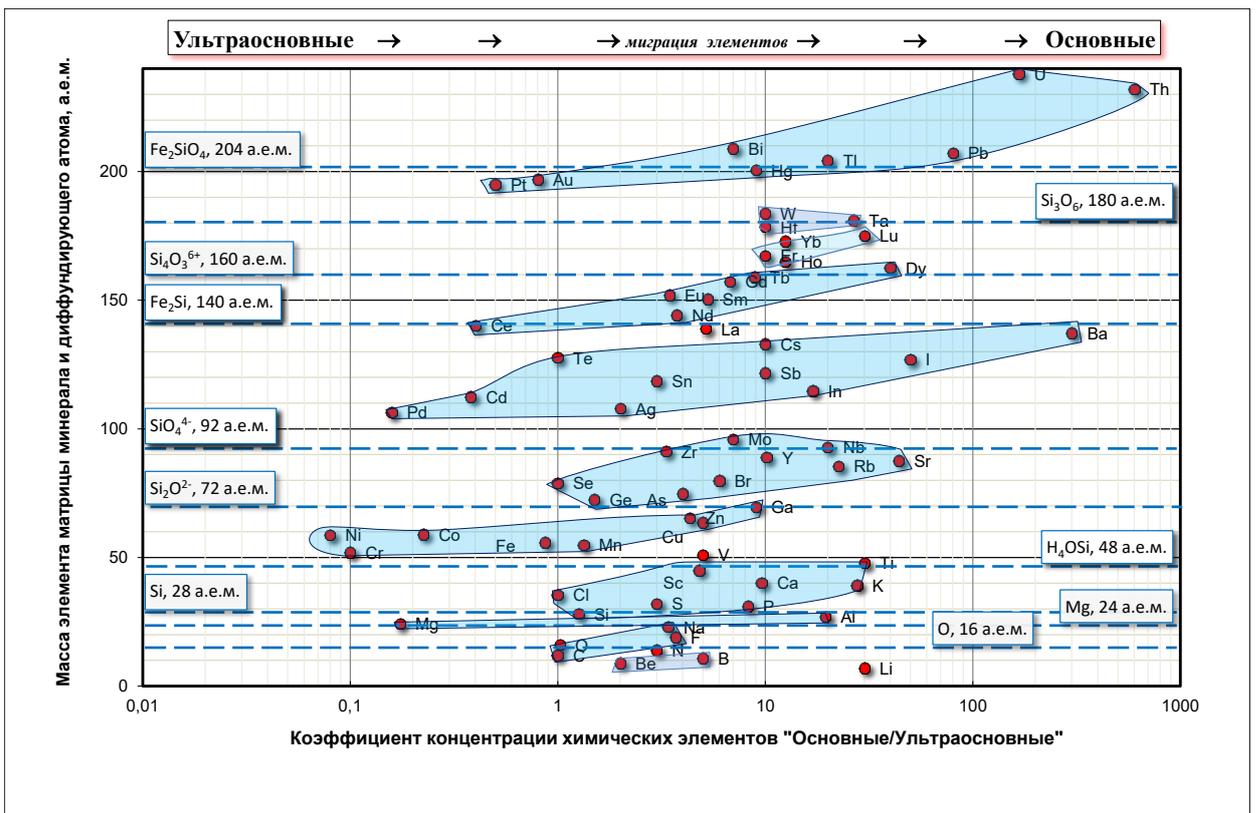
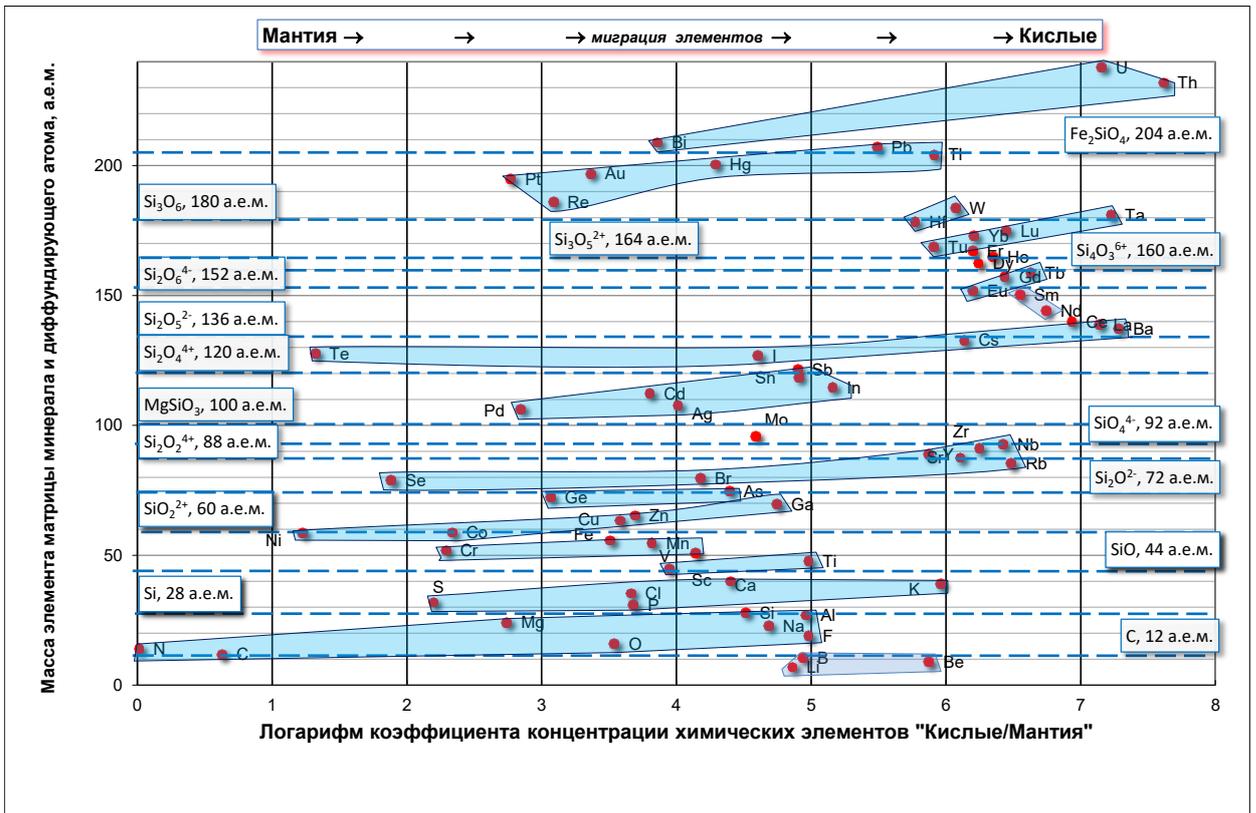


Рис. 4.1.2. Влияние массы (М) элементов матрицы литосферы (атомов, ионов, молекул) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации. (Продолжение)

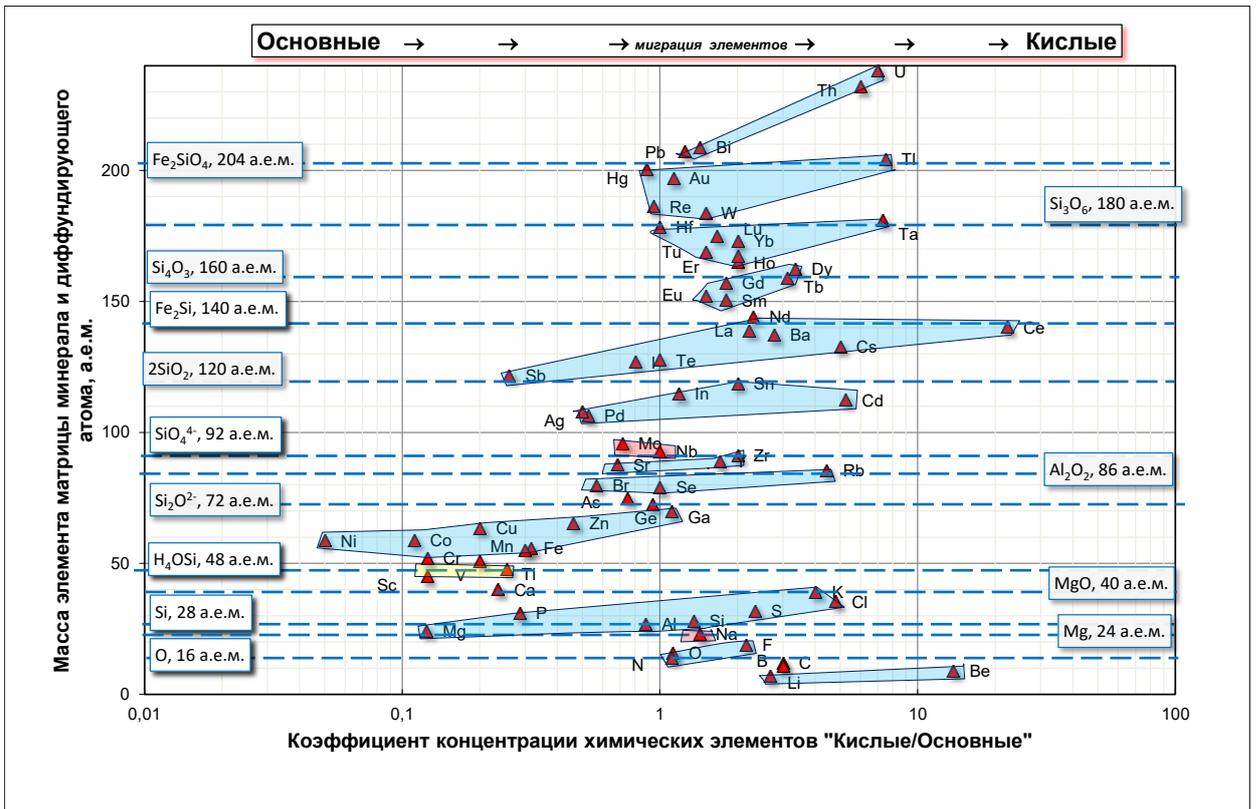


Рис. 4.1.2. Влияние массы (M) элементов матрицы литосферы (атомов, ионов, молекул) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации. (Окончание)

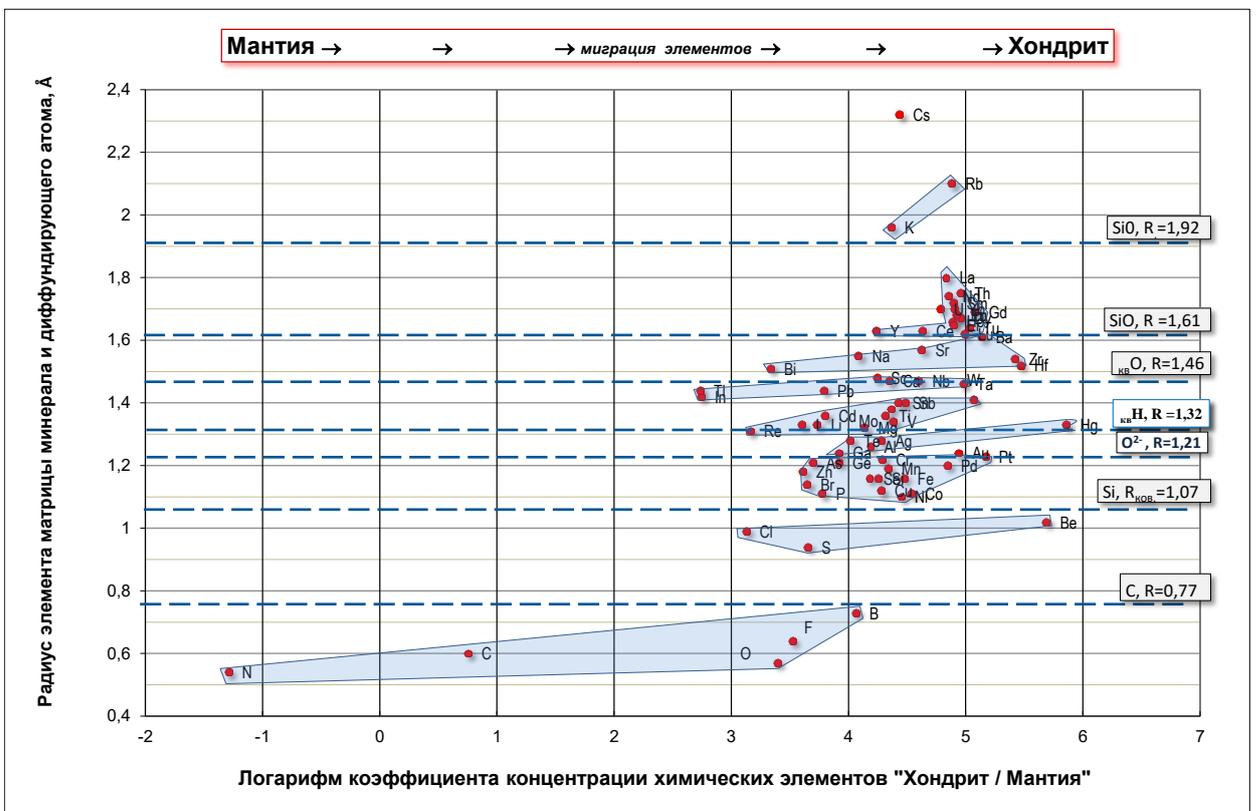


Рис. 4.1.3. Влияние радиуса (R , Å) элементов матрицы литосферы (атомов, ионов, молекул) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации.

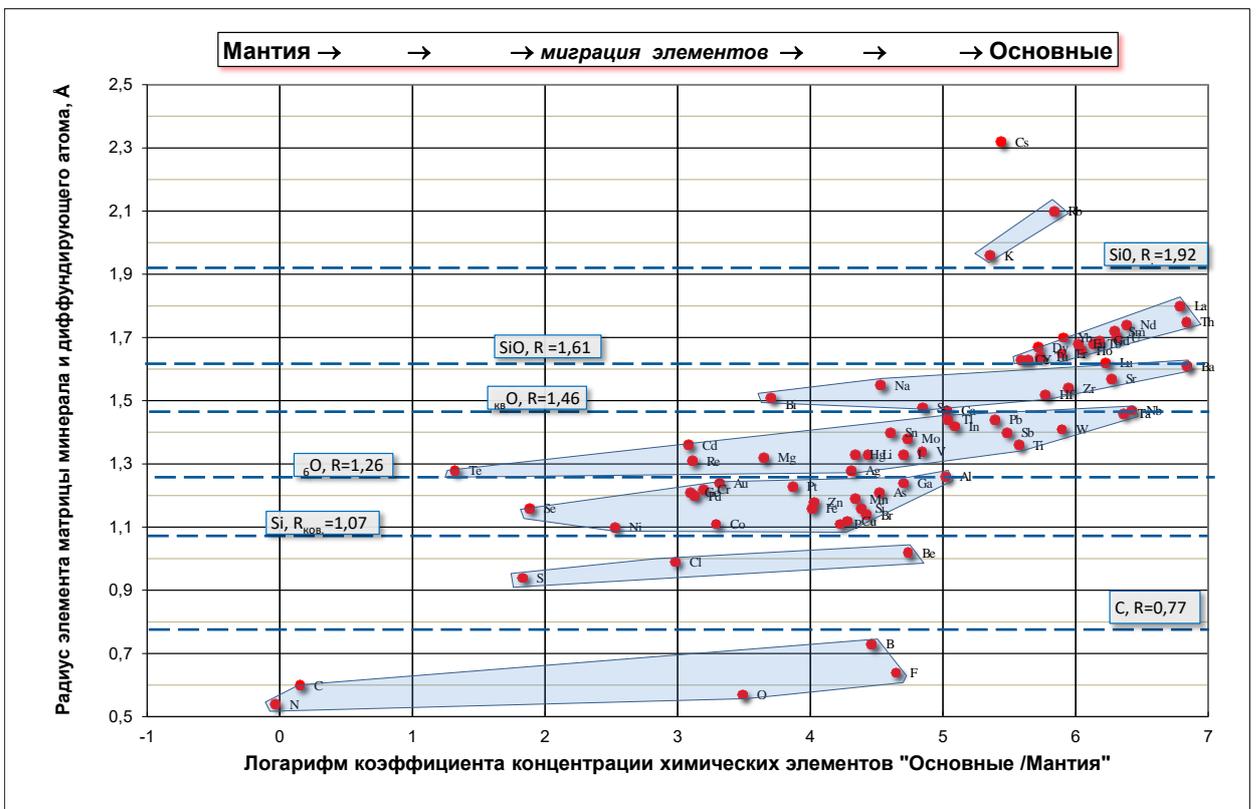
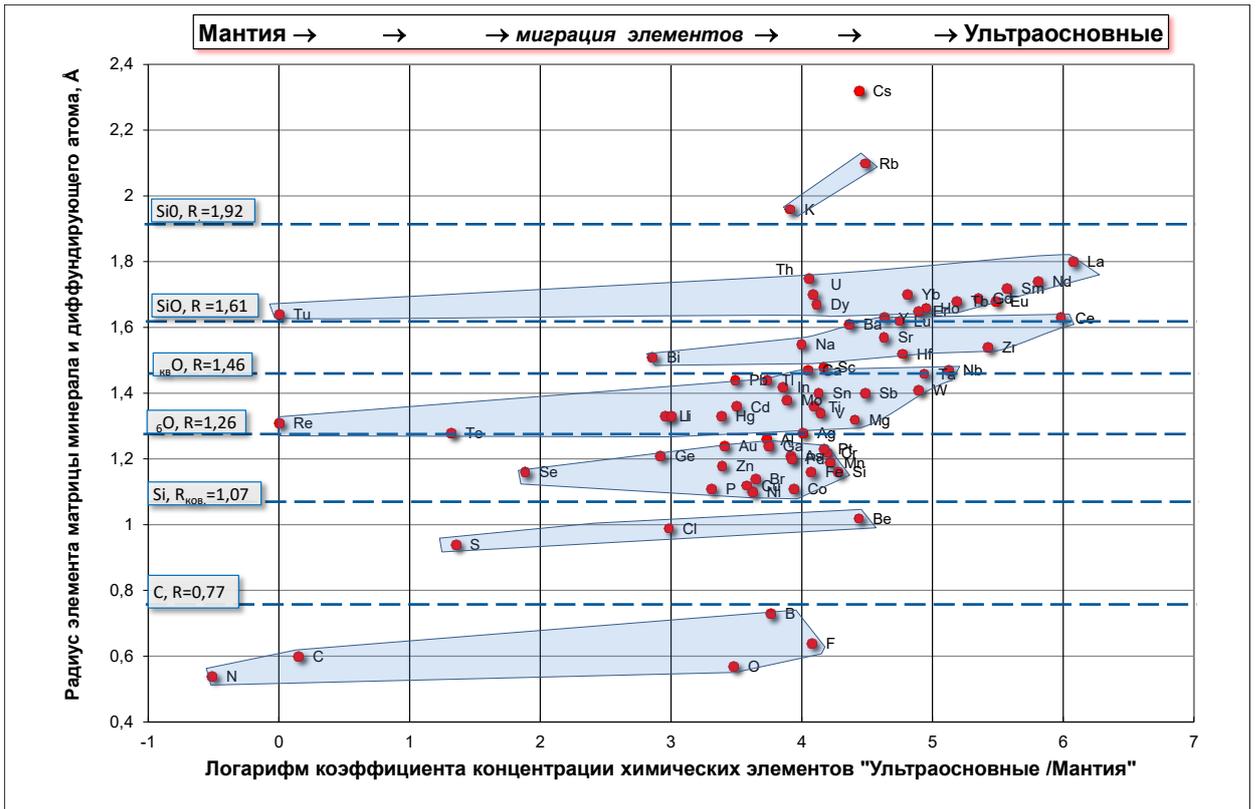


Рис. 4.1.3. Влияние радиуса ($R, \text{Å}$) элементов матрицы литосферы (атомов, ионов, молекул) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации. (Продолжение).

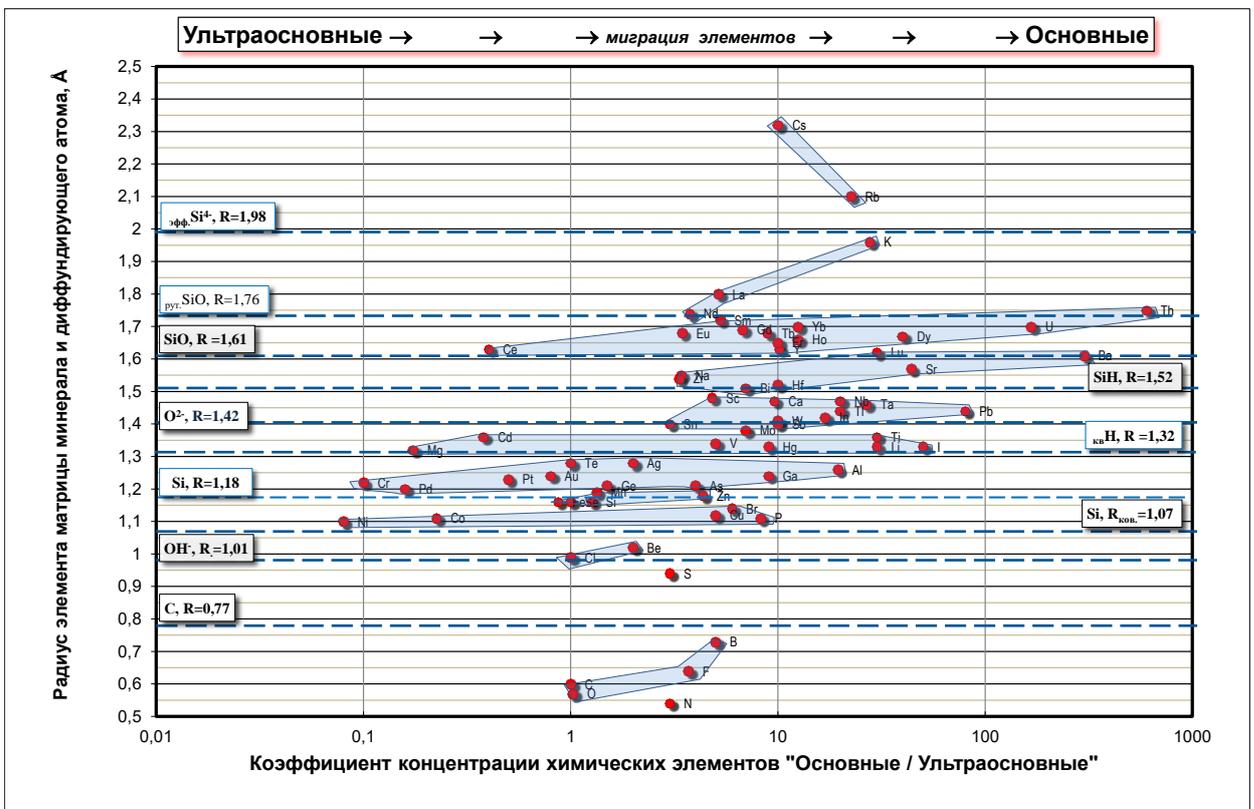
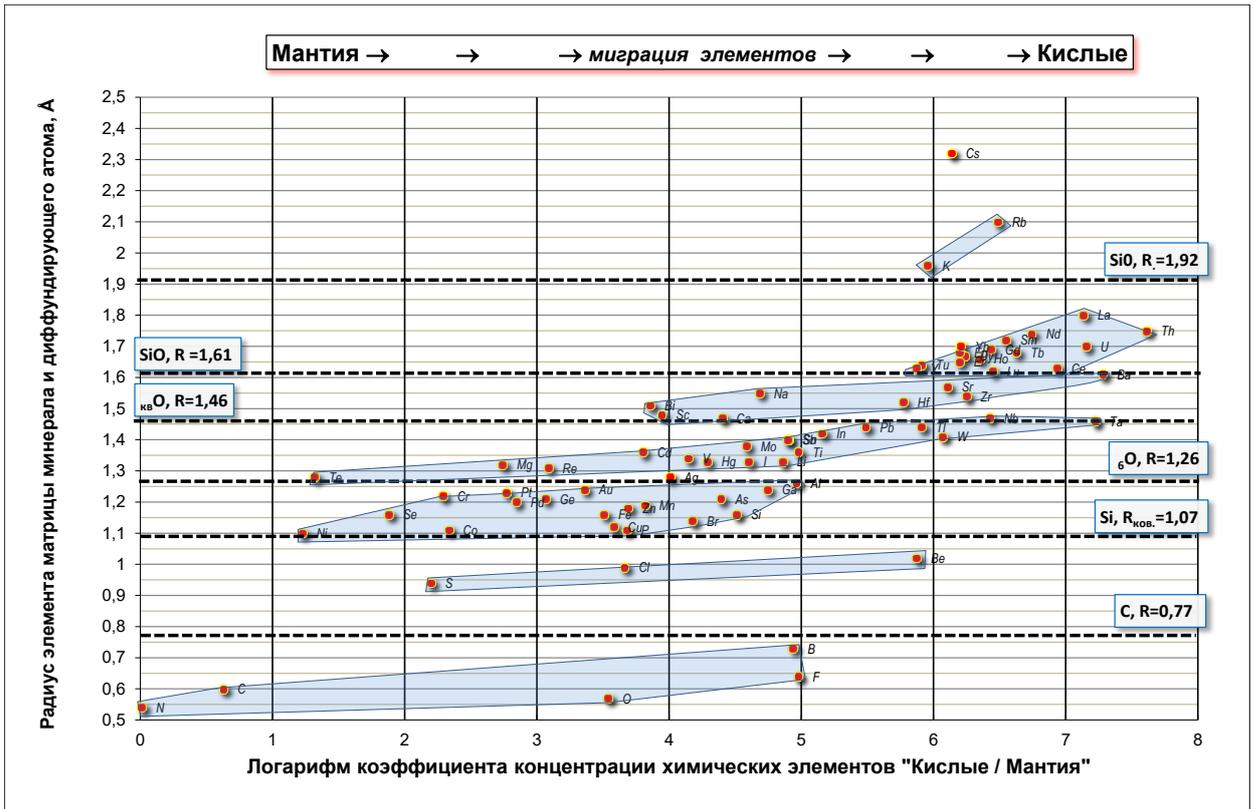


Рис. 4.1.3. Влияние радиуса (R , Å) элементов матрицы литосферы (атомов, ионов, молекул) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации. (Продолжение).

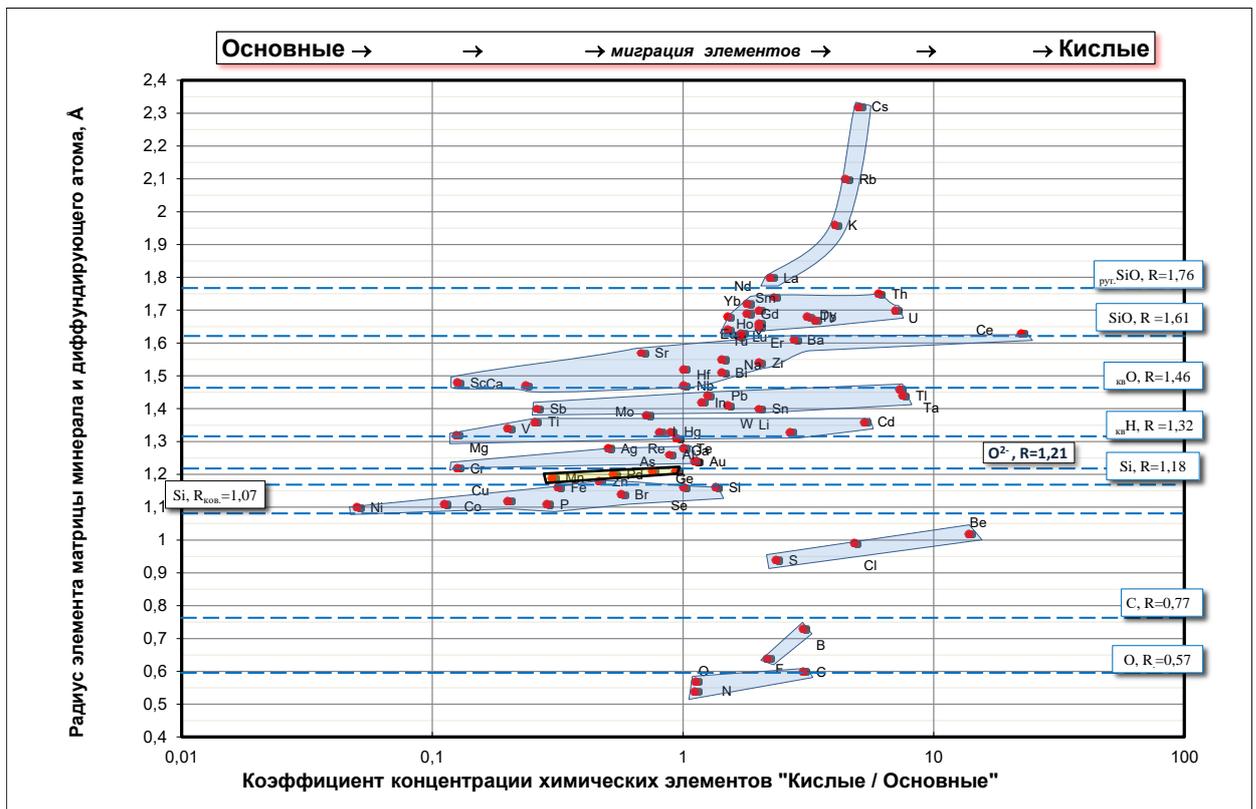


Рис. 4.1.3. Влияние радиуса ($R, \text{Å}$) элементов матрицы литосферы (атомов, ионов, молекул) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации. (Окончание).

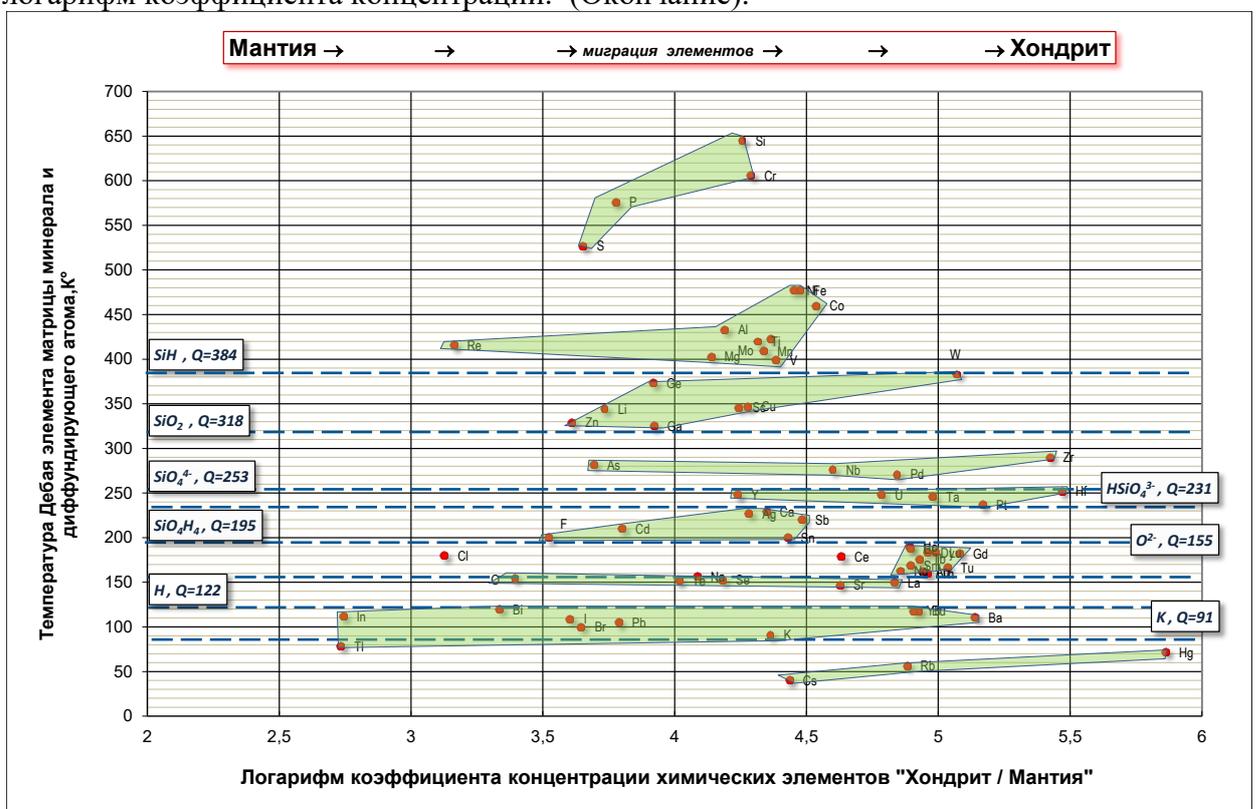


Рис. 4.1.4. Влияние температуры Дебая (Θ) элементов матрицы литосферы (атомов) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации.

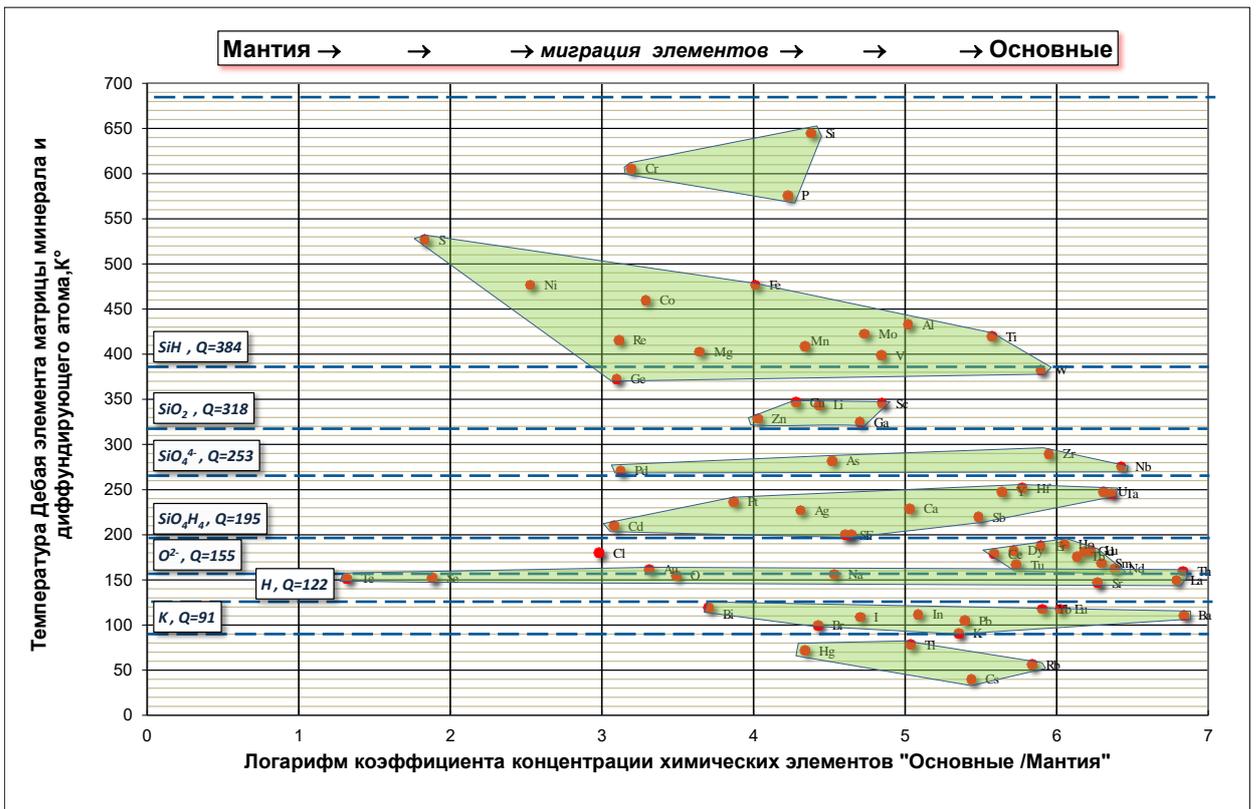
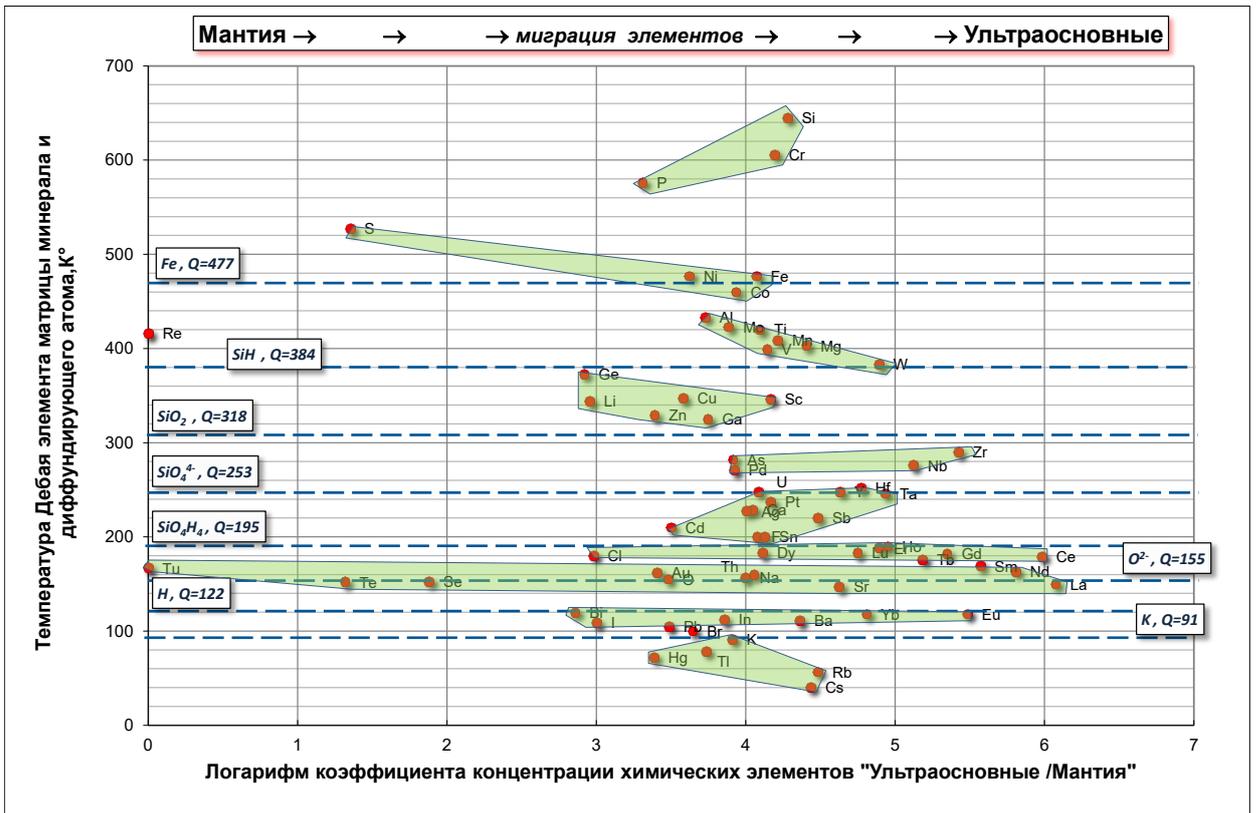


Рис. 4.1.4. Влияние температуры Дебая (Θ) элементов матрицы литосферы (атомов) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации. (Продолжение).

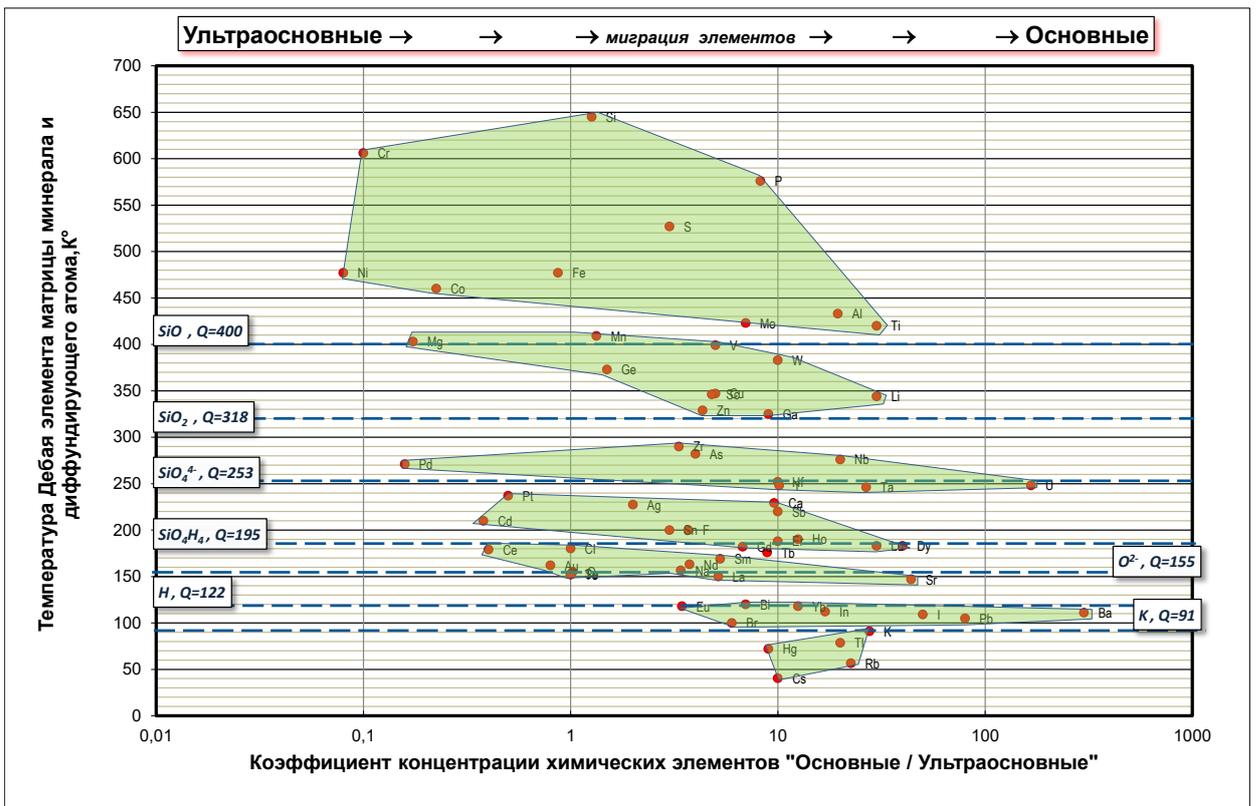
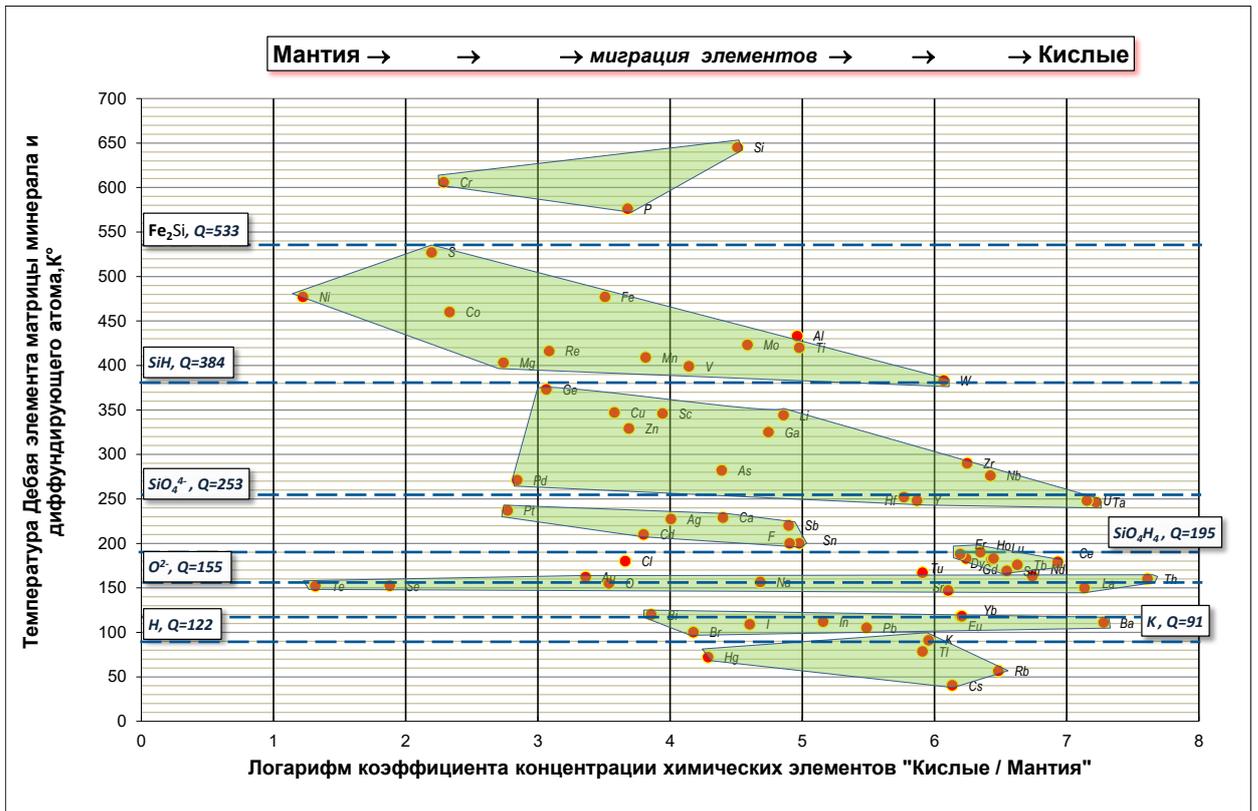


Рис. 4.1.4. Влияние температуры Дебая (Θ) элементов матрицы литосферы (атомов) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации. (Продолжение).

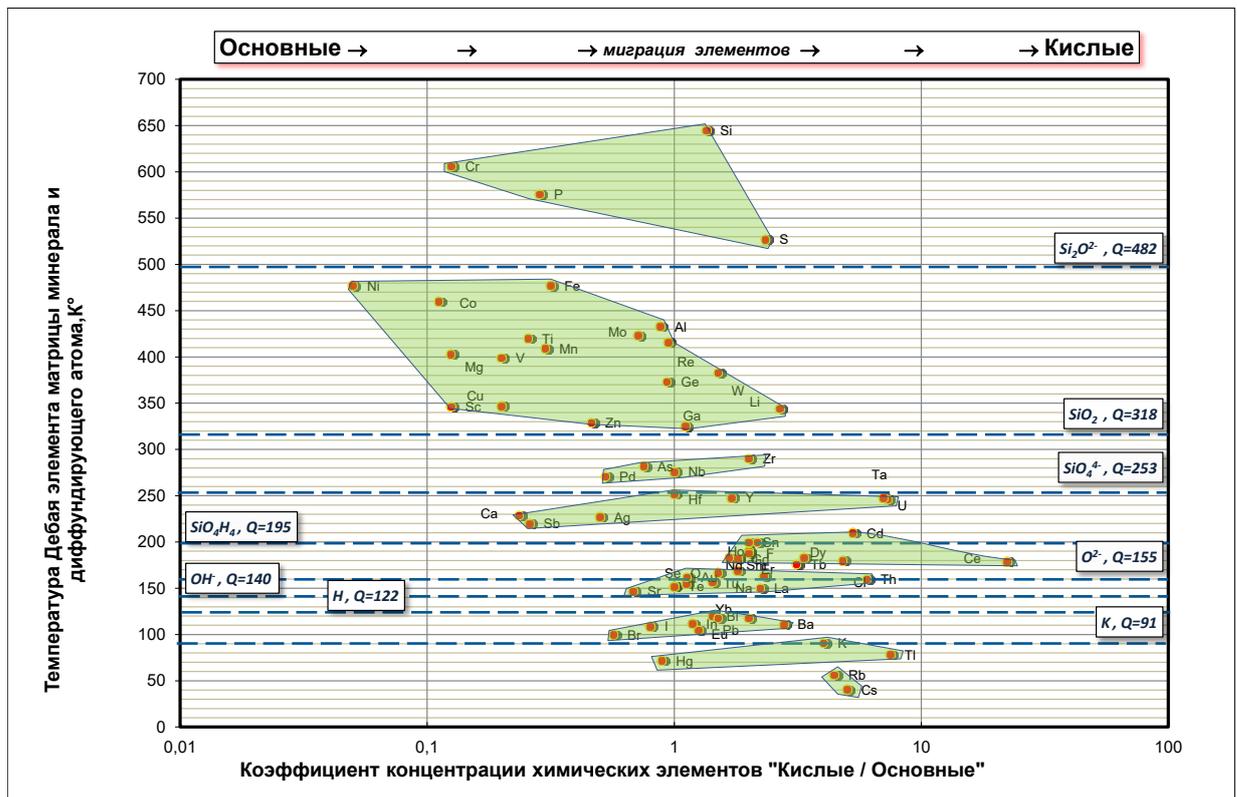


Рис. 4.1.4. Влияние температуры Дебая (Θ) элементов матрицы литосферы (атомов) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации. (Окончание).

Диаграммы строились исходя из общепринятого мнения, что первоначальный состав Земли приблизительно соответствует составу протопланетного пылегазового вещества. Сопоставление установленных автором закономерностей твёрдофазной диффузии химических элементов в моноэлементных матрицах (см. п. 3.1) с особенностями миграции химических элементов в литосфере (см. рис. 4.1.2 ÷ 4.1.7) позволил установить сходство диаграмм «Атомные параметры (V) химических элементов – Скорость диффузии (D) в моноэлементных матрицах» (см. п.3.1), и «Атомные параметры (V) химических элементов – Коэффициент концентрации (K^k) в литосфере». В частности, и скорость (D) твёрдофазной диффузии в моноэлементной матрице (см. п.п. 3.1.4, 3.1.5), и коэффициент концентрации (K^k) химических элементов в литосфере возрастают по мере увеличения массы и радиуса их атомов. Это указывает на действие в обоих случаях «эффекта массы атома» и «эффекта величины атома», следовательно, на значительную роль твёрдофазной диффузии химических элементов в их дифференциации в литосфере.

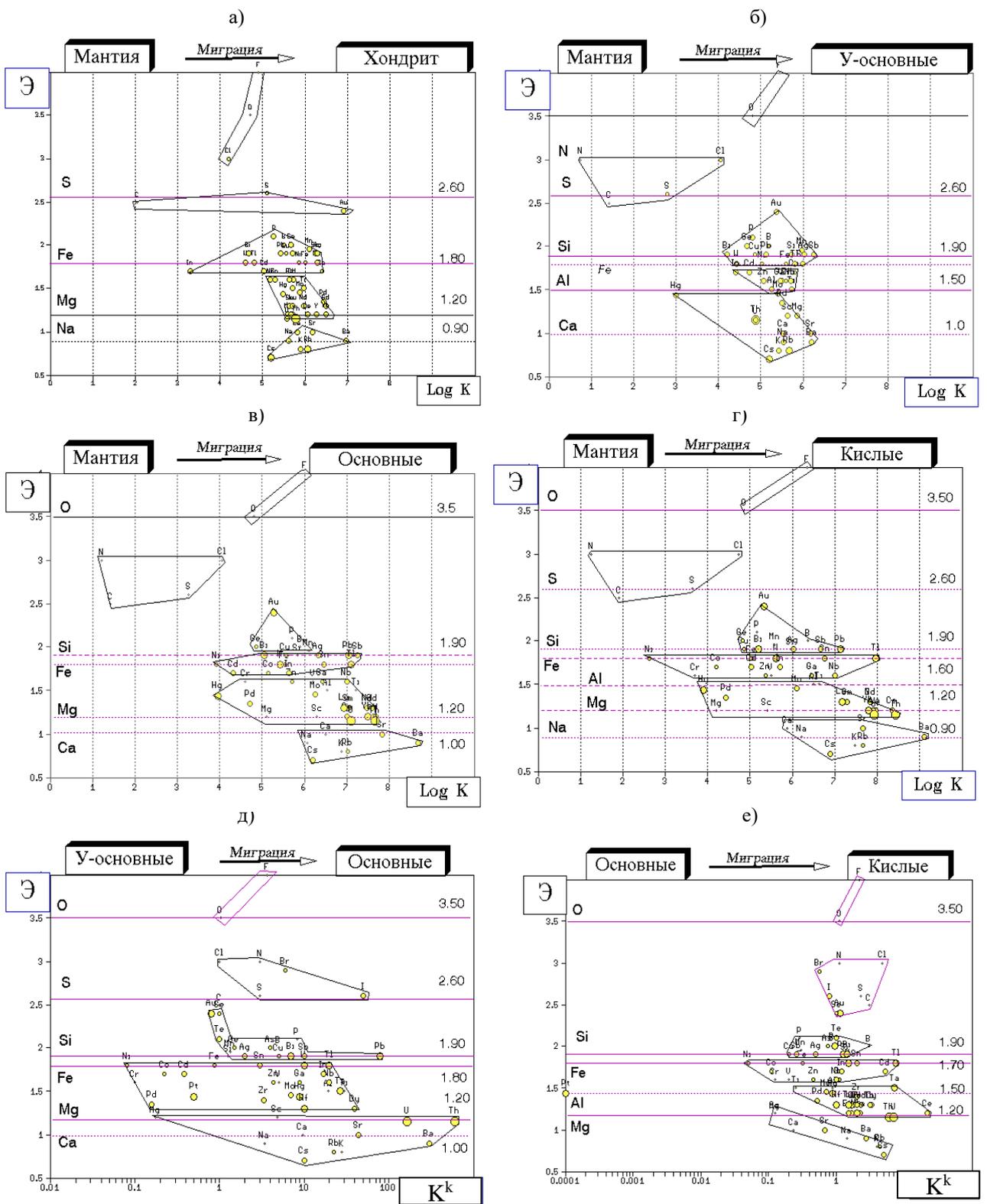


Рис. 4.1.5. Влияние электроотрицательности (Э) элементов матрицы литосферы (атомов) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации.

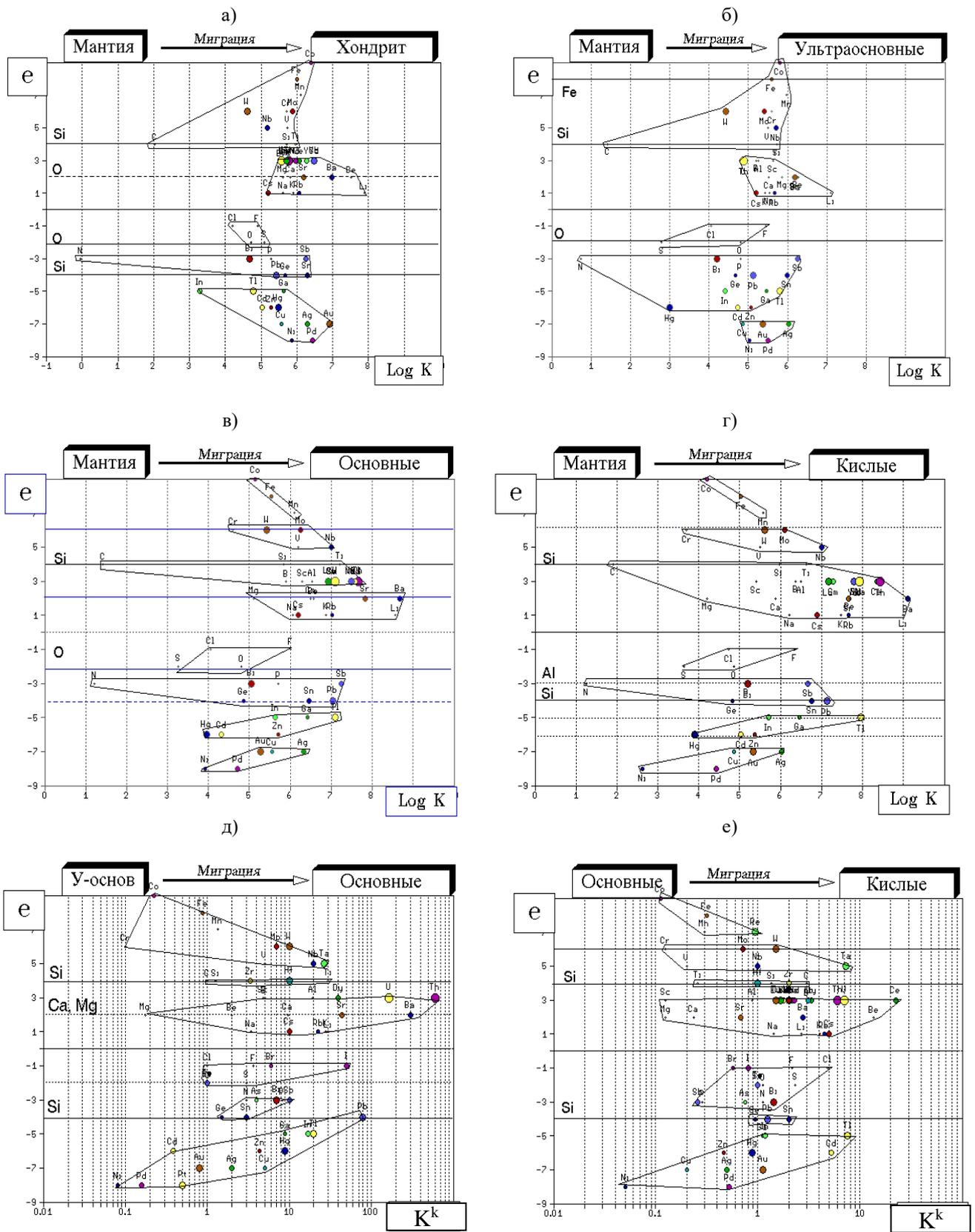


Рис. 4.1.6. Влияние строения электронной оболочки (расстояния до инертного газа – «e») элементов матрицы литосферы (атомов) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации.

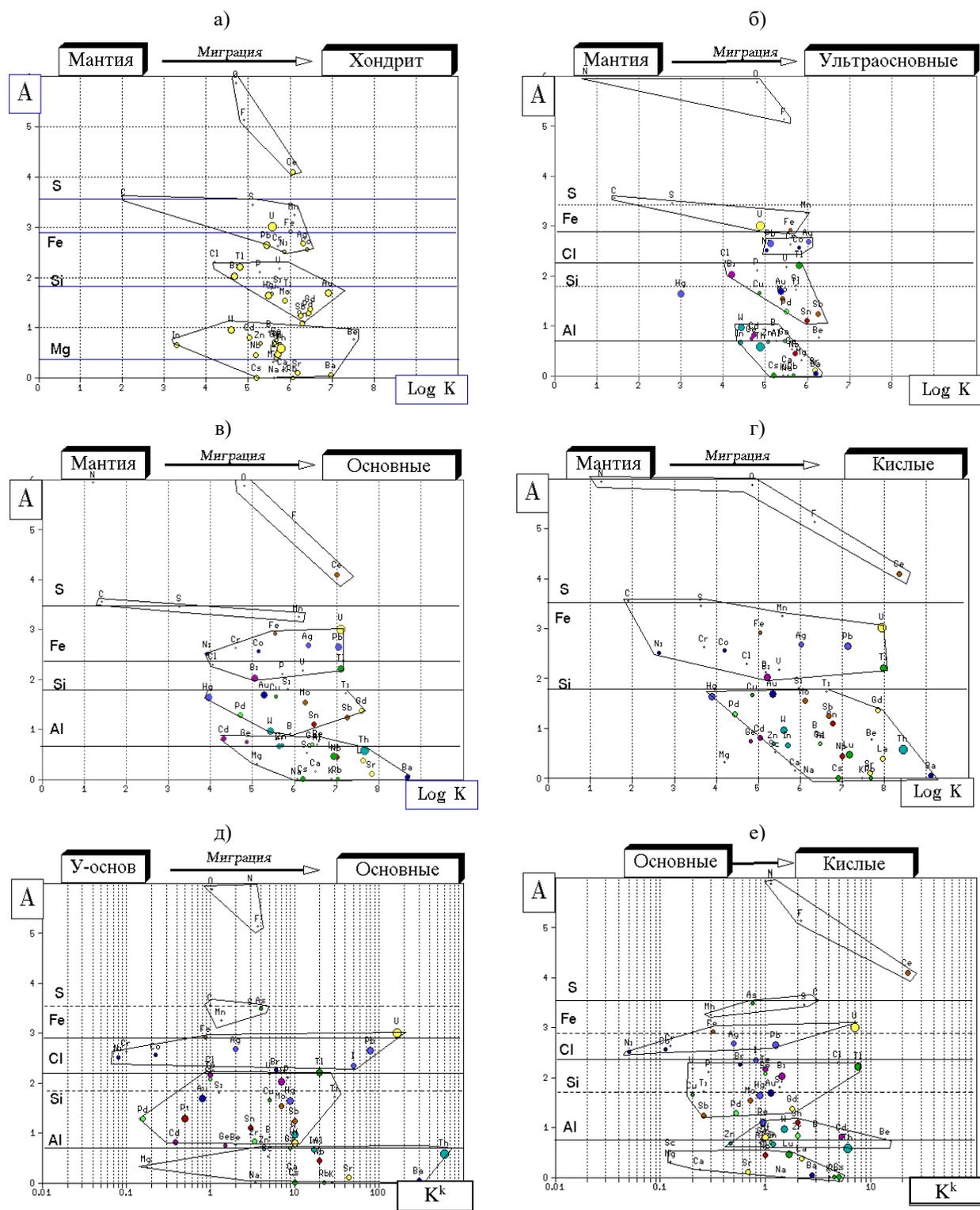


Рис. 4.1.7. Влияние адаптивности (A) элементов матрицы литосферы (атомов) на миграцию химических элементов. K^k – коэффициент концентрации, $\log K$ – логарифм коэффициента концентрации.

Участие твёрдофазной диффузии химических элементов в их дифференциации в литосфере также подтверждается следующим: на диаграммах твёрдофазной диффузии химических элементов в моноэлементных матрицах (см. п. 3.1, рис.3.1.5, рис.3.1.7), и на диаграммах коэффициентов концентрации химических элементов в литосфере (см. рис. 4.1.2 ÷ 4.1.7) диаграммные кластеры, образованные точками диффундирующих элементов, ступенчато разрываются, когда атомные параметры диффундирующей примеси (V_i) становятся равными атомным параметрам элементов (V_M) моноэлементной матрицы или литосферы: $V_i = V_M$.

Причина такого ступенчатого разрыва кластеров на диаграммах 2-х типов: «Атомные параметры (V) химических элементов – Скорость диффузии (D) в моноэлементных матрицах» и «Атомные параметры (V) химических элементов – Коэффициент концентрации (K^k) в литосфере» заключается в том, что диффундирующие химические элементы взаимодействуют с элементами моноэлементной матрицы в первом случае, и с элементами матрицы литосферы во втором. Явление данного ступенчатого разрыва позволило выяснить, что *элементами матрицы* литосферы являются (рис. 4.1.8): молекулы $Fe_2[SiO_4]$, $Mg_2[SiO_4]$, SiO_2 , Si_3O_6 , Si_2O_4 , $FeSi_2$, H_2O , FeO ; ионы $[SiO_4]^{4-}$, $Si_2O_6^{4-}$, SiO^{2+} , атомы Fe , C , S , Si , Mg , Al , O , Ca , H и др. Атом химического элемента может выступать в качестве элемента матрицы как самостоятельно, так и в составе сложного иона, или молекулы. Например, Si , SiO^{2+} , $Mg_2[SiO_4]$.

На наличие в кристаллах более прочных фрагментов с сильными координационными связями и на переход кварца в молекулярное состояние SiO_2 в кварцевом стекле обратил внимание Н.В.Белов⁶.

⁶ Белов Н.В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. / Н.В.Белов // Химия земной коры. Т.1. - М.: Из-во АН СССР, 1963. - С. 13 - 19.

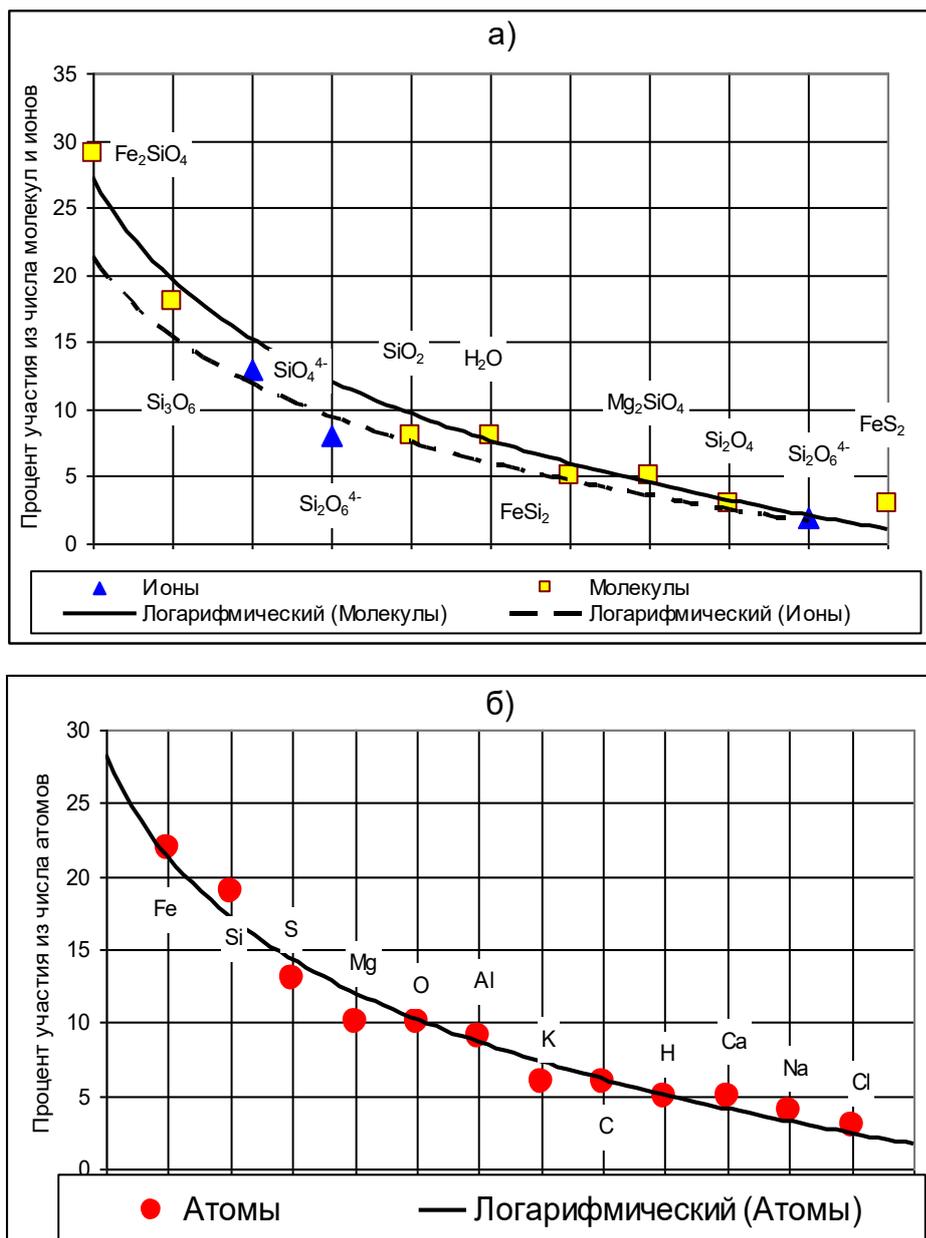


Рис. 4.1.8. Элементы матрицы минералов литосферы, взаимодействующие с химическими элементами транзитного потока: а) матричные элементы состоят из молекул и ионов; б) матричные элементы состоят из атомов.

4.1.4. Существование в мантии и в литосфере транзитного потока химических элементов, вызванного адаптацией элементов

Взаимодействие с элементами матрицы литосферы всех мигрирующих химических элементов, сходство диаграмм коэффициентов концентрации химических элементов в литосфере с диаграммами твёрдофазной диффузии в многоэлементных матрицах, когда на обоих типах диаграмм опережают

химические элементы с более крупными и с более тяжёлыми атомами, указывают на существование в литосфере направленного вверх транзитного потока химических элементов, в котором участвует твёрдофазная диффузия.

Автор считает, что транзитный поток химических элементов включает в себя, кроме твёрдофазной диффузии, их миграцию, и действует на микро- и макроуровнях: на микроуровне химический элемент адаптируется к давлению, к температуре и к окислительно - восстановительным условиям геологической среды и, если атомные параметры элемента (расстояние до инертного газа, температура Дебая, адаптивность) не соответствуют им, то он активизируется, диффундируя в твёрдой фазе из объёма минерала на его поверхность. Затем он поступает во флюид и в его составе мигрирует. Миграция всех химических элементов во флюидах происходит на макроуровне и являются частью постоянного и повсеместного транзитного потока, обеспечивающего дифференциацию вещества мантии и литосферы.

И в каждой локальной области литосферы, одновременно с активацией одних химических элементов идёт минерагенез из транзитного потока других химических элементов, атомные параметры которых соответствуют условиям среды. Химический элемент остаётся в минерале в следующих случаях: если температура среды недостаточна для энергетической накачки его атома, входящего в состав узловой молекулы матрицы, или масса диффундирующего атома ($M_{диф}$) приблизительно равна остаточной массе ($M_{ост}$) узловой молекулы (т.е. масса узловой молекулы минус масса замещаемого элемента матрицы, входящего в состав узловой молекулы):

$$M_{диф} = M_{ост}, \quad M_{ост} = M_{узлов} - M_{замещ}, \quad \rightarrow \quad M_{диф} = M_{узлов} - M_{замещ},$$

где $M_{узлов}$, $M_{замещ}$ – соответственно, масса узловой молекулы и масса элемента матрицы, которую замещает диффундирующий атом с массой $M_{диф}$.

Более тяжелые химические элементы из-за *эффекта массы* быстрее диффундируют из минерала. Кроме этого, *скорость твёрдофазной диффузии атомов возрастает с увеличением T/P - отношения* (температуры к давлению

в массиве). По мере уменьшения T/P - отношения, скорость диффузии мелких и лёгких атомов снижается, в то время как подвижность более крупных и тяжёлых атомов сохраняется, поддерживая их транзитный поток.

Именно поэтому элементы с более крупными и с более тяжёлыми атомами (K , Ti , P , U , Th , Ba , Rb , Sr , Cs , Zr , Hf и редкие земли) быстрее мигрируют из мантии в верхние этажи литосферы, и поэтому эти элементы А.Э. Рингвуд, Д.Х. Грин, назвали «...“несовместимыми” элементами из-за их неспособности замещать в значительных количествах другие элементы в главных минералах *верхней мантии* (оливине, глинозёмистых пироксенах)» [64].

Минерагенез этих элементов регулируется T/P - отношением через скорость твёрдофазной диффузии. При $P=const$, если температура достаточна для вхождения тяжёлых атомов в минерал, но недостаточна для их последующей активации, идёт их минерагенез, например лантаноидов и актиноидов. Если же такой минерагенез будет происходить на фоне роста температуры среды, то, из-за увеличения температуры, возрастёт кинетическая энергия тяжёлого атома, его перескок будет успешным, и, в конце концов, он диффундирует на поверхность минерала и перейдёт в транзитный поток.

Химический элемент из флюида, войдя в минерал, может занять либо междоузлие, либо узел кристаллической решётки, либо узел и часть междоузлия. В узел решётки примесный атом может войти в том случае, если его масса равна массе узлового элемента минерала (матрицы), либо превышает ее. То есть, для вхождения в узел примесный атом должен обладать достаточным импульсом. Если при этом величина примесного атома меньше или равна величине узлового элемента, то примесь занимает узел, не затрагивая междоузлие; если же величина примеси больше величины узлового элемента, то примесный атом занимает и узел, и часть междоузлия. В междоузлие минерала примесный элемент может войти в том случае, если масса и величина атома примесного элемента меньше массы и величины элемента матрицы.

4.1.5. Влияние твёрдофазной диффузии на минерагенез

Автор полагает, что в ходе минерагенеза процесс выбивания элемента матрицы минерала из потенциальной ямы, где находится некоторая узловая молекула, например $Fe_2[SiO_4]$, происходит следующим образом. Примесный элемент, например Zr с массой 91 а.е.м., имеет возможность выбить из узла один из следующих, более лёгких элементов матрицы данного минерала: Fe (56 а.е.м.), Si (28 а.е.м.), O (16 а.е.м.), ион или молекулу $[SiO_4]^{4-}$ (92 а.е.м.), $[SiO_2]$ (60 а.е.м.), $[SiO]^{2+}$ (44 а.е.м.). С высокой вероятностью узловая молекула $Fe_2[SiO_4]$ распадается на два элемента матрицы по наиболее слабой связи $Fe \leftrightarrow [SiO_4]$, поскольку в узловой молекуле электроотрицательность у железа минимальна и равна $1,8$. Цирконий выбивает из узловой молекулы железо, в результате происходит замена железа цирконием и образование узловой молекулы $ZrFe[SiO_4]$, так как это обеспечивает ее электронейтральность.

При последующем перескоке атому Zr приходится взаимодействовать с одним из наиболее вероятных элементов матрицы – либо с Fe (56 а.е.м.), либо с $[SiO_4]^{4-}$ (92 а.е.м.). Поскольку масса Zr чуть меньше массы $[SiO_4]^{4-}$, то вероятность перескока циркония снижается, а вероятность сохранности молекулы $ZrFe[SiO_4]$ возрастает, особенно при снижении отношения T/P .

Вышеописанная схема минерагенеза подтверждена выполненным автором исследованием изменения содержания примесного циркония в различных минералах. Установлено, что содержание Zr увеличивается по мере роста массы наиболее тяжёлого атома в минерале (рис. 4.1.9).

Повторно отметим, что одним из факторов среды, регулирующим скорость твёрдофазной диффузии, является температура среды. Если температура среды постоянна и недостаточна для энергетической накачки примеси в узле матрицы, или же возможен изоморфизм, или масса диффундирующего атома (A_T) равна или меньше массы узловых элементов матрицы (атомов, ионов, молекул), то вероятность перескока снижается, поскольку атом A_T после выхода

из своего узла не может выбить элемент матрицы из соседнего узла. Поэтому он возвращается назад, в свой узел. И возникает стабильный минерал, содержащий тяжёлые химические элементы, например лантаноиды.

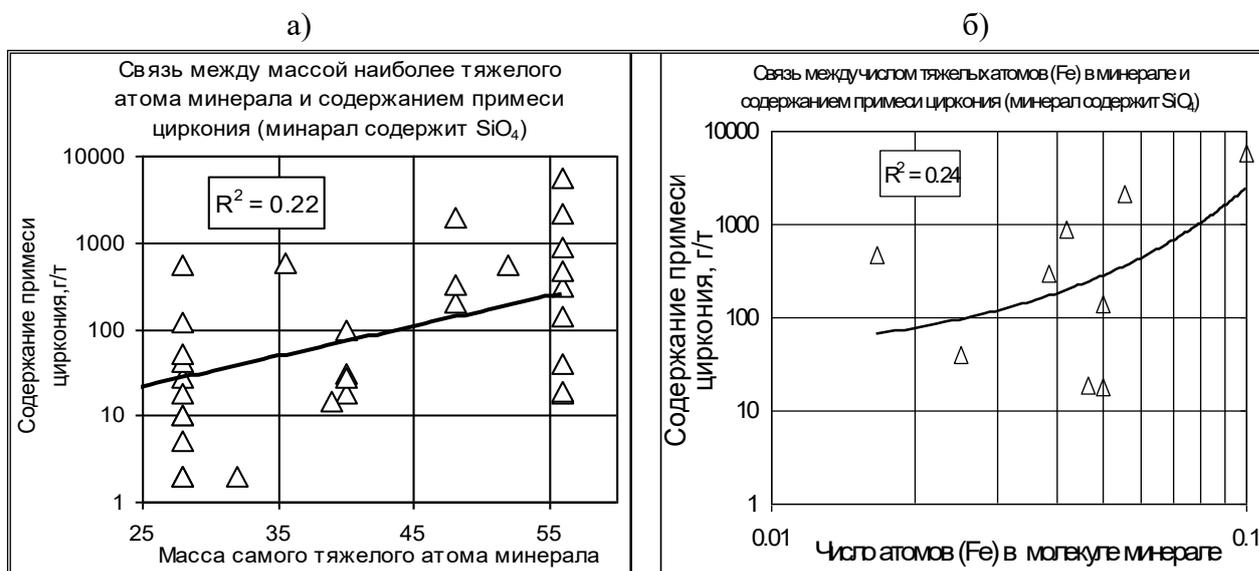


Рис. 4.1.9. Зависимость в различных минералах содержания примесного элемента циркония: а) от массы наиболее тяжёлого атома минерала; б) от числа атомов железа – наиболее тяжёлых атомов, в молекуле минерала. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до заметной.

Если же рассматриваемое событие происходит на фоне роста температуры среды, перескок будет успешным, поскольку величина энергии накачки атома A_T превысит энергию, необходимую для его выхода из своего узла и выбивания элемента матрицы из соседнего узла. Насыщение матрицы атомами A_T не будет происходить, а произойдёт их активация, то есть, возобновится их транзитный поток сквозь массив.

Вышесказанное подтверждается исследованиями геологов изменения содержания тяжёлых лантаноидов и актиноидов в различных минералах. Некоторые результаты подобных исследований приведены ниже.

На полиметаллических месторождениях Средней Азии, согласно данным Н.Н. Поповой, в галените содержится $0,0n\%$ TR, с максимумом тяжёлого лантаноида (Dy). Однако, здесь же, в сфалерите они отсутствуют [284, с. 219]. Считаем причиной данного явления то, что элементом матрицы в галените является тяжёлый атом Pb с массой 207 а.е.м., при массе Dy равной 162 а.е.м. и

составляющей 78% от массы атома свинца. Поэтому происходит насыщение галенита диспрозием. Масса Zn (65 а.е.м.) гораздо меньше массы Y (88 а.е.м.) и лантаноидов (от 139 до 175 а.е.м.). Следовательно, здесь возможен лишь сквозной транзитный поток атомов TR через сфалерит.

Рассмотрим другой пример. «Для железомарганцевых гранатов ... характерен состав TR с максимумом лантаноидов на Yb, Er, Dy (т.е. тяжёлых: с массой 162-173 а.е.м. - Г.Ш.). Кальциевые гранаты ... более обогащены цериевыми землями с неотчётливым максимумом лантаноидов на Ce и Nd (они легче: их массы равны 140 и 144 а.е.м. - Г.Ш.)». Это объясняется, по нашему мнению тем, что насыщение $Fe-Mn$ - гранатов тяжёлыми TR происходит вследствие наличия в спессартине, в качестве элемента матрицы, тяжёлой молекулы $(Fe, Mn)_2 [SiO_4]$ с массой 202 а.е.м. Это на 14-20% выше массы Yb, Er, Dy . В то же время насыщение Ca - гранатов возможно лишь более лёгкими лантаноидами, поскольку элемент матрицы гроссуляра — это молекула $(CaAl_{0.67})_2 [SiO_4]$ с массой 150 а.е.м., что на 4-7% превышает массу лёгких лантаноидов, но меньше массы Yb, Er, Dy .

В тремолите - $Ca_2Mg_2[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ - один из элементов матрицы – молекула $(Ca, Mg)_2 [SiO_4]$ (минимальная масса 140 а.е.м.), способен удерживать лёгкие лантаноиды. Поэтому в тремолите содержится до 0,31% церия с массой 140 а.е.м. [284, с. 212].

«До 2% TR содержится в минералах изоморфного ряда пектолит - шизолит. Характерно обогащение марганцевого члена ряда тяжёлыми лантаноидами» [284, с. 212]. Данный факт объясняем следующим. Формула пектолита $(Na, Ca)_2 [Si_3 O_8](OH)$, элемент его матрицы ион $(Na, Ca)_2 SiO_4$ с массой 155 а.е.м., поэтому он может насыщаться лишь лёгкими лантаноидами.

Формула марганец содержащего шизолита: $Na(Mn, Ca)_2[Si_3O_8](OH)$, средняя формула элемента его матрицы - $(Ca, Mn)_2[SiO_4]$ с массой 187 а.е.м. Поэтому он способен накапливать тяжёлые лантаноиды, так как у наиболее

тяжёлого из них масса равна 175 а.е.м.

Рассмотрим примеры минерагенеза в 2 стадии, дадим им объяснения.

Интерес представляет накопление тяжёлых лантаноидов в иттрий содержащих минералах. Например, в ксенотиме максимум TR приходится на Dy и Yb [284, с.129]. Схема образования содержащего TR ксенотима следующая: *апатит* \rightarrow *ксенотим* \rightarrow (TR -*ксенотим*). Формула апатита $Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH)$, формула элемента его матрицы $[PO_4]^{-3}$, с массой 95 а.е.м. На первой стадии он накапливает иттрий с массой 89 а.е.м. и превращается в ксенотим без TR : $Y[PO_4]$. На второй стадии в ксенотиме накапливаются тяжёлые TR . Элементом матрицы ксенотима является молекула $Y[PO_4]$, (185 а.е.м.), способная удерживать Dy (162 а.е.м.) и Yb (173 а.е.м.).

Минерагенез минералов TR зависит, по нашему мнению, от температуры массива, что подтверждается следующими примерами.

«Обогащение редкими землями характерно для флюорита из гранитов и связанных с ними пегматитовых и гидротермальных месторождений. В этих месторождениях TR -флюорит образуется лишь на ранних стадиях. Поздние генерации флюорита обычно весьма бедны TR » [284, с. 44].

«В зональных пегматитах, апатит приконтактных высокотемпературных эгирино-нефелиновых зон содержит больше TR ($4,89\%$), чем апатит центральной цеолитной зоны ($2,86\%$), образовавшийся уже в гидротермальных условиях. Минерал центральной зоны несколько обогащён тяжёлыми лантаноидами» [284, с.146]. Это указывает на то, что высокая температура повышает энергию и импульс наиболее тяжёлых атомов TR настолько, что они покидают апатит *высокотемпературной приконтактной зоны*.

Таким образом, минерал, содержащий тяжёлый химический элемент A_T , образуется в одну или в несколько стадий (табл.4.1.2, рис. 4.1.10). Для этого необходимо, чтобы масса элемента матрицы приблизительно равнялась массе диффундирующей примеси A_T , или была выше.

Таблица 4.1.2

Минерагенез путем взаимодействия с элементами матрицы минерала

Минерал и его формула		Элемент матрицы	Масса элемента матрицы	Диффундир. элемент и его масса	
Оливин	$(Mg, Fe)_2 [SiO_4]$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Fe	56
Андалузит	$Al_2 [SiO_4] O$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Fe	56
Датолит	$Ca_2 B_2 [SiO_4]_2 [OH]$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Ca	40
Эпидот	$Ca_2 [Al, Fe]_3 [SiO_4] [OH]$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Fe	56
Ортит	$(Ca, Ce)_2 [Al, Fe]_3 [SiO_4]_3 [OH, O]$	$Fe [SiO_4]$	148	Ce	140
Ортит	$(Ca, Ce)_2 [Al, Fe]_3 [SiO_4]_3 [OH, O]$	$Ce [SiO_4]$	232	Th	232
Кальцит	$Ca [CO_3]$	$[CO_3]^{2-}$	60	Ca	40
Сидерит	$Fe [CO_3]$	$[CO_3]^{2-}$	60	Fe	56
Отавит	$Fe [CO_3] \rightarrow Cd [CO_3]$	$Fe [CO_3]$	116	Cd	112
Кодацит	$(Ca, Ce) (Mg, Fe) [CO_3]_2$	$\{Fe [CO_3]_2\}^{2-}$	176	Ce	140
Смитсонит	$[CO_3]^{2-} \rightarrow Zn [CO_3]$	$[CO_3]^{2-}$	60	Zn	65
Смитсонит	$Zn [CO_3] \rightarrow (Zn, In) [CO_3]$	$Zn [CO_3]$	125	In	115
Галенит	$PbS \rightarrow (U, Pb) S$	PbS	239	U	238
Барит	$Ba [SO_4]$	$[SO_4]^{2-}$	96	Ba	137
Барит+Ра	$Ba [SO_4] \rightarrow (Ba, Ra) [SO_4]$	$Ba [SO_4]$	233	Ra	226
Апатит	$Ca_5 [PO_4]_3 F$	$[PO_4]^{2-}$	95	Ca	40
Фторапатит	$Ca [PO_4] \rightarrow (Ce, Ca)_5 [PO_4]_3 F$	$Ca [PO_4]$	135	Ce	140
Пироморфит	$2 [PO_4]^{2-} \rightarrow Pb_5 [PO_4]_3 Cl$	$2 [PO_4]^{2-}$	190	Pb	207
Черчит	$Ca [PO_4] \rightarrow (Ce, Ca) [PO_4] * 2 (H_2O)$	$Ca [PO_4]$	135	Ce	140
Торбернит	$(Cu U_2) [PO_4]_3 O_4 * 12 (H_2O)$	$[PO_4]^{2-}$	95	Cu	63
Ураношпатит	$2 [PO_4]^{2-} \rightarrow (CuU_2) [PO_4]_3 O_4 * 12 (H_2O)$	$2 [PO_4]^{2-}$	190	U	238
Рутил+Nb	$TiO_2 \rightarrow (Nb, Ti) O_2$	TiO_2	80	Nb	93
Таленит	$[SiO_4]^{4-} \rightarrow Y_2 [Si_2O_7]$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Y	88.9
Иттриалит	$Y [SiO_4]^{1-} \rightarrow (YTh)_2 [Si_2O_7]$	$Y [SiO_4]^{1-}$	181	Th	232
Циркон	$ZrSiO_4$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Zr	91.2
Торит	$ZrSiO_4 \rightarrow ThSiO_4$	$ZrSiO_4$	183	Th	232
Кварц	SiO_2	O_2^{4-}	32	Si	28
Гринекит	$ZnS \rightarrow CdS$	ZnS	98	Cd	112
Гринекит	CdS	CdS	144	In	115
Ларсенит	$Fe_2SiO_4 \rightarrow PbZnSiO_4$	Fe_2SiO_4	204	Pb	207
Ортоклаз	$KAlSiO_4 2SiO_2$	$KAlSiO_4$	158	Ba	137
Ортоклаз	$KAlSiO_4 2SiO_2$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Ga	69.7
Ортоклаз	$KAlSiO_4 2SiO_2$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Sr	8
Ортоклаз	$KAlSiO_4 2SiO_2$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Rb	86
Микроклин	$KAlSiO_4 2SiO_2$	$KAlSiO_4$	158	Cs	133
Микроклин	$KAlSiO_4 2SiO_2$	$[SiO]^{2+};$	43.5	K	39.1
Анальцим	$NaAlSiO_4 SiO_2 H_2O$	$[SiO]^{2+};$	43.5	K	39.1
Анальцим	$NaAlSiO_4 SiO_2 H_2O$	$Na [AlSiO_4 SiO_2]$	202	Tl	204
Анальцим	$NaAlSiO_4 SiO_2 H_2O$	$[SiO_4]^{4-}$	92	Rb	86
Нефелин	$NaAlSiO_4$	$[SiO]^{2+};$	43.5	K	39.1
Нефелин	$NaAlSiO_4$	$[SiO]^{2+};$	43.5	Ca	40.1
Нефелин	$NaAlSiO_4$	$[SiO_2]$	60	Fe	55.8
Кальцит	$CaCO_3$	$[CO_3]^{2-}$	60	Mn	54.9
Кальцит	$CaCO_3$	$[CO]^{2+}$	28	Mg	24
Кальцит	$CaCO_3$	$[CO_3]^{2-}$	60	Fe	55.8

Минерал и его формула		Элемент матрицы	Масса элемента матрицы	Диффундир. элемент и его масса	
Кальцит	CaCO_3	$[\text{CO}]^{2+}$	28	Mg	24
Кальцит	CaCO_3	$[\text{CO}_3]^{2-}$	60	Zn	65
Кальцит	CaCO_3	CaCO_3	100	Sr	87.6
Кальцит	CaCO_3	CaCO_3	100	Y	89
Кальцит	YCO_3	YCO_3	149	Ba	137
Кальцит	SrCO_3	SrCO_3	147	Ce	140
Кальцит	BaCO_3	BaCO_3	197	Pb	207
Кальцит	PbCO_3	PbCO_3	267	Ra	226

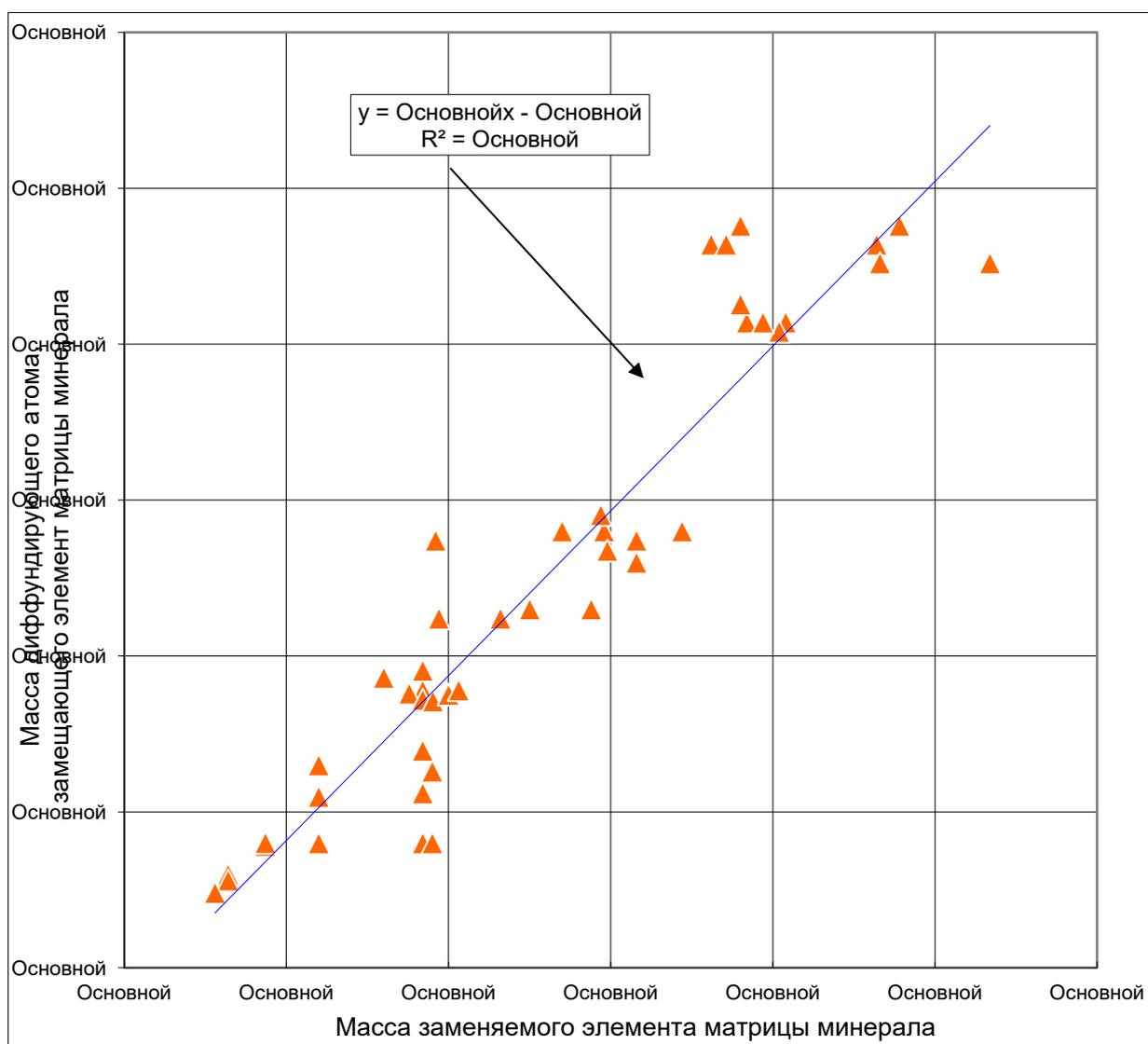


Рис. 4.1.10. Минерагенез химических элементов путем взаимодействия с элементами матрицы минерала. Связь между массой диффундирующего атома (ось y), замещающего элемент матрицы, и массой заменяемого элемента матрицы (ось x). По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

4.1.6. Участие в дифференциации вещества литосферы твёрдофазной диффузии, адаптации и транзитного потока химических элементов

Таким образом, в дифференциации вещества литосферы значительную роль играют твёрдофазная диффузия, адаптация и транзитный поток химических элементов. Благодаря этому, например, в ультраосновных породах содержание (**К**) химических элементов зависит от их атомных параметров: от температуры Дебая (Θ), от атомной массы (**М**), от электроотрицательности и от расстояния до инертного газа (см. табл.4.1.1). То есть, из-за выноса элементов транзитным потоком, в нижнем структурном этаже литосферы – в ультраосновных породах, где высокие температура и давление, повышено содержание химических элементов с высокими значениями температуры Дебая и расстояния до инертного газа, с малой атомной массой и с малой электроотрицательностью. Выше, в основных породах, по сравнению с ультраосновными, преобладают химические элементы с большей массой и величиной атома из-за их более высокой скорости твёрдофазной диффузии благодаря *эффектам массы и величины атома*, и с меньшим расстоянием до инертного газа, следовательно, с малым координационным числом:

$$K^k = \log\left(\frac{RM^{0.5}\Theta^{0.3}\mathfrak{E}}{e^{1.3}}\right)^7,$$

где **K^k** – коэффициент концентрации химических элементов в основных породах относительно ультраосновных пород,

R, **Э**, **e** – соответственно радиус, электроотрицательность и расстояние до инертного газа атома химического элемента.

С использованием формул о содержании химических элементов, в зависимости от их атомных параметров (см. табл.4.1.1), и диаграмм коэффициентов концентраций, была построена таблица миграции химических элементов и их концентрации в оболочках Земли в зависимости от атомных параметров мигрирующих химических элементов (табл.4.1.3).

Преобладание химических элементов, в зависимости от их атомных параметров, в оболочках Земли и в транзитных потоках (жирный шрифт – атомные параметры участвуют в формуле, нормальный шрифт – в диаграммах)

Ядро+ Мантия	<i>Миграция*</i> →	Ультра- основные	<i>Миграция</i> →	Основ- ные	<i>Миграция</i> →	Средние	<i>Миграция</i> →	Кислые	Океан
\mathcal{E}_{\max}	$\mathcal{E}_{\min} \rightarrow$	\mathcal{E}_{\min}	$\mathcal{E}_{\min} \rightarrow$	\mathcal{E}_{\max}		\mathcal{E}_{\max}		\mathcal{E}_{\max}	\mathcal{E}_{\max}
\mathbf{M}_{\min}	$\mathbf{M}_{\max} \rightarrow$	\mathbf{M}_{\min}	\mathbf{M}_{\min}						
\mathcal{O}_{\max}	$\mathcal{O}_{\min} \rightarrow$	\mathcal{O}_{\max}	\mathcal{O}_{\max}						
\mathbf{R}_{\min}	$\mathbf{R}_{\max} \rightarrow$	\mathbf{R}_{\min}	$\mathbf{R}_{\max} \rightarrow$	\mathbf{R}_{\max}	$\mathbf{R}_{\max} \rightarrow$	\mathbf{R}_{\min}	$\mathbf{R}_{\max} \rightarrow$	\mathbf{R}_{\min}	\mathbf{R}_{\max}
\mathbf{e}_{\max}	$\mathbf{e}_{\min} \rightarrow$	\mathbf{e}_{\max}	\mathbf{e}_{\min}						
\mathbf{A}_{\max}	$\mathbf{A}_{\min} \rightarrow$	\mathbf{A}_{\max}	$\mathbf{A}_{\max} \rightarrow$			\mathbf{A}_{\min}	$\mathbf{A}_{\min} \rightarrow$	\mathbf{A}_{\min}	

* Миграция химических элементов означает их участие в транзитных потоках.

Из таблиц 4.1.1 и 4.1.3 следует, что во вселенной содержание химических элементов увеличивается по мере роста их электроотрицательности и температуры Дебая, уменьшения атомной массы; в хондритах, по сравнению с протопланетным веществом, концентрируются элементы с крупными атомами, с большим координационным числом, с большой температурой Дебая, с большой электроотрицательностью и атомной массой.

Снизу – вверх, из мантии, сквозь литосферу, более интенсивно в основные и кислые породы мигрировали элементы с наименьшей Дебаевской температурой и с меньшим расстоянием до инертного газа, поскольку более высокотемпературные и с большим координационным числом оставались внизу, в условиях повышенной температуры и более высокого давления. То есть, происходила адаптация химических элементов к температуре и к давлению массива. Сказанное подтверждается исследованиями А.А. Поцелуева и др., пришедших к выводу «... о мантийном источнике углеродистого вещества» [259, 260], т.е. углерода с малым расстоянием до инертного газа.

Снизу-вверх последовательно снижается содержание i -го элемента K_i , как функции от его температуры Дебая $K_i f(\Theta)$ в связи с его адаптацией к температуре среды, и то же происходит с содержанием i -го элемента K_i , как

функции от его параметра «расстояние до инертного газа» $K_i f(e)$ в связи с адаптацией к давлению среды (см. табл.4.1.1):

$$K_i f(\Theta)_{\text{ядра+мантии}} > K_i f(\Theta)_{\text{ультраосн.}} > K_i f(\Theta)_{\text{основных}} > K_i f(\Theta)_{\text{средних}} > K_i f(\Theta)_{\text{кислых пород.}}$$

$$K_i f(e)_{\text{ядра+мантии}} > K_i f(e)_{\text{ультраосн.}} > K_i f(e)_{\text{основных}} > K_i f(e)_{\text{средних}} > K_i f(e)_{\text{кислых пород.}}$$

То есть, внизу преобладают элементы с большими значениями температуры Дебая и параметра «расстояние до инертного газа».

В каждом структурном этаже, за исключением ультраосновных пород, оставались элементы с большой электроотрицательностью, то есть, способные к созданию наиболее прочной связи в минерале.

Из каждого структурного этажа более интенсивно мигрировали вверх элементы с большей атомной массой и с более крупными атомами, благодаря более высокой скорости их твёрдофазной диффузии, на этапе активации, из-за действия эффекта массы атома и эффекта величины атома. Вследствие ускоренной диффузии и последующей миграции вверх таких элементов, снизу – вверх последовательно увеличивается содержание *i-го* элемента K_i , как функций от его атомной массы и атомного радиуса, и вверху преобладают элементы с большими значениями атомной массы и атомного радиуса:

$$K_i f(M)_{\text{ядра+мантии}} < K_i f(M)_{\text{ультраосн.}} < K_i f(M)_{\text{основных}} < K_i f(M)_{\text{средних}} < K_i f(M)_{\text{кислых пород.}}$$

$$K_i f(R)_{\text{ядра+мантии}} < K_i f(R)_{\text{ультраосн.}} < K_i f(R)_{\text{основных}} < K_i f(R)_{\text{средних}} < K_i f(R)_{\text{кислых пород.}}$$

Наиболее подвижные элементы из литосферы поступают в океанические воды, откуда частично адсорбируются в океанических осадках. Анализ данных из монографии Д. Брока [27, с. 557, 559, 574, 581, 604, 605] подтверждает это: более массивные и более крупные атомы обладают большей селективностью на цеолитах, т.е. быстрее ими адсорбируются и остаются в них, если элементы достаточно «цепкие» из-за большей электроотрицательности и большому расстоянию до инертного газа.

Кроме этого, в верхние структурные этажи литосферы с опережением поступают быстрее диффундирующие, из-за эффекта массы, более тяжёлые изотопы кислорода O^{18} (рис. 4.1.11). В условиях локального прогревания

происходит то же самое: «Отмечается «утяжеление» изотопного состава углерода вверх по восстанию жил» (А.А.Поцелуев, [259, с. 201]), от нижних частей рудно-метасоматической колонны к верхним «...происходит утяжеление изотопа $\delta^{14}\text{S}$ пирита» (А.Ф.Коробейников и др.[6, с.154; 169, 170, 171]).

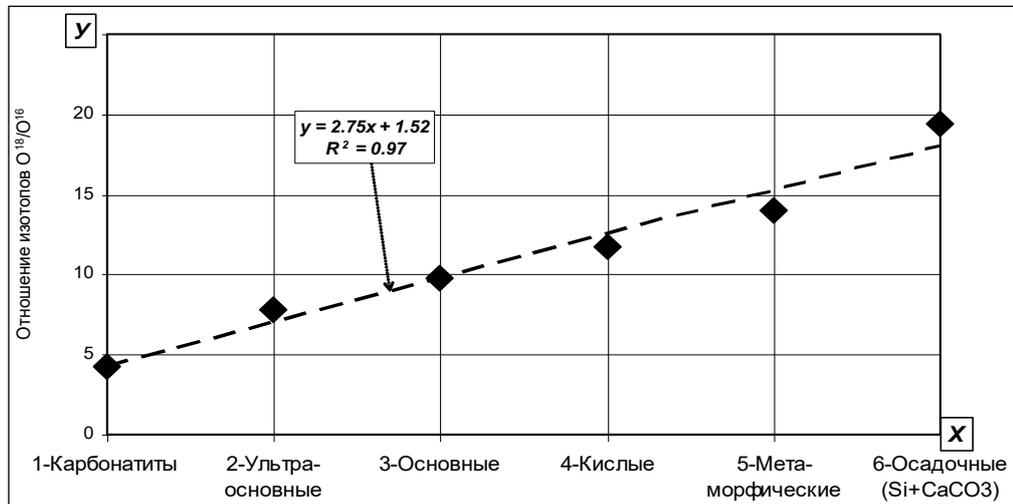


Рис. 4.1.11. Изменение соотношения O^{18}/O^{16} (ось y) в ряду карбонатиты – осадочные породы (ось x). Данные из [116]. По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

Таким образом, в литосфере 13 наиболее распространённых химических элементов, составляющих 99,5% массы Земли, разделяются под действием гравитации и вследствие их адаптации к давлению в массиве. А дифференциация второстепенных химических элементов, т.е. около 90% наименований от их общего числа (или 0,5% от массы Земли), происходит из-за их адаптации к давлению и к температуре в массиве. Большую роль в дифференциации элементов играло их разделение на микроуровне на этапе активации – при выходе элементов из объёма минерала путем твёрдофазной диффузии. **Не привлекая участие твёрдофазной диффузии нельзя объяснить опережающее поступление снизу-вверх элементов с более крупными и с более тяжёлыми атомами.** Отсюда следует, что миграция химических элементов является завершающим этапом их транзитного потока, а начальный этап представляет собой их активацию посредством твёрдофазной диффузии. Как реки возникают из родников, так и миграция элементов начинается с их активации. **Совместное действие активации и миграции – это и есть транзитный поток химических элементов.**

Опережающий транзитный поток более тяжёлых и более крупных атомов обеспечивает повышенное содержание щелочных элементов в гранитах, что невозможно корректно объяснить другими процессами. Так, К.Р.Менерт отмечает: «Фишер предположил, что в глубины эродированного ядра континентов непрерывно поступает дополнительный материал, главным образом богатые SiO_2 и щелочами дифференциаты из нижней коры, и даже, возможно, из некоторых участков мантии. Следует, однако, отметить, что по геофизическим данным нижняя часть коры – так называемый промежуточный слой, и, по-видимому, даже сама верхняя мантия находятся преимущественно в твёрдом состоянии. Поэтому там вряд ли возможны процессы дифференциации, схожие с процессами, которые обычно проявляются в магматических интрузивах в верхней части земной коры» [218, с.142].

Данное явление непрерывного поступления можно объяснить лишь предложенным нами механизмом транзитного потока химических элементов сквозь мантию и литосферу.

Самые древние граниты, богатые щелочами, имеют возраст 3 млрд. лет, а более ранние породы имеют ультраосновной и основной состав. «По мнению Тугаринова, в это время могло произойти значительное изменение петрогенетических условий. Так как столь высокое содержание щелочей (3,7% Na_2O , 4% K_2O) в случае мобилизации увеличивается по направлению к верхним горизонтам коры, остаётся неясным, каким образом породы с таким высоким содержанием щелочей могли сформироваться в основании континентальной части земной коры» [218, с.141]. По нашему мнению, это вызвано тем, что транзитный поток существовал всегда, и обогащение щелочами ранних ультраосновных пород могло произойти из-за поступления щелочных элементов из мантии в течение $4 \div 4,5$ млрд. лет.

Несомненно, что рудогенез является частью единого процесса дифференциации второстепенных химических элементов, то есть, 90% наименований от общего числа всех элементов.

4.1.7. Влияние фактора времени на твёрдофазную диффузию химических элементов и на их дифференциацию в литосфере

Современная модель химического строения и геохимического баланса вещества земной коры разработана коллективом Российских учёных А.Б. Роновым, А.А. Ярошевским, А.А. Мигдисовым. В основу модели положено общепринятое представление о том, что вертикальная зональность земной коры является «...следствием собственно коровых процессов – метаморфизма древних вулканогенно-осадочных толщ и развития процессов ультраметаморфизма и гранитообразования, сопровождавшихся вертикальным перераспределением огромных масс корового вещества» [270, с.8].

Авторы модели далее пишут: «Опираясь на эти взгляды, ... мы рассматриваем вещество гранулит – базитовой оболочки континентальной коры как результат глубокой переработки продуктов дифференциации мантии и предполагаем, что оно потеряло «гранитоидную фракцию» уже в ходе геологической истории земной коры в эндогенной ветви геохимического круговорота» [270, с.8].

Завершая обоснование и описание модели, они подчёркивают: «... тенденция к уменьшению вклада основных и увеличению вклада кислых пород в вещество осадочной оболочки, прослеживаемая от древнего архея к неогей, является реальной закономерностью и отражает изменение во времени пропорций разных типов магматических пород в верхней части земной коры континентов» [270, с.164].

Механизм влияния фактора времени, через твёрдофазную диффузию, на дифференциацию вещества литосферы дополнен нами путем сравнения трёх видов диаграмм:

- 1) твердофазной диффузии химических элементов в моноэлементных матрицах,

2) коэффициентов концентрации главных породообразующих элементов в основных и в кислых породах,

3) коэффициентов концентраций химических элементов в древних базальтах (гранитах) относительно молодых базальтов (гранитов).

Необходимость такого сопоставления, с выяснением механизма влияния фактора времени на дифференциацию вещества литосферы, продиктована следующим:

1) вышеприведённые результаты исследования автора (см. гл. 2, 3) указывают на значительную роль твёрдофазной диффузии в процессах активации, следовательно, и миграции химических элементов,

2) некоторые геологи отмечают возникновение гранитов материков вследствие грандиозных процессов вертикального перераспределения вещества литосферы в ходе ультраметаморфизма и метасоматоза [270], однако механизм данного процесса до сих пор был непонятен,

3) если в основе вертикального перераспределения вещества литосферы лежит твёрдофазная диффузия, контролирующая активацию и миграцию вещества литосферы, то и в основе отличия древних базальтов (гранитов) от молодых базальтов (гранитов) также должна лежать твёрдофазная диффузия.

Причиной столь значительной роли твёрдофазной диффузии является *рост, с течением времени, как вероятности перескока атома из одного узла кристалла в другой узел, так и общей массы диффундировавшего вещества.*

Следовательно, геологическое время для процесса диффузии тождественно температуре среды.

Выполненное автором сопоставление трёх видов диаграмм показало их сходство, которое проявляется в следующем:

1) на всех графиках видно действие эффектов «массы атома» и «величины атома», установленных при изучении факторов, управляющих твёрдофазной диффузией, а именно:

- а) химические элементы с более крупными и с более тяжёлыми атомами обладают более высокой скоростью твёрдофазной диффузии (рис. 4.1.12, а; 4.1.13, а),
- б) химические элементы с более крупными и с более тяжёлыми атомами имеют более высокий коэффициент концентрации в более молодых базальтах (молодых гранитах) по сравнению с древними базальтами (древними гранитами) (рис. 4.1.12, б, д; 4.1.13, б, г). Это объясняется потерей древними гранитами и древними базальтами быстро диффундирующих элементов с более тяжёлыми и с более крупными атомами;
- с) химические элементы с более крупными и с более тяжёлыми атомами имеют более высокий коэффициент концентрации в магматических породах верхнего структурного этажа литосферы по сравнению с породами нижнего этажа (рис. 4.1.12, в, г; 4.1.13, в, д);
- 2) химические элементы с низкой температурой Дебая, а, следовательно, и с большей амплитудой колебания в кристаллической решетке:
- а) быстрее диффундируют (рис. 4.1.14, а);
- б) быстрее уходят из породы под воздействием температуры и, поэтому, быстрее мигрируют из нижнего структурного этажа в верхний (рис. 4.1.14, в, д). Именно поэтому, их содержание выше в более молодых породах (рис. 4.1.14, б, г);
- 3) химические элементы с большой адаптивностью, способные создавать химические соединения в широком интервале окислительно-восстановительных условий, накапливаются в более древних породах, а также в нижних структурных этажах литосферы (рис. 4.1.15).

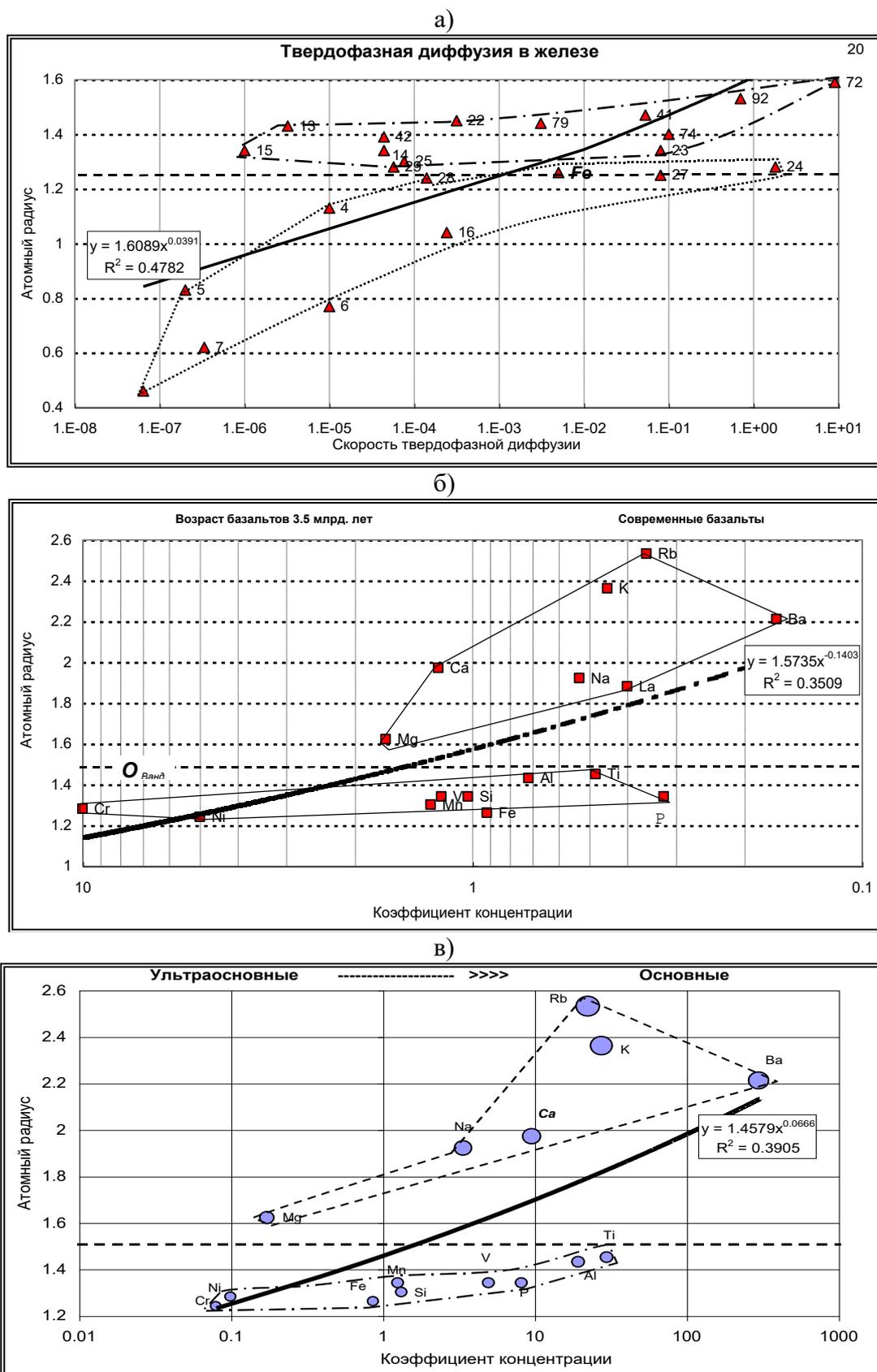


Рис. 4.1.12. Связь между атомным радиусом химических элементов (ось y) и их коэффициентом концентрации (ось x) в ходе: а) твёрдофазной диффузии в железе (показаны порядковые номера элементов); б) изменения (в течение 3, 5 млрд. лет) состава базальтов; в) вертикальной дифференциации вещества литосферы на ультраосновные и основные породы. По шкале Чеддока теснота связи заметная.

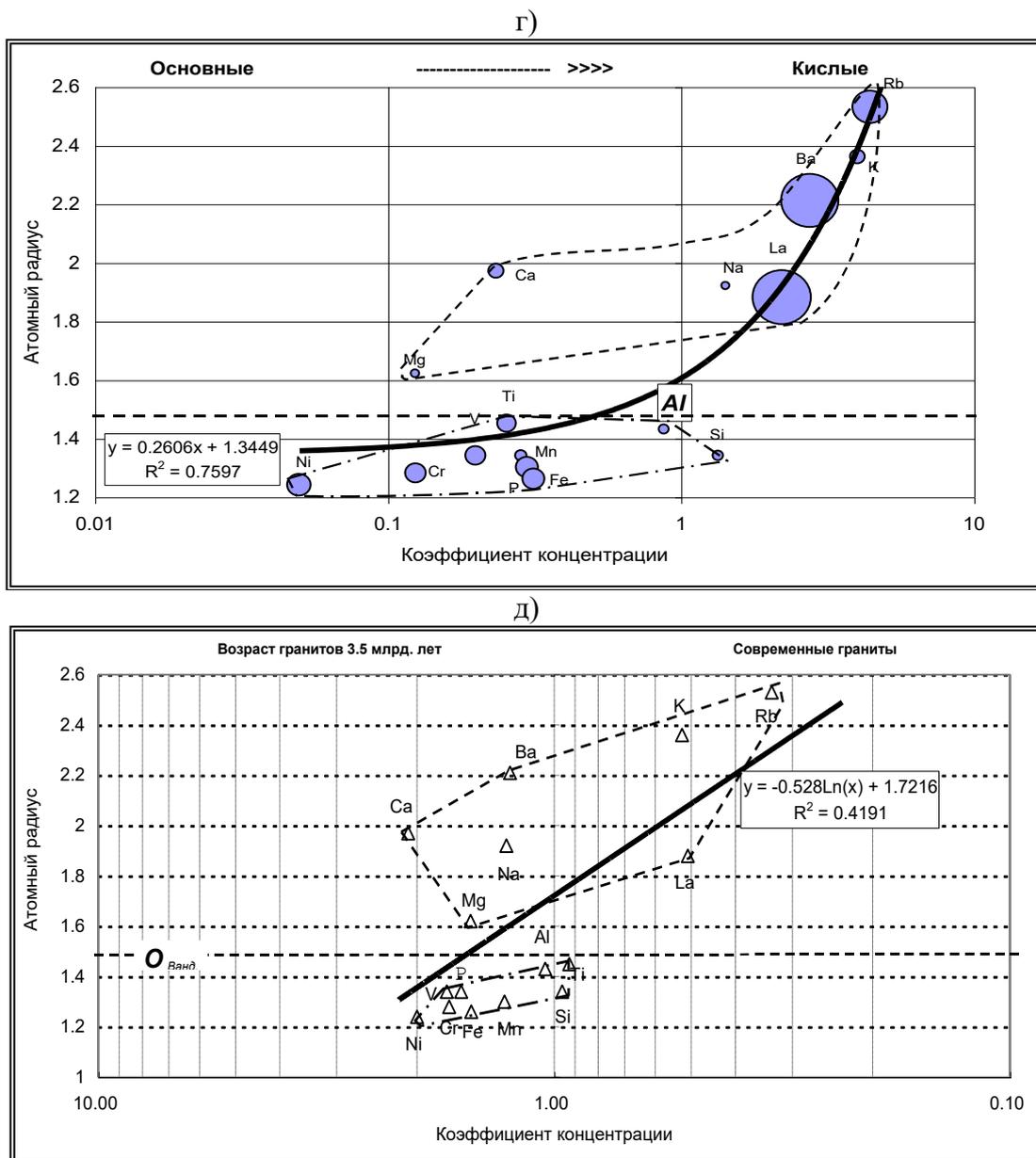


Рис. 4.1.12. (Окончание). Связь между атомным радиусом химических элементов (ось y) и их коэффициентом концентрации (ось x) в ходе: г) вертикальной дифференциации вещества литосферы на основные и кислые породы; д) изменения (в течение 3, 5 млрд. лет) состава гранитов. На диаграммах проведены жирные штриховые горизонтальные линии на уровне, приблизительно соответствующем радиусу элементов матрицы. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

Таким образом, сравнение трёх видов диаграмм позволяет утверждать следующее:

- 1) дифференциация химических элементов в слоях литосферы как по структурному положению магматических пород (по глубине залегания), так и по возрасту магматических пород происходит одинаковым образом,
- 2) в основе механизма дифференциации химических элементов как по

глубине залегания магматических пород, так и по возрасту магматических пород, лежит адаптация и активация химических элементов посредством их твёрдофазной диффузии.

Активация подтверждается одинаковым ступенчатым разрывом кластеров химических элементов на диаграммах всех трёх видов, включая диаграммы твёрдофазной диффузии в моноэлементных матрицах. Ступенчатые разрывы возникают при равенстве атомного параметра диффундирующих (мигрирующих) химических элементов атомному параметру элемента матрицы (в том числе матрицы минерала: атома, молекулы, иона).

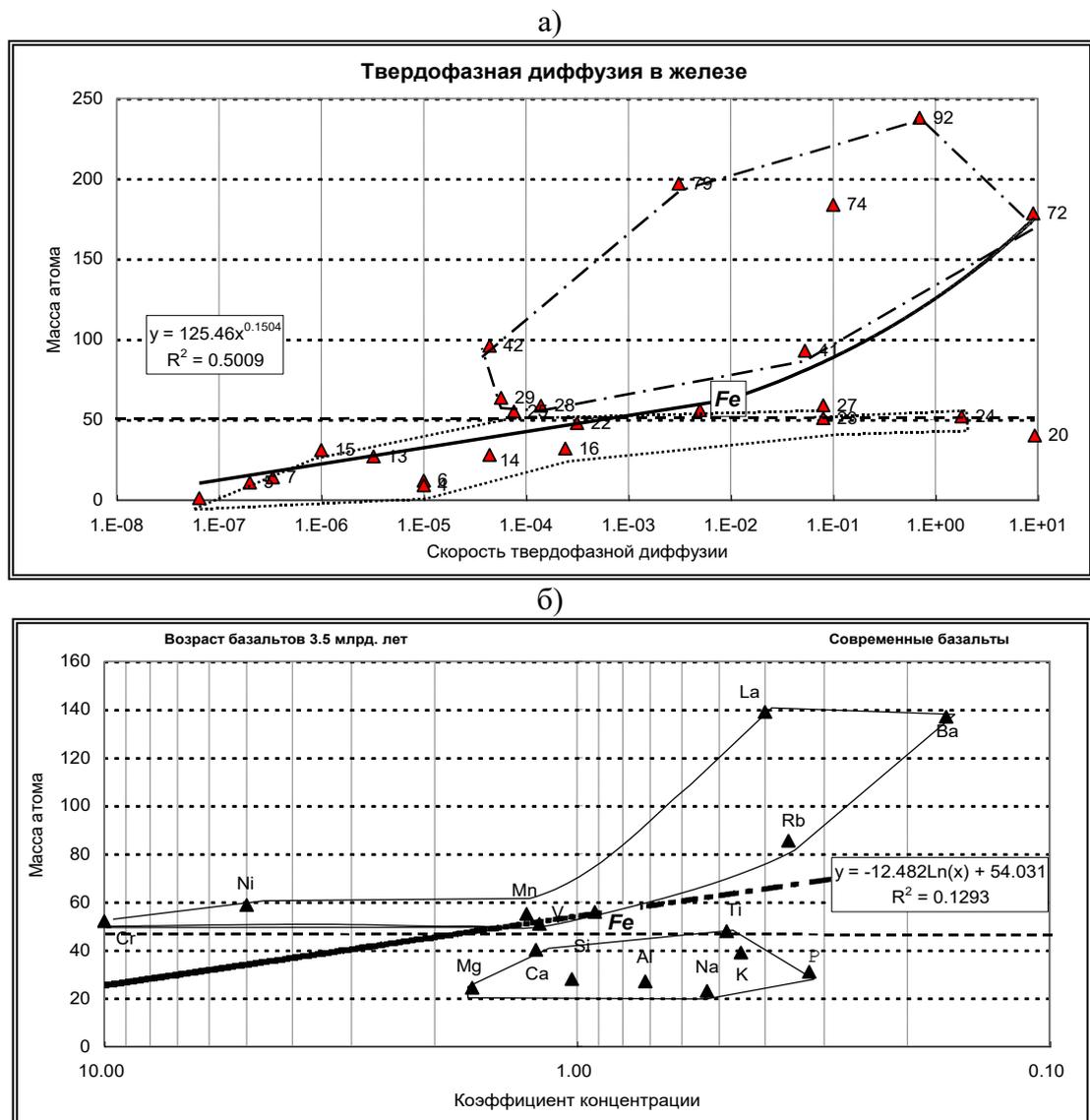


Рис. 4.1.13. Связь между атомной массой химических элементов (ось y) и их коэффициентом концентрации (ось x) в ходе: а) твёрдофазной диффузии в железе (показаны порядковые номера элементов); б) изменения (в течение 3, 5 млрд. лет) состава базальтов. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до высокой.

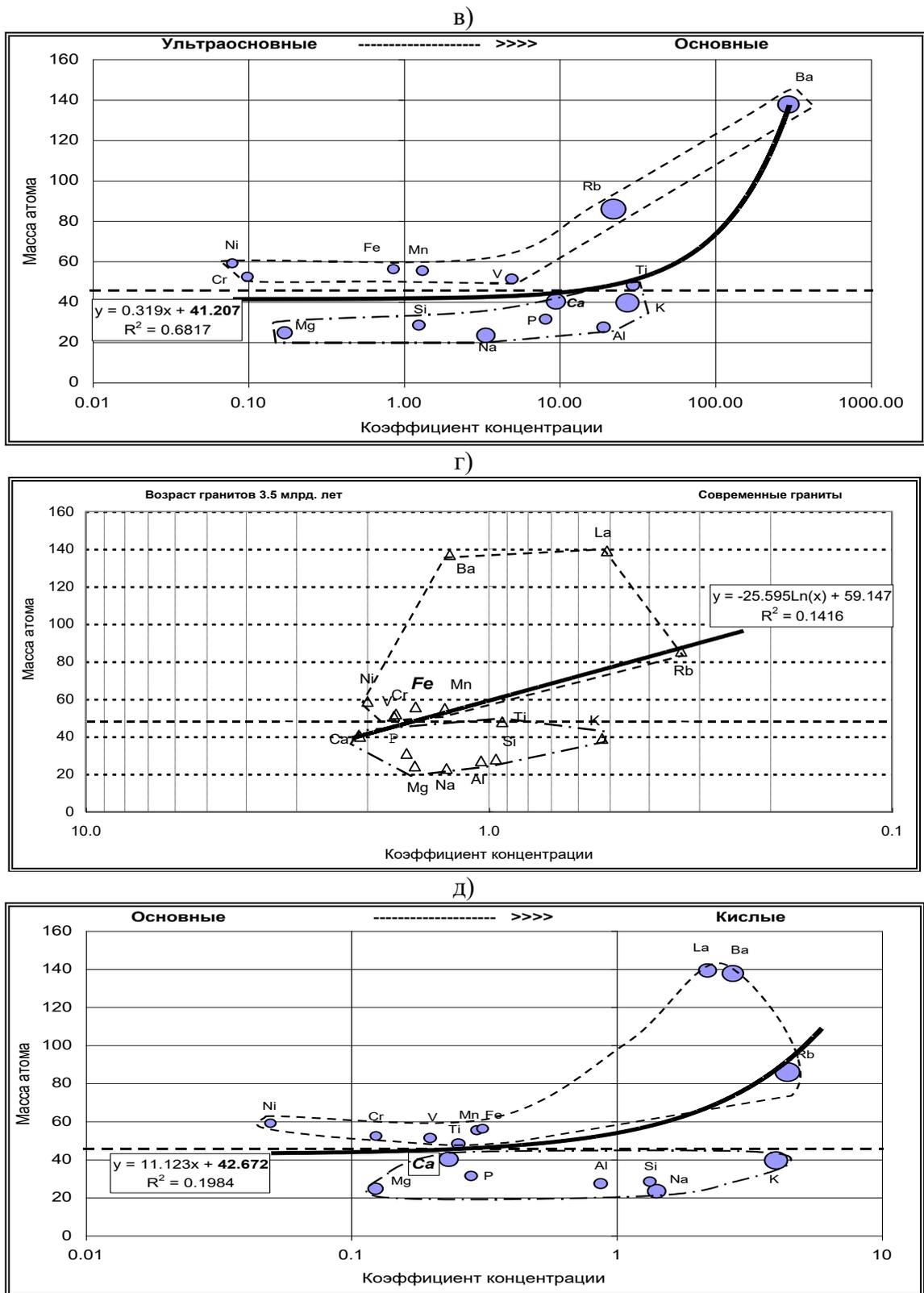


Рис. 4.1.13. (Окончание). Связь между атомной массой химических элементов (ось y) и их коэффициентом концентрации (ось x) в ходе: в) вертикальной дифференциации вещества литосферы на ультраосновные и основные породы; г) изменения (в течение 3, 5 млрд. лет) состава гранитов, д) вертикальной дифференциации вещества литосферы на основные и кислые породы. На диаграммах проведены жирные штриховые горизонтальные линии на уровне, приблизительно соответствующем атомному весу элементов матрицы. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до высокой.

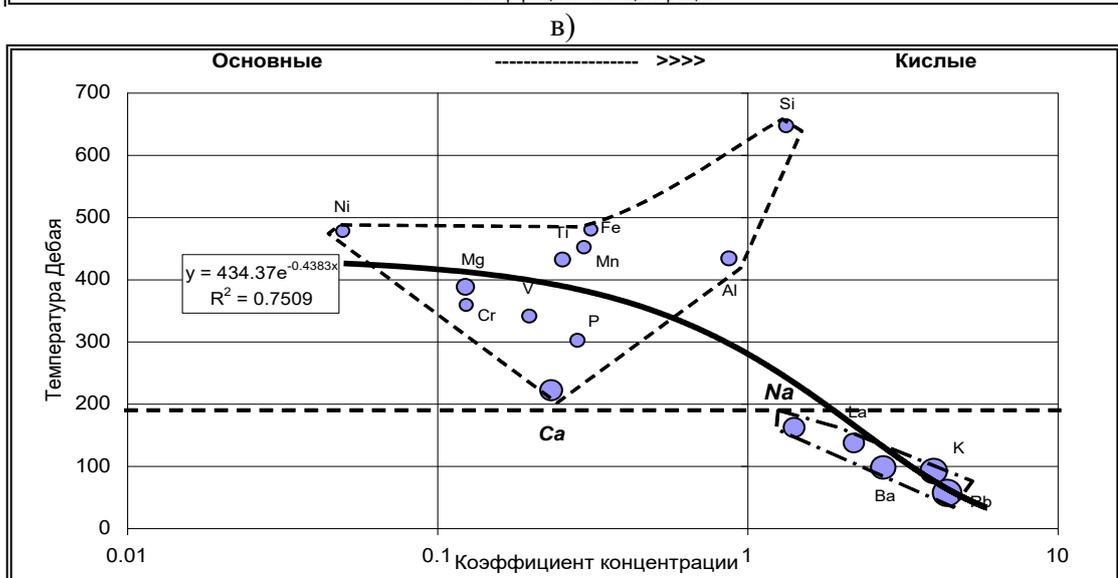
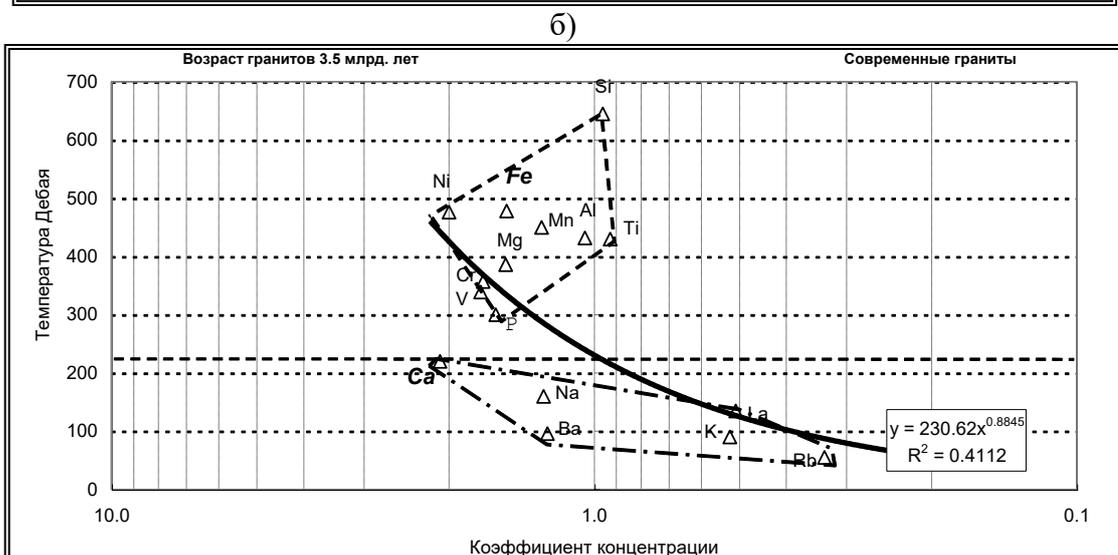
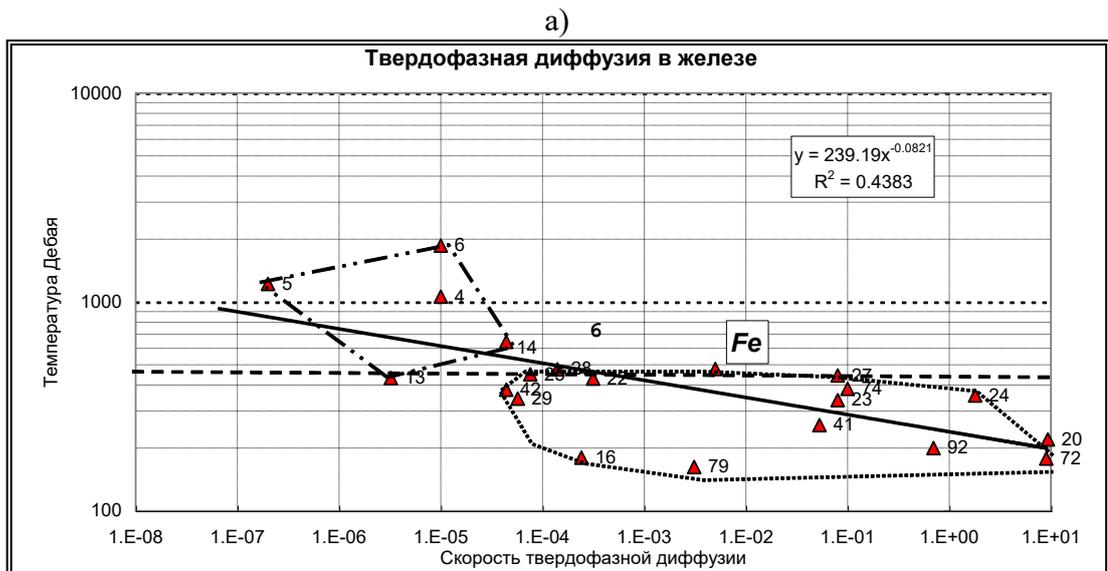


Рис. 4.1.14. Связь между температурой Дебая химических элементов (ось y) и их коэффициентом концентрации (ось x) в ходе: а) твердофазной диффузии в железе (показаны порядковые номера элементов); б) изменения (в течение 3, 5 млрд. лет) состава гранитов; в) вертикальной дифференциации вещества литосферы на основные и кислые породы (элементы матрицы Ca и Na). По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

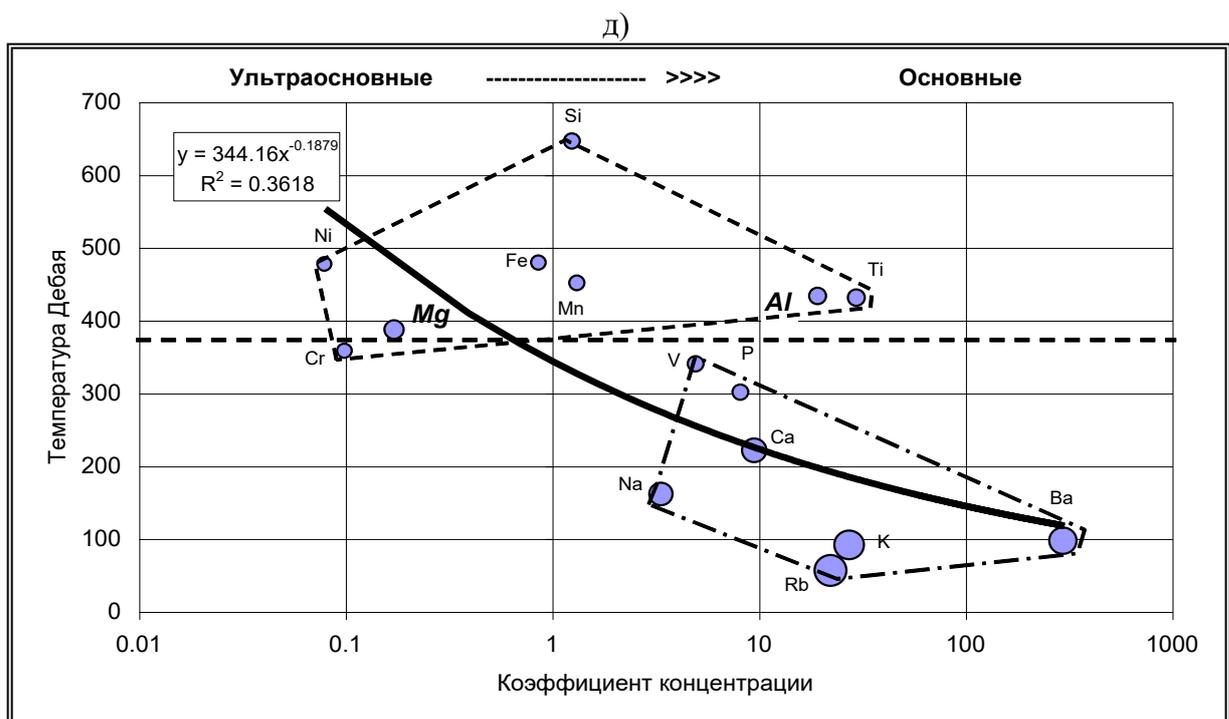
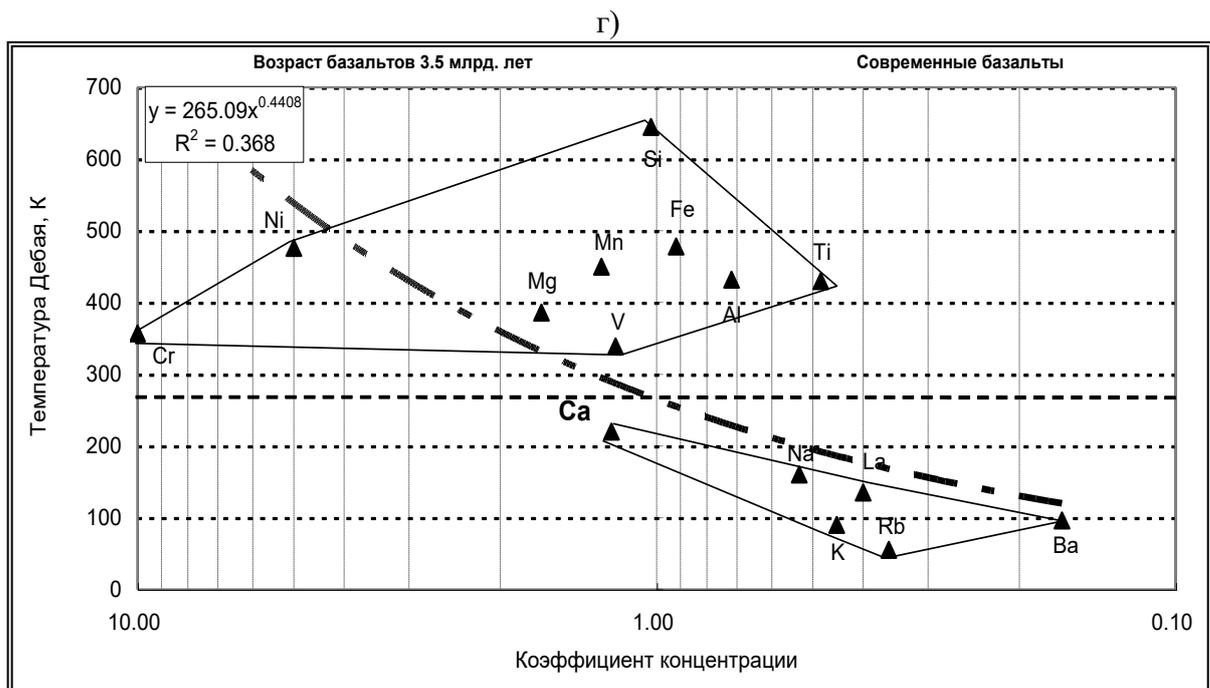


Рис. 4.1.14. (Окончание). Связь между температурой Дебая химических элементов (ось y) и их коэффициентом концентрации (ось x) в ходе: г) изменения (в течение 3, 5 млрд. лет) состава базальтов; в) вертикальной дифференциации вещества литосферы на ультраосновные и основные породы (элемент матрицы Mg). По шкале Чеддока теснота связи заметная.

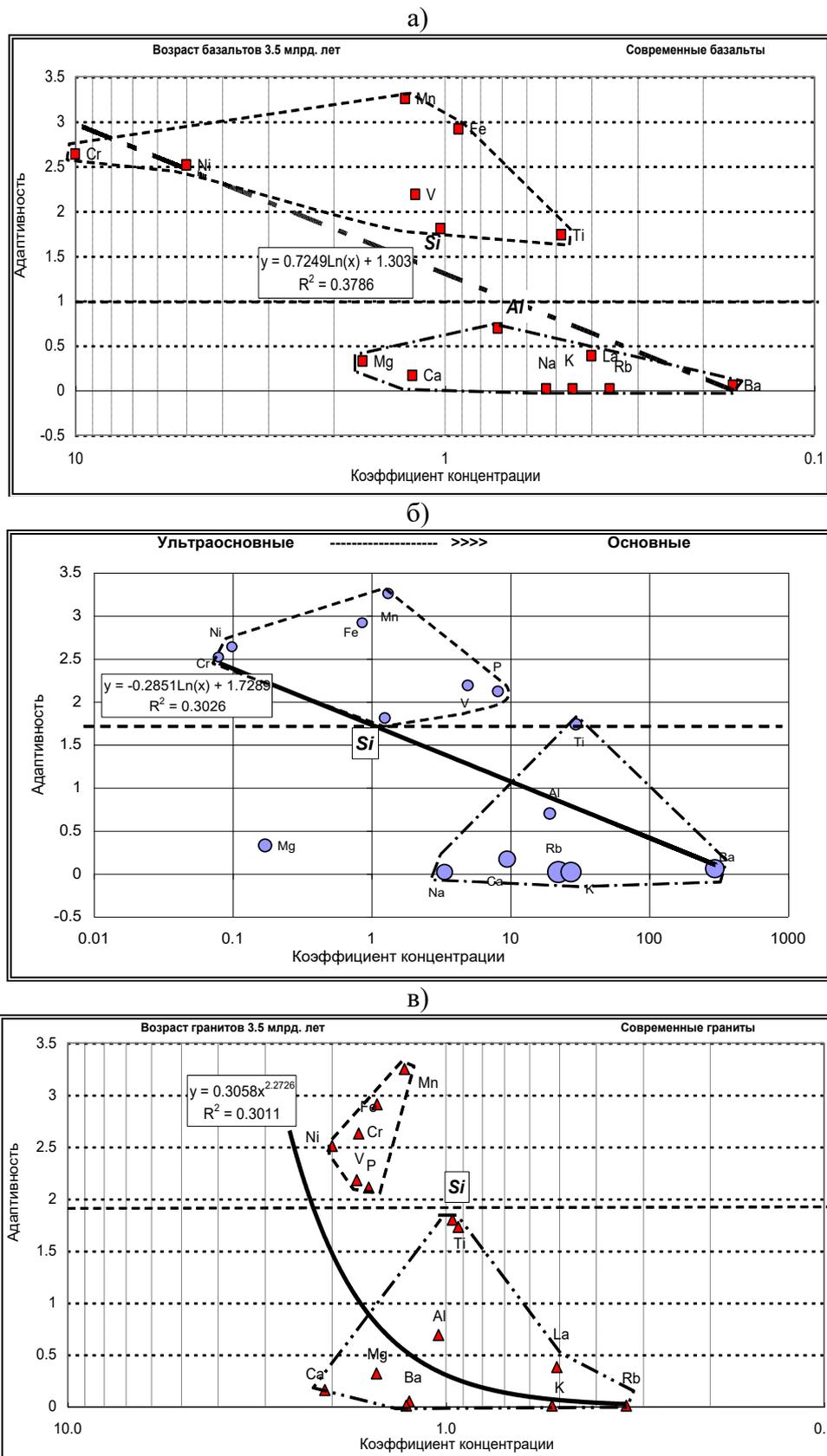


Рис. 4.1.15. Связь между адаптивностью химических элементов (ось y) и их коэффициентом концентрации (ось x) в ходе: а) изменения (в течение 3, 5 млрд. лет) состава базальтов; б) вертикальной дифференциации вещества литосферы на ультраосновные и основные породы (элемент матрицы Si); в) изменения (в течение 3, 5 млрд. лет) состава гранитов. По шкале Чеддока теснота связи заметная.

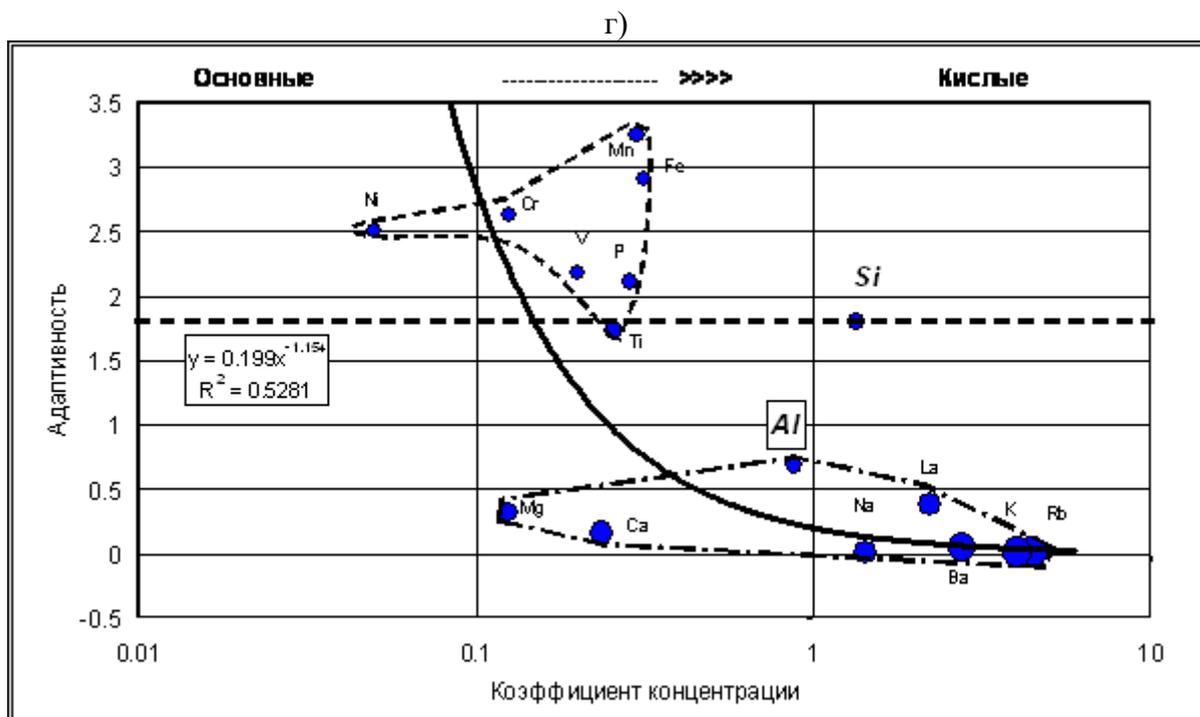


Рис. 4.1.15. (Окончание). Связь между адаптивностью химических элементов (ось y) и их коэффициентом концентрации (ось x) в ходе вертикальной дифференциации вещества литосферы на основные и кислые породы (элементы матрицы Si и Al). По шкале Чеддока теснота связи высокая.

4.1.8. Применение адаптивного анализа для изучения адаптации химических элементов в процессах метаморфизма, метасоматоза, углефикации

В процессе метаморфизма горных пород происходит адаптация химических элементов, результатом чего является их перераспределение путем активации и миграция. Нами изучалось изменение атомных параметров химических элементов, слагающих горную породу и отражающих воздействие таких внешних факторов, как температура и давление в массиве, гравитация.

С использованием данных Онтоева Д.О. о содержании химических элементов [244], анализировалась околожильная хлоритизация песчаника и глинистого сланца (рис.4.1.16, 4.1.17). В результате выполненного адаптивного анализа установлено нарастание давления и температуры во вмещающих песчаниках и сланцах по мере приближения к жиле.

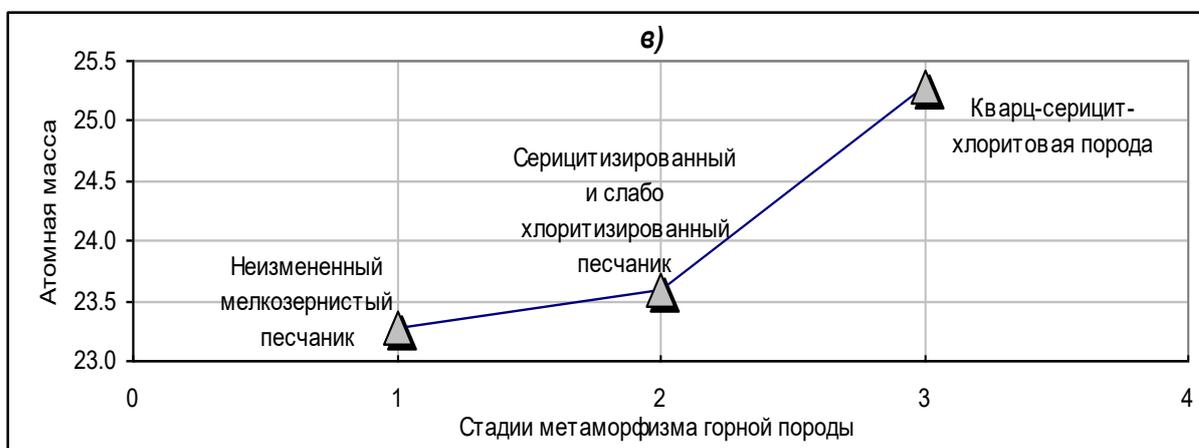
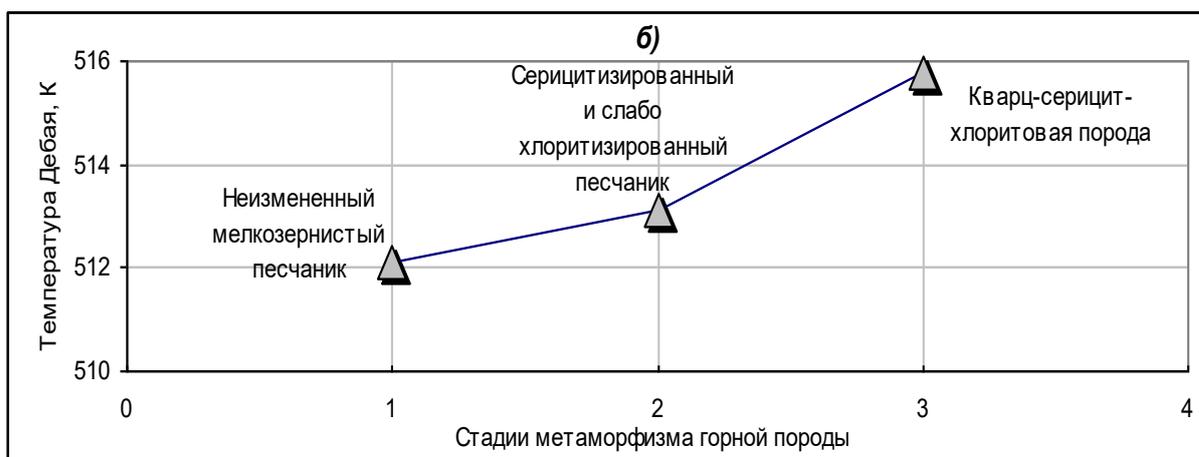
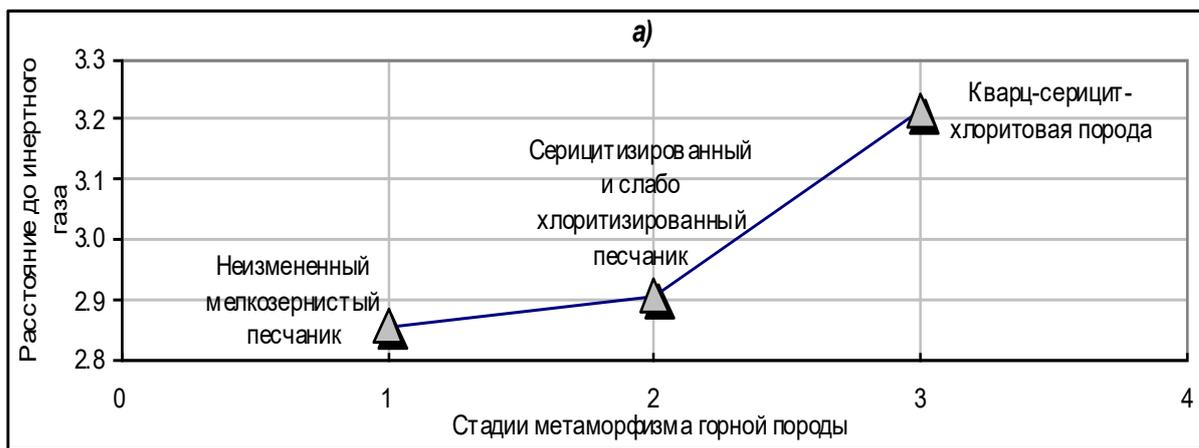


Рис. 4.1.16. Изменения атомных параметров усреднённого химического элемента песчаника в процессе его околожильной хлоритизации.

Установлен вектор миграции химических элементов в массиве. Судя по изменению средней атомной массы, миграция химических элементов происходила в направлении к трещине, заполненной жилой минералов.

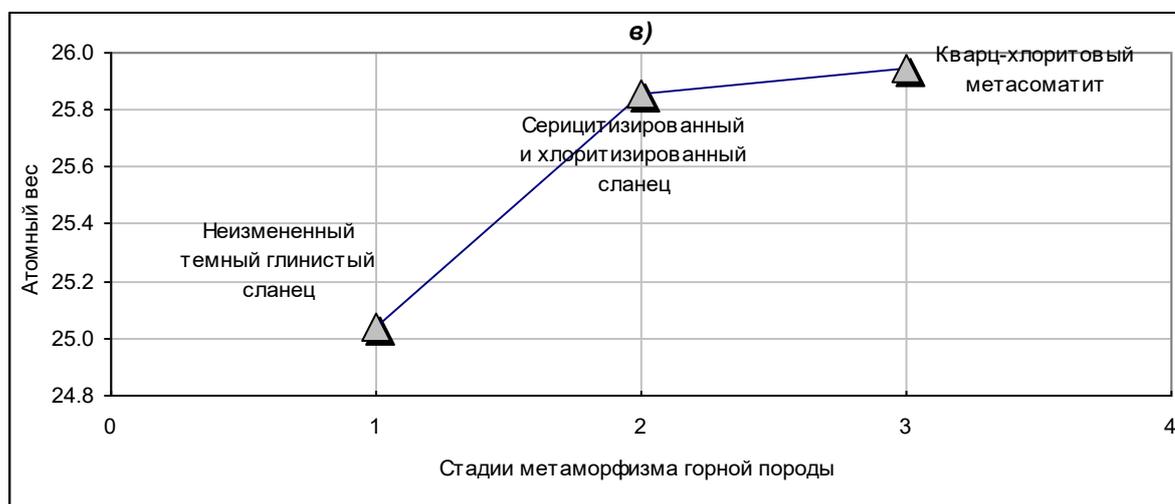
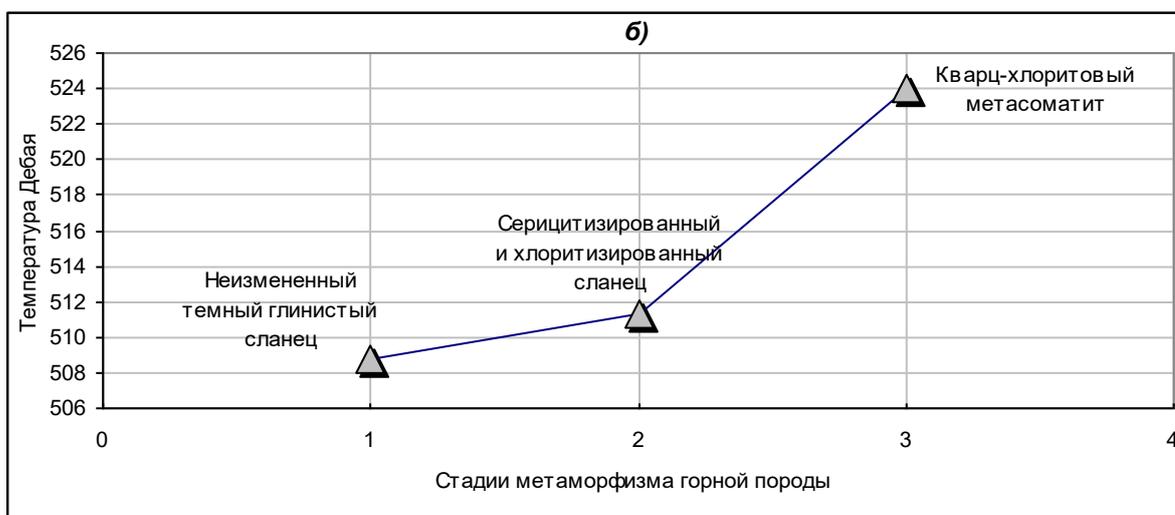
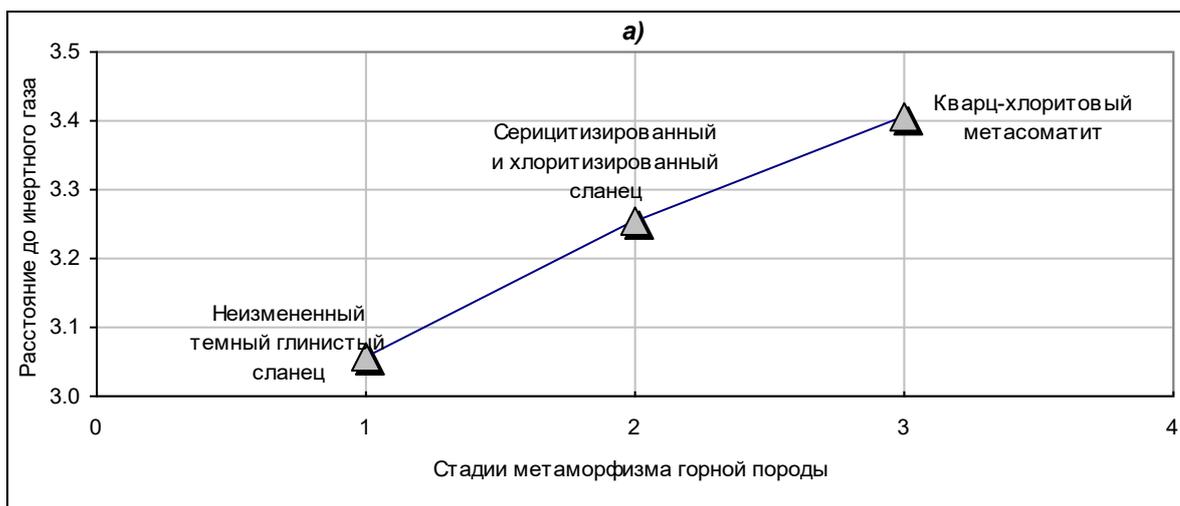


Рис. 4.1.17. Изменения атомных параметров усреднённого химического элемента глинистого сланца в процессе его околожильной хлоритизации в сульфидно-касситерито-хлоритовую стадию минерализации.

Адаптивный анализ, выполненный путем изучения изменения атомных параметров, отражающих давление и температуру массива в процессе грейзенизации на месторождении Гранитный, указывает на рост температуры и

давления в ходе метаморфизма (рис. 4.1.18). Отметим, что графики показывают не абсолютное увеличение значения температуры и давления, а относительный их рост, т.к. процентное содержание минералов-индикаторов, реагирующих на изменение PT - условий, небольшое.

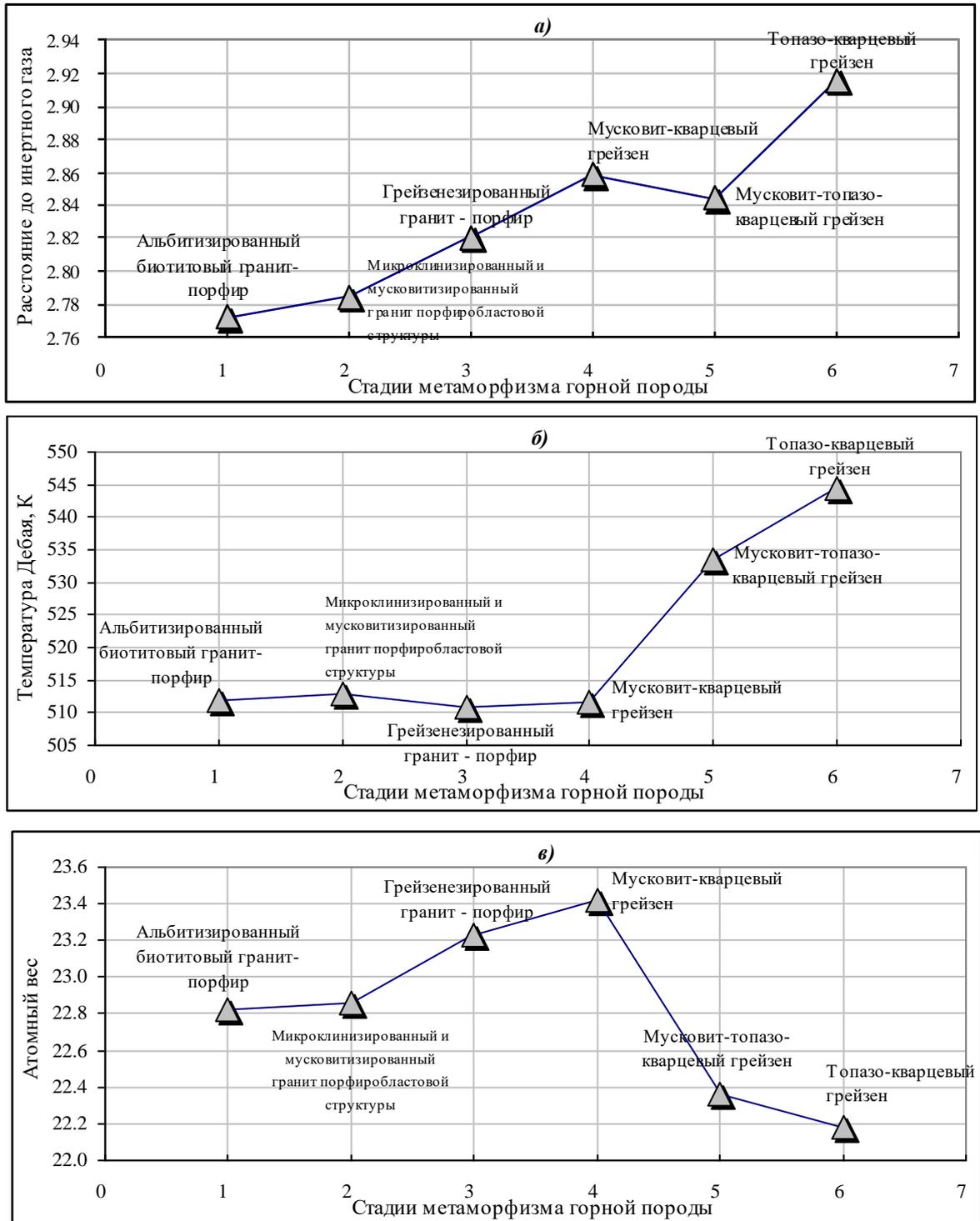


Рис. 4.1.18. Изменения атомных параметров усреднённого химического элемента гранит-порфиров в процессе их грейзенизации в месторождении Гранитовый.

Интересно, что давление растёт постепенно (см. рис.4.1.18 – а), а

температура более резко и на коротком расстоянии (см. рис. 4.1.18 – б). С ростом давления, при постоянной температуре (стадии 1 ÷ 4), связано поступление вещества в зону грейзенизации. Как только началось повышение температуры, химические элементы с более тяжёлыми атомами начали мигрировать из зоны метаморфизма (стадии 5÷6), благодаря действию «*эффекта массы*» в ходе твёрдофазной диффузии и активации.

Выполнен адаптивный анализ процесса метасоматоза на Казском железорудном месторождении по изменениям атомных параметров химических элементов (рис. 4.1.19 – рис. 4.1.22). Для анализа использованы данные А.Н.Кононова [165]. Изучение изменений атомных параметров в процессе метасоматоза на Казском железорудном месторождении подтверждает рост давления в ходе метасоматоза и позволяет приблизительно оценить степень его увеличения (рис. 4.1.19). Температура среды в ходе метасоматоза снижается до 5 стадии, затем возрастает в течение 6÷7 стадий, а в конце процесса опять снижается (см. рис. 4.1.19 – в).

В ходе метасоматоза из вмещающих пород теряются элементы с большим расстоянием до инертного газа, с большой атомной массой и с большим атомным радиусом, т.е. с большой скоростью твёрдофазной диффузии (см. рис.4.1.16). Они замещаются металлами, для которых фиксируется согласованный рост температуры Дебая и расстояния до инертного газа по мере развития процесса метасоматоза (рис. 4.1.21). Металлами вытесняются те порообразующие элементы, у которых больше атомная масса, атомный радиус и расстояние до инертного газа (рис. 4.1.22). Последнее свидетельствует о замещении металлами элементов с большим координационным числом.

Таким образом, адаптивный анализ показал, что метасоматоз на Казском месторождении происходил в результате роста температуры и давления в массиве, что привело к миграции из залежи быстро диффундирующих химических элементов и к накоплению металлов путем замещения ими

породообразующих элементов. Анализ диаграмм показывает, что в первую очередь металлами замещаются Si, затем кислород, K, Na, Ca, Mg (см. рис. 4.1.23).

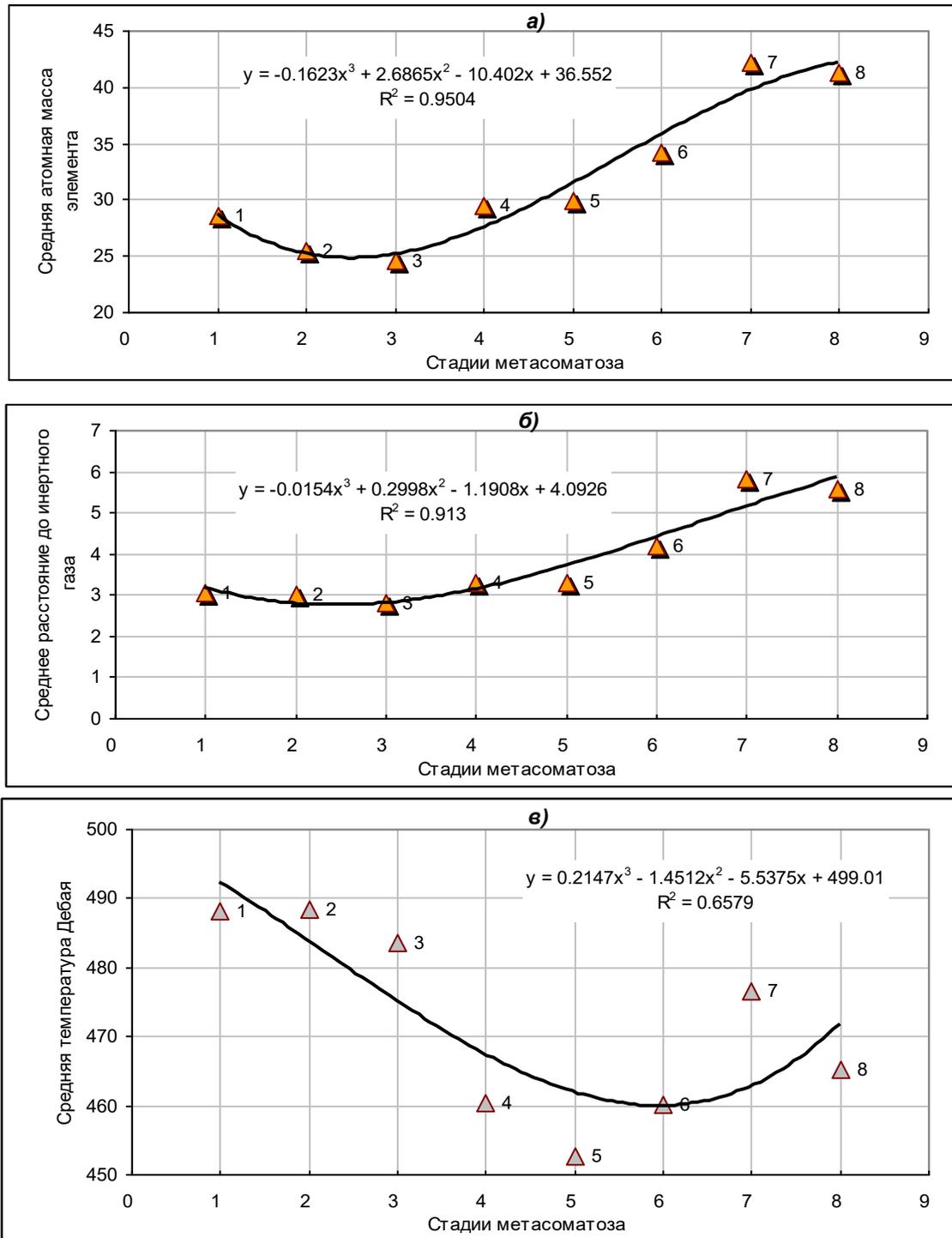


Рис. 4.1.19. Изменения атомных параметров (ось y) усреднённого химического элемента метасоматитов по стадиям метасоматоза (ось x) на Казском железорудном месторождении. 1 - вмещающие породы: осадочные и магматические, 2 - альбитизация пород, 3 – альбититы, 4 - гранат-пироксеновые скарны, 5 -гранатовые скарны, 6 - магнетит-гранатовые скарны, 7 - магнетитовые руды, 8 - сульфидно-магнетитовые руды. По шкале Чеддока теснота связи от высокой до весьма высокой.

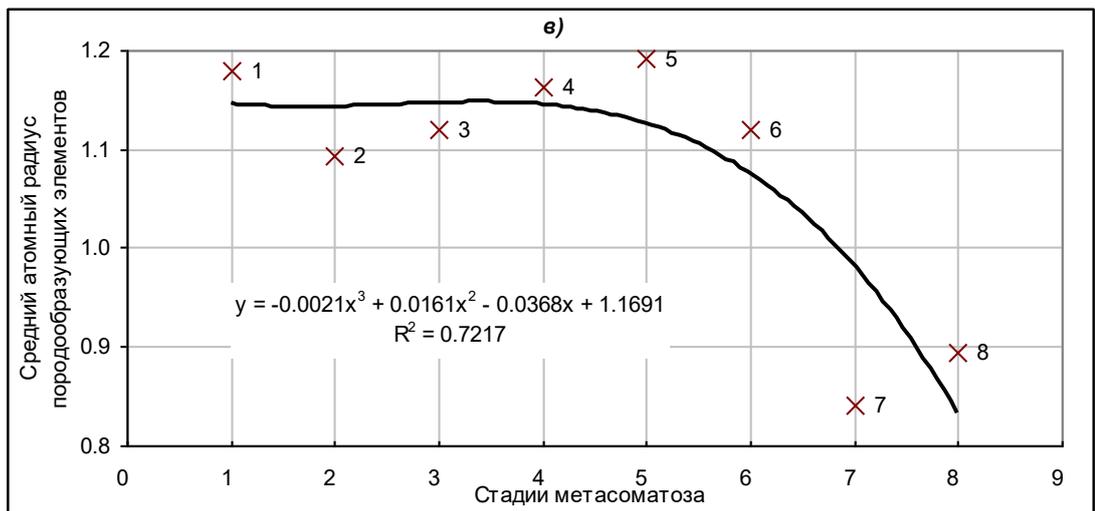
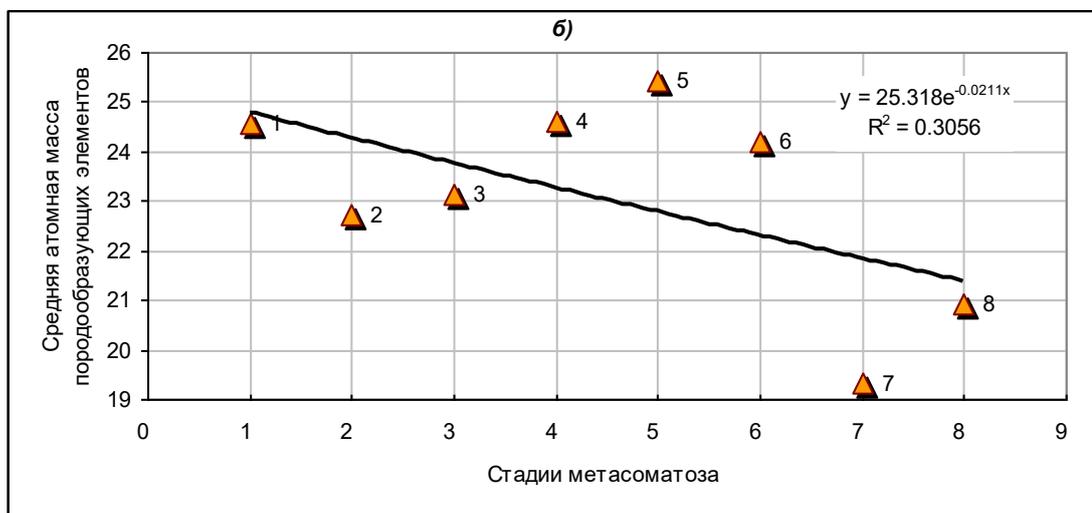
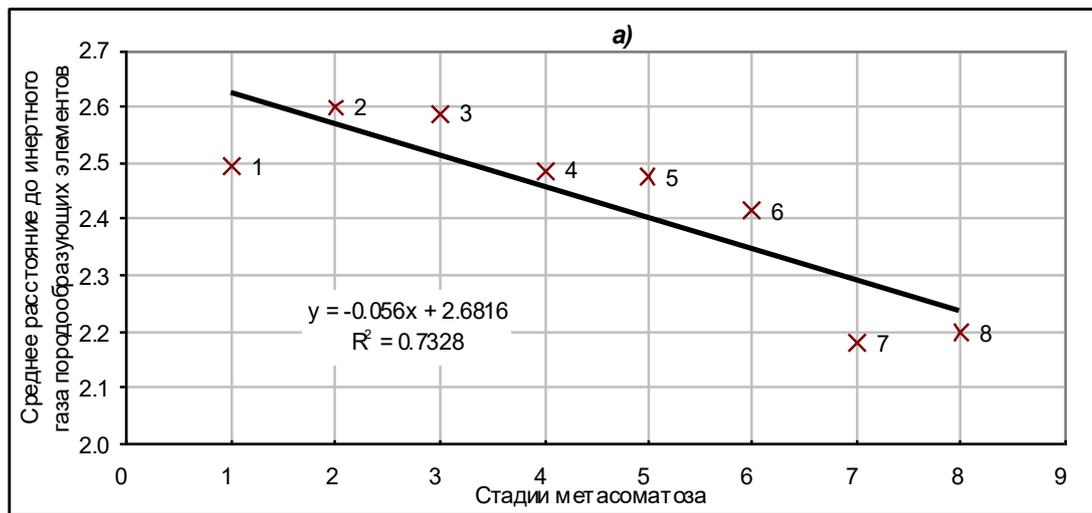


Рис. 4.1.20. Изменения атомных параметров (ось y) усреднённого *породообразующего химического элемента* на Казском месторождении по стадиям метасоматоза (ось x). 1 - вмещающие породы, 2 - альбитизация пород, 3 – альбититы, 4 - гранат-пироксеновые скарны, 5 -гранатовые скарны, 6 - магнетит-гранатовые скарны, 7 - магнетитовые руды, 8 - сульфидно-магнетитовые руды. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

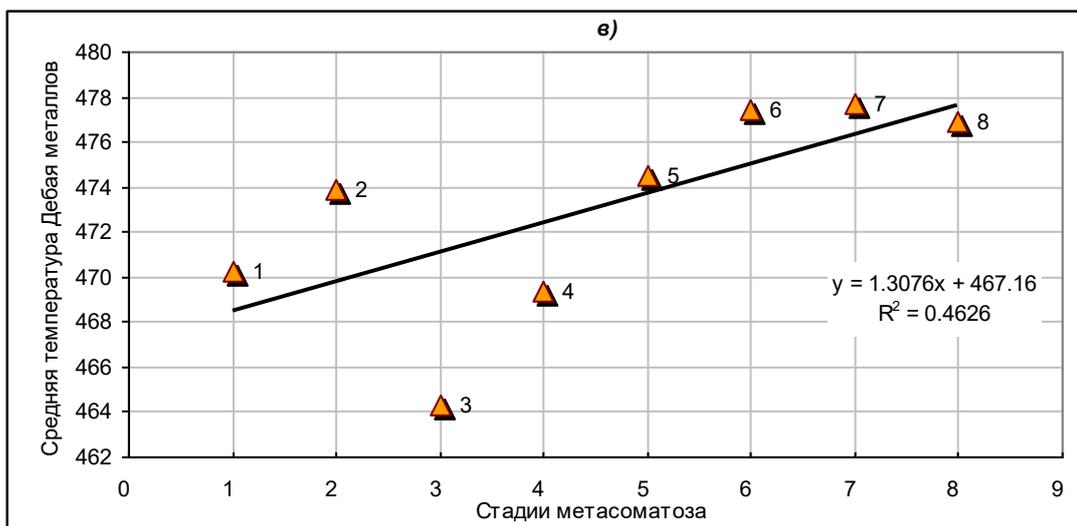
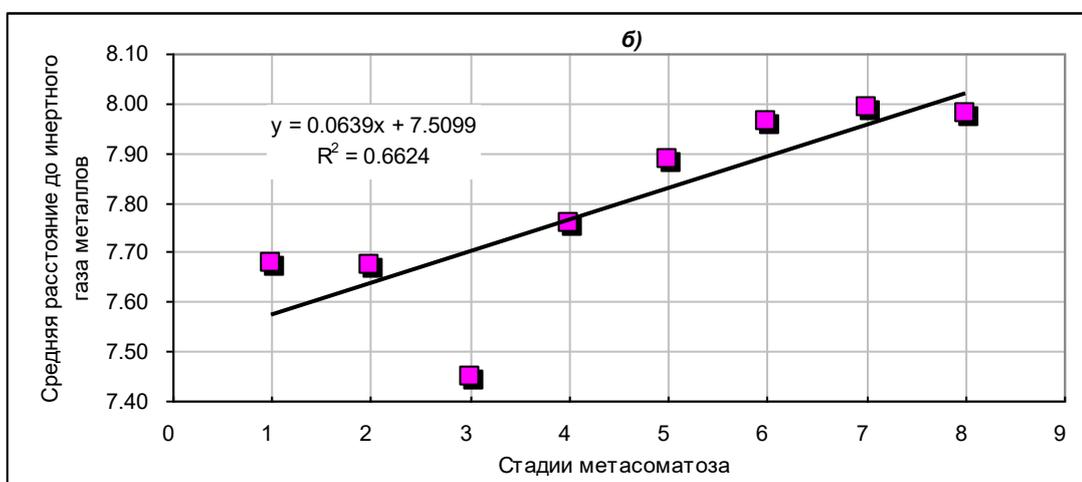
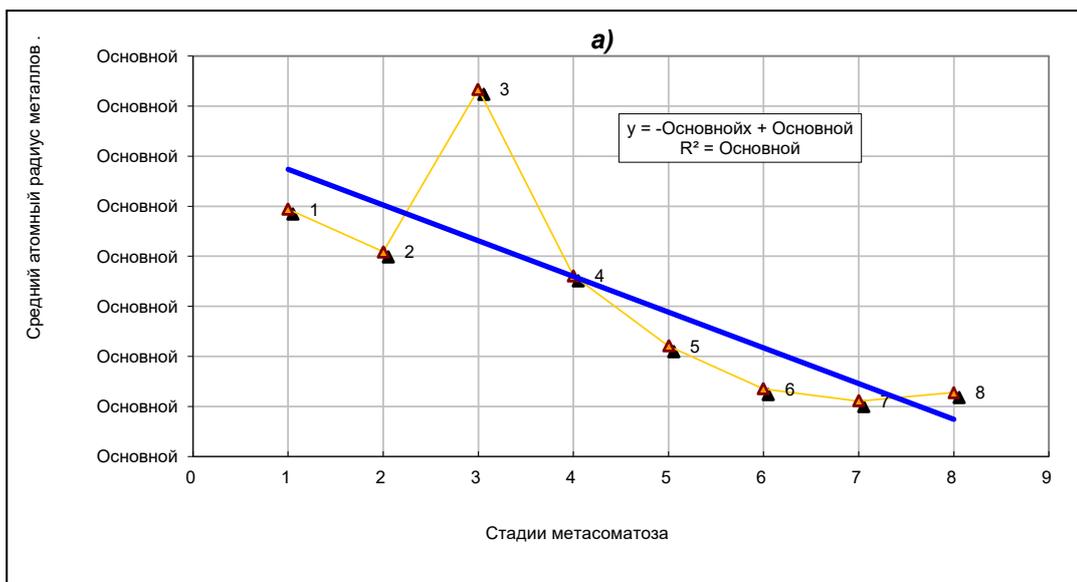


Рис. 4.1.21. Изменения атомных параметров (ось y) усреднённого *металла* на Казском железорудном месторождении по стадиям метасоматоза (ось x). 1 - вмещающие породы: осадочные и магматические, 2 - альбитизация пород, 3 – альбититы, 4 - гранат-пироксеновые скарны, 5 -гранатовые скарны, 6 - магнетит-гранатовые скарны, 7 - магнетитовые руды, 8 - сульфидно-магнетитовые руды. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

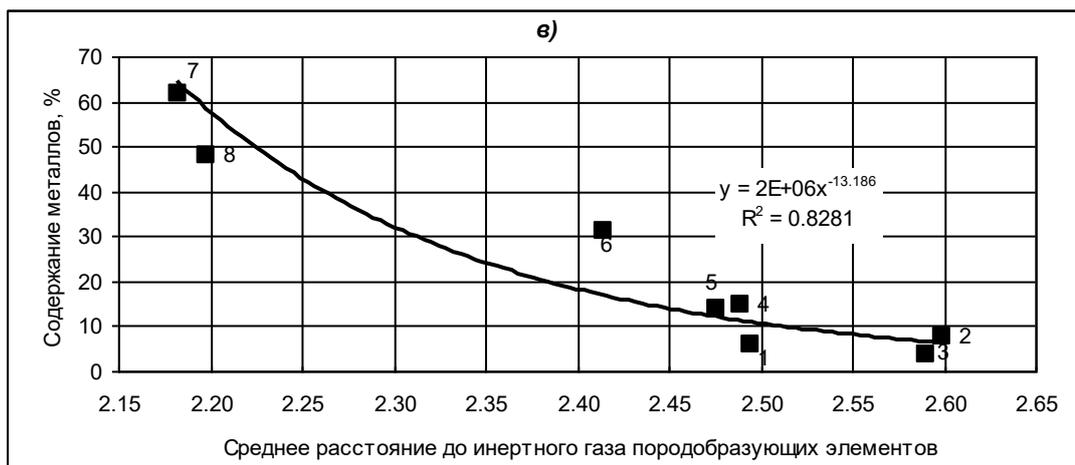
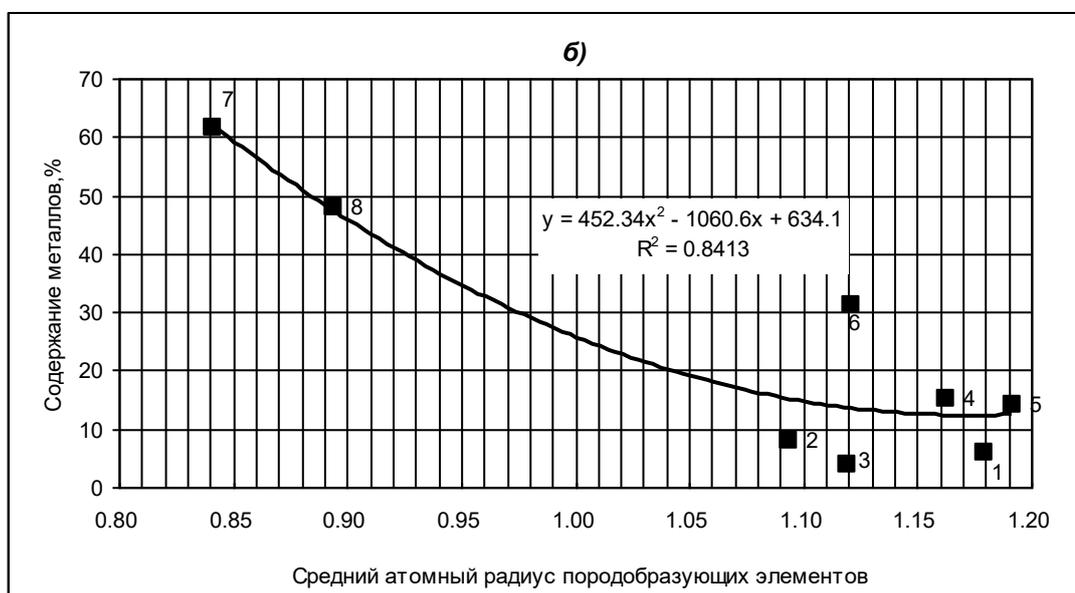
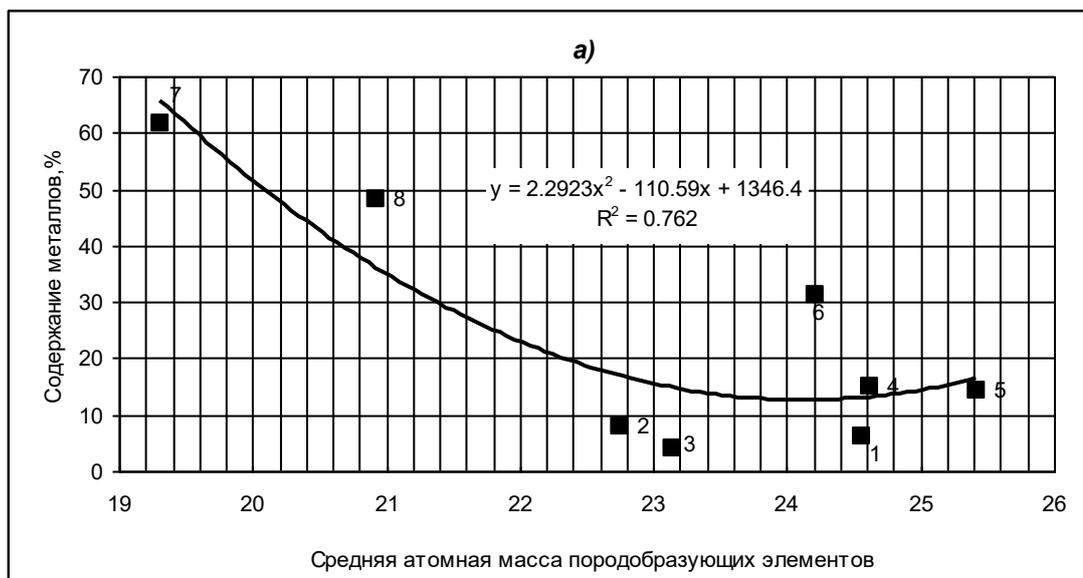


Рис. 4.1.22. Связь между содержанием металла (ось y) в метасоматитах и атомными параметрами (ось x) усреднённого породобразующего химического элемента на Казском месторождении. 1 - вмещающие породы, 2 - альбитизация пород, 3 – альбититы, 4 - гранат-пироксеновые скарны, 5 -гранатовые скарны, 6 - магнетит-гранатовые скарны, 7 - магнетитовые руды, 8 - сульфидно-магнетитовые руды. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

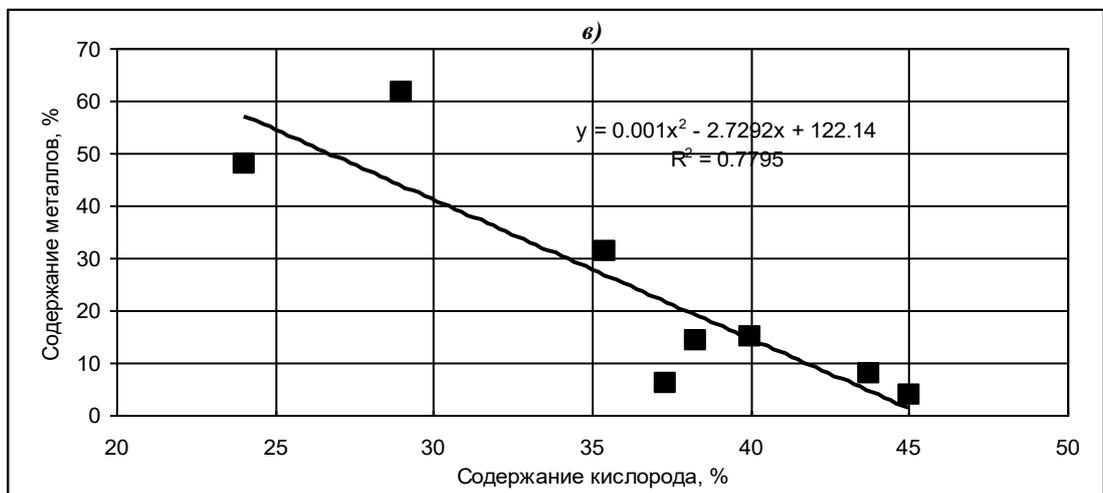
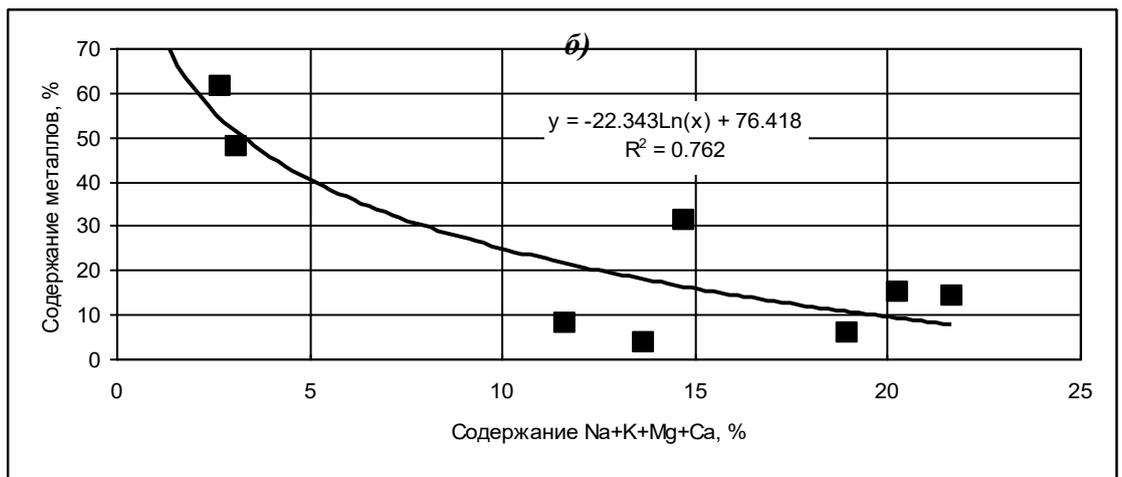
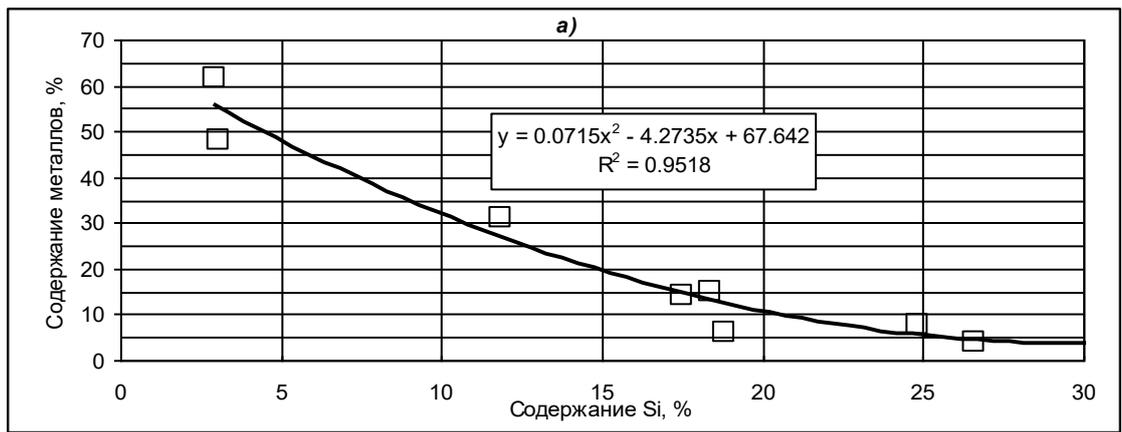


Рис. 4.1.23. Связь между содержанием металлов (ось y) и содержанием породообразующих химических элементов (ось x) на Казском месторождении. По шкале Чеддока теснота связи от высокой до весьма высокой.

Изучение адаптации химических элементов в процессе углефикации показало изменение адаптивных атомных параметров химических элементов, как их реакцию на рост температуры и давления в массиве (рис. 4.1.24). То есть, благодаря адаптации меняется химический состав углей.

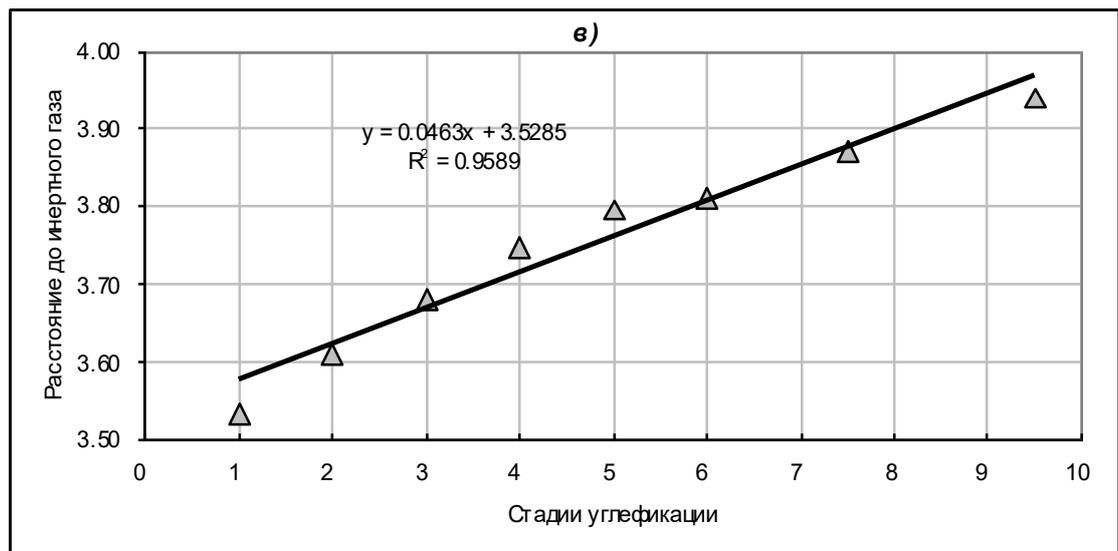
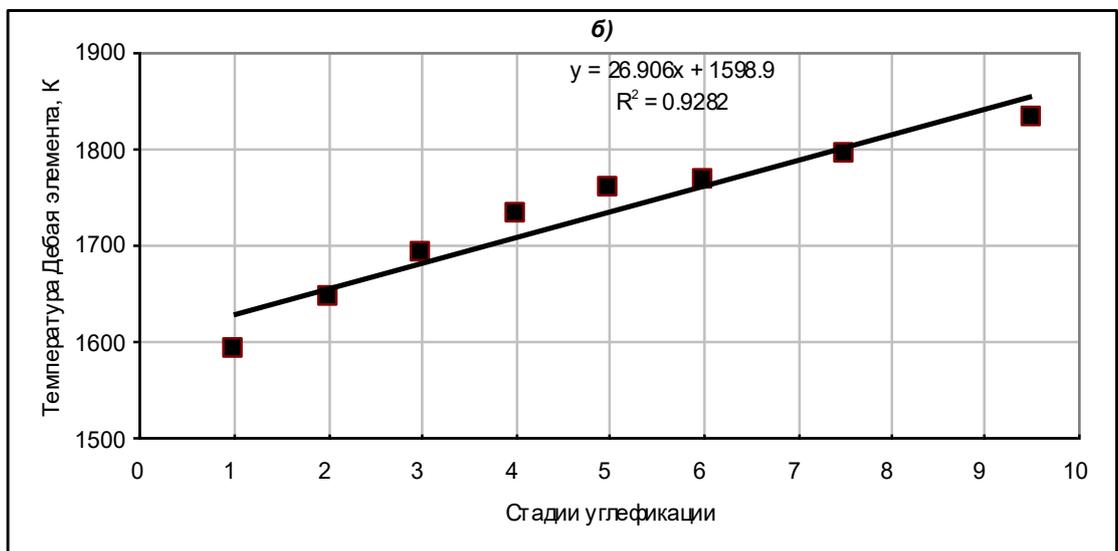
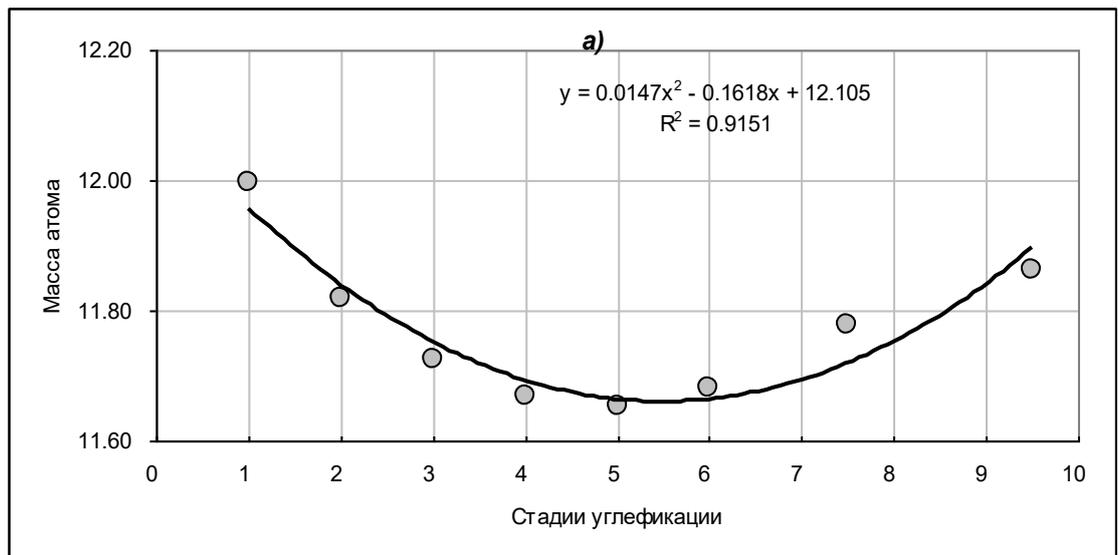


Рис. 4.1.24. Изменения атомных параметров (ось y) усреднённого химического элемента для вещества угольного пласта по стадиям углефикации (ось x). По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

Судя по диаграммам, при углефикации главными управляющими факторами среды выступают давление и температура, поскольку существует прямая связь между ними с одной стороны и степенью метаморфизма с другой стороны. Воздействие температуры проявлялось косвенным образом через повышение вероятности разрыва межатомных связей при росте температуры среды, но столь высоких значений температура не достигала.

А дополнительным фактором разрыва межатомных связей при незначительном росте температуры выступало время, поскольку увеличение продолжительности времени вызывало рост числа попыток разрывов связей.

4.2. Связь между твёрдофазной диффузией, адаптацией химических элементов, дифференциацией вещества литосферы, рудогенезом

4.2.1. Возникновение наиболее ранних месторождений рудогенных элементов

Автором обнаружено, что время накопления ранних 10% мировых запасов рудогенных элементов (*Cr, Ni, Mo, W, Sn, Sb, Pb, Cu, Zn*) зависит от содержания (K_b) данного рудогенного элемента в базальте, от его атомных параметров и подчиняется формуле (рис. 4.2.1):

$$t_{10\%} = 35 \cdot \left[\log \left(\frac{90 \cdot e^3}{K_b \cdot R \cdot M \cdot \Theta} \right) \right]^3,$$

где $t_{10\%}$ – время окончательного формирования 10% запасов рудогенного элемента, имеющего атомные параметры M, R, Θ, e . (Отсчёт времени с момента возникновения Земли, в млн. лет).

Из приведённой формулы следует:

1. Раньше начали формироваться месторождения тех элементов, у которых больше кларк в базальте и *более высокая скорость твёрдофазной диффузии из-за эффектов массы и величины атома*. Позже начали возникать месторождения рудогенных элементов с большим расстоянием до инертного газа (e), поскольку их атомы были сильнее связаны в минералах базальта.

2. Роль температуры Дебая (Θ) рудогенного элемента заключается в том, что с ее увеличением растёт сохранность месторождений данного элемента при их последующих прогревах в периоды тектоно - магматической активизации.

Существует некоторое сходство между данным уравнением и формулой

содержания химического элемента в средних породах, в зависимости от его кларка в базальте и от его атомных параметров (см. табл.4.1.1):

$$t_{10\%} = 35[\log(90e^3 / K_b RM\Theta)]^3$$

$$K_{cp} = (K_b MR) / e.$$

где K_{cp} , K_b – кларк элемента соответственно в средних породах и базальте.

А именно: поскольку элемент с большим атомным радиусом (R) и с большой атомной массой (M) быстрее диффундировал и активировался, и поэтому в средние породы из базальта быстрее мигрировал, то, во-первых, раньше возникли 10% его мировых запасов, и, во-вторых, его содержание повышено в средних породах. Это указывает на связь дифференциации вещества литосферы с рудогенезом.

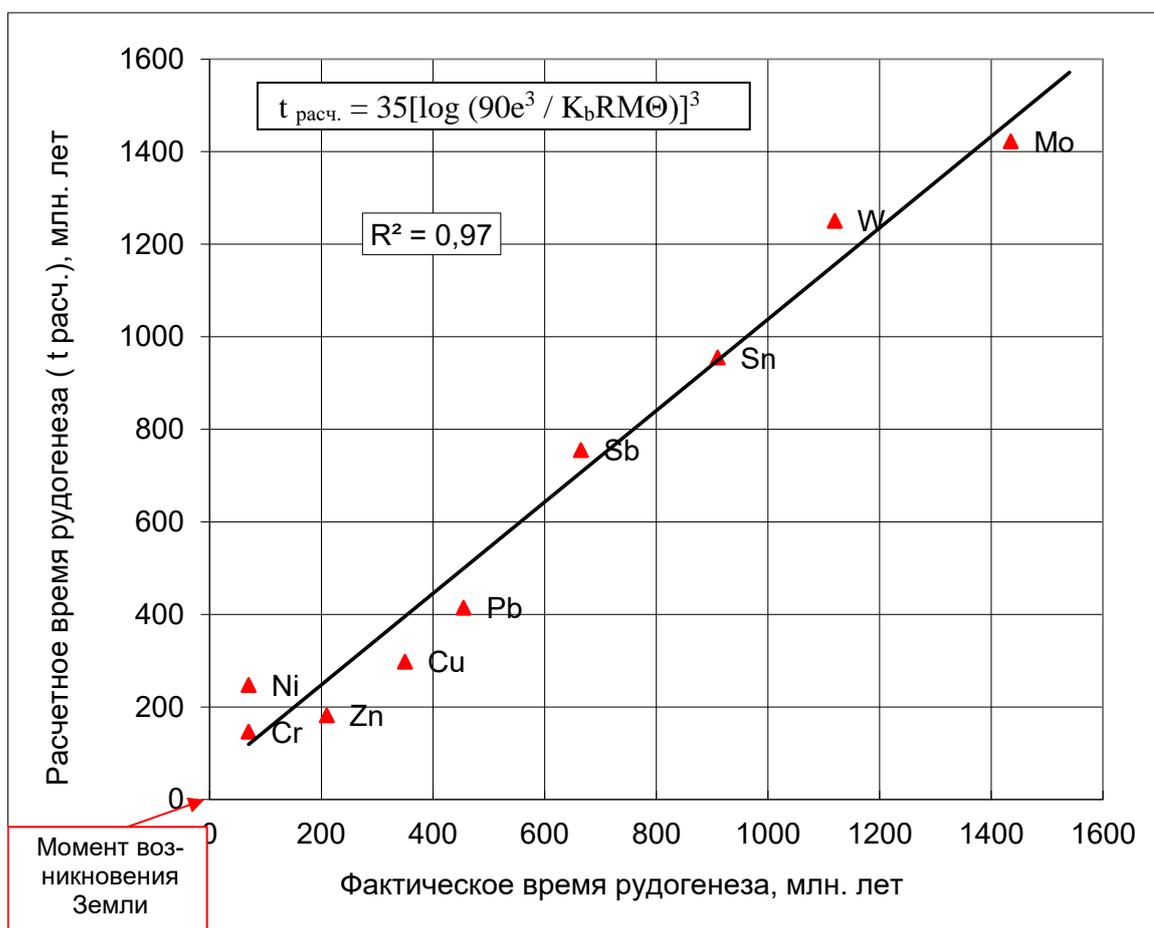


Рис. 4.2.1. Сопоставление фактического времени (ось x) рудогенеза первых 10% мировых запасов элемента в ранних месторождениях с расчётным временем (ось y , формула на диаграмме) рудогенеза, зависящим от кларка (K_b) данного элемента в базальте, и от его атомных параметров: R - атомного радиуса, M – атомной массы, Θ – температуры Дебая, e - расстояния до инертного газа. По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

4.2.2. Транзитный поток как причина возникновения тектоно-магматической цикличности, сформировавшей стратиформные месторождения

Ранее В.Е. Поповым и В.А. Стромовым [247] выявлена взаимосвязь между следующими геологическими процессами:

- a) трансгрессиями мирового океана,
- b) вулканической деятельностью,
- c) формированием стратиформных рудных концентраций.

На приводимых ими графиках видна тектоно - рудогенная цикличность, включающая цикличность указанных процессов. Нами выполнен адаптивный анализ цикла по изменениям атомных параметров рудогенных элементов (табл.4.2.1, рис.4.2.2) и установлено, что каждый тектоно - рудогенный цикл состоит из 6 этапов, и начинается с погружения литосферной плиты и обновления глубинных разломов. От начала цикла к его концу снижаются температура и давление в зоне рудогенеза, что подтверждается уменьшением в этом направлении температуры Дебая ($\Theta^{\circ}K$) и расстояния до инертного газа (e) рудогенных элементов (слева направо в табл.4.2.1). Минерагенез элементов с более крупными и тяжёлыми атомами, то есть, с высокой скоростью твёрдофазной диффузии, происходит во второй половине и в конце цикла из-за падения температуры среды к концу цикла.

Таблица 4.2.1.

Влияние атомных параметров элементов на последовательность их накопления внутри цикла рудогенеза в стратиформных месторождениях

Параметр	Элементы						Неметаллы и их соединения			
	1	2	3	4	5	6	2-5	4	4-5	6
Элемент	<i>Fe</i>	<i>Mn</i>	<i>Cu</i>	<i>Pb,Zn</i>	<i>Hg,Sb</i>	<i>TR,Au</i>	<i>P</i>	<i>S</i>	<i>KCl,NaCl</i>	<i>F*, B</i>
$\Theta^{\circ}K$	478°	450°	345°	105-305°	204-357°	121-163°	300° *	180°	90-160°	200*-1200°
(e)	8	7	-7	-4,-6	-6,-3	3,-7	-3	-2	1,-1	-1,3
R	1.26	1.3	1.28	1.39-1.74	1.57-1.61	1.44-1.88	1.34	1.04	1.92-2.36	0.71-0.83
$M, a.e.$	55,8	55	63,5	65,4-107,2	121,7-200,5	135-197	19	32	29-37	10,8-19

*Расчётные значения температуры Дебая

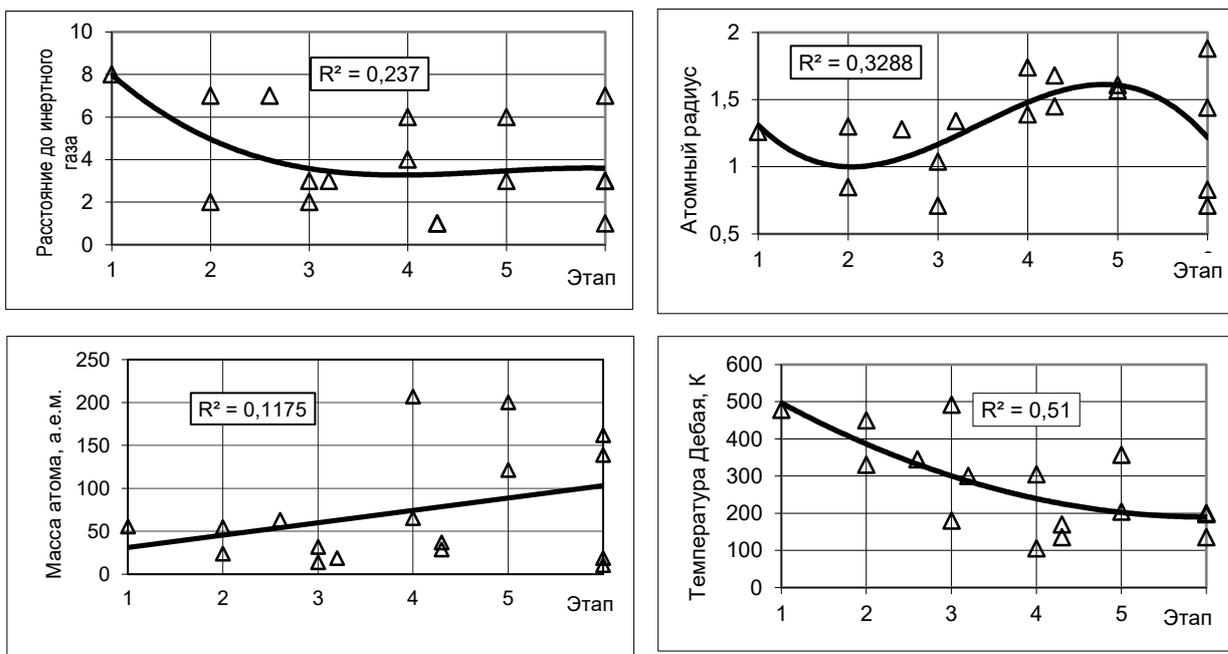


Рис. 4.2.2. Изменение атомных параметров рудогенных элементов (ось y) по этапам (ось x) внутри *каждого цикла* типичных эволюционных рядов стратиформных рудных концентраций в фанерозое. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до высокой.

По нашему мнению, основная причина возникновения тектоно - рудогенной цикличности – это транзитный поток щелочных и щёлочноземельных элементов из мантии.

Академик Д.С. Коржинский считает, что «...основные и ультраосновные магмы весьма глубинного происхождения должны быть щелочными. Диффузионные же процессы должны приводить к выравниванию щёлочности основных и кремнекислых магм, ибо щелочные металлы диффундируют быстрее, чем двухвалентные основания и другие инертные компоненты магм, а диффузия приводит к выравниванию ... прежде всего щелочей. Поэтому при длительном диффузионном взаимодействии с гранитной магмой или с кремнекислыми осадочными породами щелочные основные и ультраосновные магмы должны переходить в нормальные. Повышенная же щёлочность основных и ультраосновных пород проявляется ...на островах в средних частях океана, где осадочные породы...имеют незначительную мощность, а также вдоль глубинных разломов платформ, где был возможен быстрый подъем глубинных щелочно-основных магм» [168, с.21-30].

Считаем, что, вследствие опережающего поступления в транзитных потоках мантии щелочей, при снижении проницаемости литосферы, растёт содержание щелочных элементов в верхней части мантии, где генерируется магма; кроме того, повышается концентрация летучих, щелочных и щёлочно-земельных элементов под слабопроницаемой плитой континентальной коры. Последнее подкрепляется данными Ю.И. Половинкины: «Наличие щелочных производных составляет характерную особенность магматизма платформ, причём, кроме группы нефелинового сиенита наблюдаются также щелочные габброиды и базальтоиды» [255, с.111-116], а также Ю.М. Шейнманна, «... вероятность появления щелочных пород тем больше, чем менее тектонически - подвижной является область, где поднимается магма» [342, с.445].

Полагаем, что накопление щелочей вместе с летучими в подошве литосферы и увеличение их содержания до критического значения понижает температуру плавления вещества верхней мантии, а одновременное опережающее поступление и аккумуляция более тяжёлых и крупных радиоактивных элементов (U , Th , K) увеличивает генерацию тепла и температуру массива. В результате мантийное вещество частично плавится, уменьшается его плотность и нарушается изостазия: континентальная кора погружается в расплавленное мантийное вещество, раскалываясь на блоки. Возникает магматический очаг и начинается тектоно-рудогенный цикл формирования рудных залежей, в том числе стратиформных: развивается морская трансгрессия, по глубинным разломам из мантии начинают подниматься флюиды и магма, с которыми поступают рудогенные элементы. Рудогенез происходит в проницаемых зонах.

В начале цикла (см. рис.4.2.2) температура и давление в мантийном магматическом очаге наиболее высокие, поэтому литосферные блоки вдоль разломов прогреваются на максимальную величину. Вследствие этого рудные тела данного этапа сложены химическими элементами с высокой температурой Дебая, и с большим расстоянием до инертного газа, соответствующим

большому давлению в зоне рудогенеза. В это время, когда температура и давление у флюидов и проницаемых зон высокая, элементы с низкой температурой Дебая и с малым расстоянием до инертного газа рассеиваются по пути подъёма магмы и флюидов, проникая в литосферные блоки по латерали, а также выносятся вверх. Этому способствует их большая скорость твёрдофазной диффузии благодаря *эффектам массы и радиуса атома*.

По мере развития цикла мантийный магматический очаг остывает. В условиях медленного снижения давления и температуры флюидов в трещиноватых зонах начинается рудогенез элементов с более низкой температурой Дебая и с малым расстоянием до инертного газа. Возникает обратный латеральный градиент температуры и давления, направленный в сторону проницаемых зон из прилегающего массива, ранее насыщенного высокотемпературными флюидами. Благодаря этому рудогенные элементы поступают не только из мантийного очага, но и из литосферных блоков за счёт ремобилизации тех ранее рассеянных элементов, которые обладают более высокой скоростью твёрдофазной диффузии. Именно этим объясняется снижение температуры Дебая и расстояния до инертного газа от начала к концу цикла, а также уменьшение вулканической активности в этом же направлении.

Остывание и истощение магматического очага в верхней мантии приводит к увеличению плотности мантийного вещества. Начинается всплывание литосферных блоков, ранее погружившихся в мантийный расплав. Это сопровождается регрессией моря, обновлением разломов и повторным циклом рудогенеза, но более слабого и низкотемпературного.

Разработанный нами, вышеприведённый механизм цикличности соответствует схеме металлогенического развития геосинклиналей, созданной Ю.А. Билибиным и коллективом ВСЕГЕИ [341], и не противоречит современным представлениям [341, с.145], свидетельствуя в пользу мантийного происхождения рудного вещества, сформировавшего стратиформные месторождения.

4.2.3. Установление закономерностей рудогенеза в подвижных областях с помощью адаптивного анализа

Изменение рудогенеза в подвижных областях автор исследовал на диаграммах «Этапы развития геосинклинали – Атомные параметры рудогенных элементов соответствующего этапа», «Этапы развития геосинклинали – Состав магматических пород соответствующего этапа», а также на других диаграммах (рис. 4.2.3), используя данные Ю.А. Билибина, А.Д. Щеглова и коллектива ВСЕГЕИ.

Первая половина периода развития геосинклинали начинается с погружения, затем следует подъем, сопровождаемый началом магматизма, дискретно продолжающегося до окончания развития геосинклинали. Во второй половине развития происходит погружение подвижной области, которое позже сменяется некоторым подъёмом. Состав магмы, вплоть до окончания магматических инъекций, последовательно меняется от ультраосновного до ультракислого. Интенсивность магматизма резко возрастает в эпоху орогенеза и в эпоху завершения погружения (см. рис. 4.2.3, а).

Автор установил, что параметры *рудогенных элементов* «температура Дебая» и «расстояние до инертного газа», характеризующие соответственно температуру и давление в массиве, уменьшаются от начала развития области к ее концу. Уменьшение этих параметров, а, следовательно, *температуры и давление в массиве*, происходит скачком в начале погружения (7 этап), когда поступает магма кислого состава и начинается рудогенез элементов – электрофилов. Одновременно начинается рудогенез подвижных элементов с более тяжёлыми атомами. Причина этого в снижении температуры в зоне рудогенеза, что обеспечивает минерагенез тяжёлых элементов, обладающих высокой скоростью твёрдофазной диффузии. Снижение температуры в зоне рудогенеза вызвано залечиванием глубинных разломов (см. рис. 4.2.3 – а, уменьшение разрывной тектоники на 8-9 этапах).

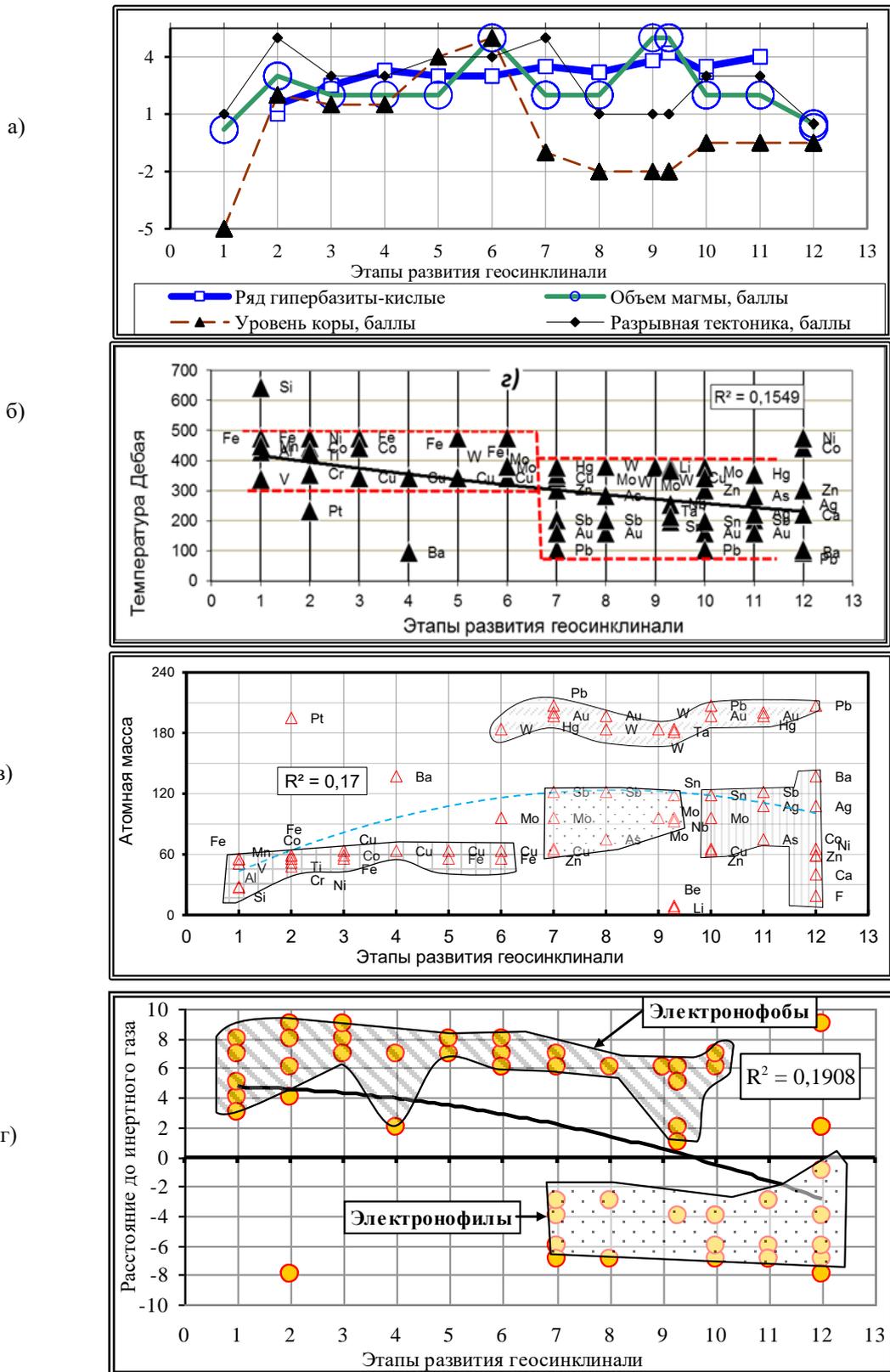


Рис. 4.2.3. Изменение параметров массива и рудогенных элементов (ось y) по этапам развития (ось x) геосинклинали-складчатых поясов (адаптивный анализ выполнен по данным Ю.А. Билибина, А.Д. Щеглова и коллектива ВСЕГЕИ). На рис. 4.2.3 (а), по оси y, 4 параметра: I - ряд магматических пород (1-ультраосновные, 2 - основные, 3 - средние, 4 – кислые); II – уровень земной коры, в баллах от (-6) – опускание коры до (+6) – горообразование; III – объем магматических пород (в баллах от 0 до 6); IV- разрывная тектоника (в баллах). По шкале Чеддока теснота связи, между y и x, от умеренной до заметной.

Судя по изменениям температуры Дебая (см. рис. 4.2.3, б), которая соответствует температуре *рудообразования*, и по изменениям атомного параметра «Расстояние до инертного газа» (см. рис. 4.2.3, г), отражающего давление в массиве (давление оценивалось по диаграмме на рис. 3.2.5), рудогенез происходил в две стадии:

первая стадия рудогенеза (1-6 этапы) характеризуется высокими значениями температуры ($350\div 500^{\circ}\text{K}$, или $350\div 770^{\circ}\text{C}$) и давления (около 2 кбар), связана с эволюцией магмы от ультраосновного состава к среднему. Первоначальное опускание области сменяется подъёмом, стадия завершается орогенезом, объем магматических инъекций в конце стадии резко возрастает. Разрывная тектоника высокая: 3 балла и более;

вторая стадия рудогенеза (7-11 этапы), характеризующаяся низкими значениями температуры ($100\div 350^{\circ}\text{K}$, или $100\div 350^{\circ}\text{C}$) и давления (около 1 кбар), связана с породами среднего, кислого и ультракислого состава. В начале второй стадии орогенез сменяется опусканием подвижной области, уменьшаются интенсивность разрывной тектоники, проницаемость коры, объем магматических инъекций. В конце второй стадии наблюдаются интенсивные инъекции магмы ультракислого состава, увеличивается распространённость тектонических разрывов.

Разгрузка магматического очага приводит к тому, что с началом второй стадии рудогенеза резко опускается земная кора, скачком, в 3 раза уменьшается температура Дебая рудогенных элементов, в 2 раза снижается абсолютное значение параметра «Расстояние до инертного газа», (рис. 4.2.4), что свидетельствует о падении температуры и давления в зонах рудогенеза, где происходит минерагенез элементов – электронофилов, и элементов с более крупными и тяжёлыми атомами, то есть, с высокой скоростью твёрдофазной диффузии. При этом масса атома элементов, входящих в минералы, скачком увеличивается в $2\div 3$ раза, в соответствии с предложенной автором схемой минерагенеза в 2 стадии при участии твёрдофазной диффузии (см. п. 4.1.5).

Первая и вторая стадии, судя по общим рудогенным элементам, на их границе взаимно перекрываются (6-7 этапы). Колебательные движения земной коры и рудогенез взаимосвязаны (рис. 4.2.4).

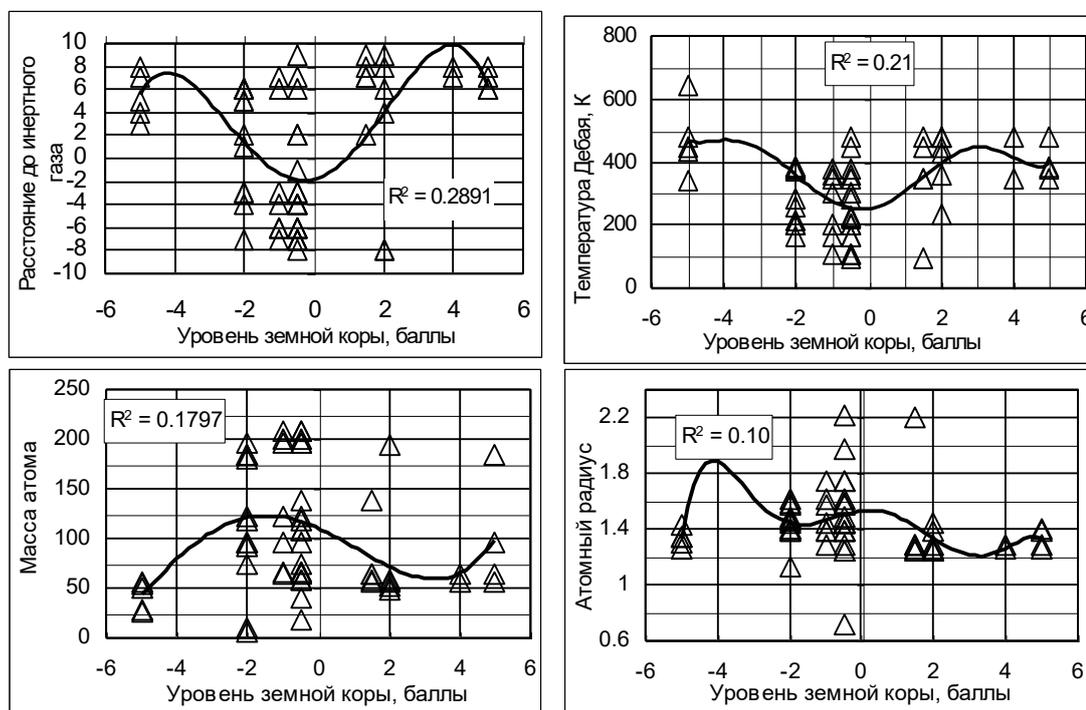


Рис. 4.2.4. Взаимосвязь между колебаниями (ось x) подвижной области и атомными параметрами рудогенных элементов (ось y). По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до заметной.

Исходя из полученных результатов, *формирование в геосинклиналях магматических пород и рудных залежей* происходит следующим образом:

I стадия *Этап 1.* При увеличении T/P - отношения (температуры к давлению) в мантии образуется сравнительно низкотемпературная выплавка, которая внедряется в литосферу в виде магмы ультра-основного состава, образуя интрузивные и эффузивные тела. Стадия характеризуется преобладающим погружением геосинклинального блока, более интенсивным развитием разломов и вулканической деятельности. В эту стадию происходит мобилизация рудного вещества из остаточного материала и из выплавки. Это наиболее высокотемпературное рудное вещество, однако, величина ее Дебаевской температуры несколько ниже, чем у выплавленного вещества. Последовательность формирования руд металлов контролируется их содержанием в магме ультра-основного состава. Рудогенез происходит одновременно со становлением

магматических тел, и позже.

Этапы 2-6. Произошедшее на первом этапе излияние магмы значительно уменьшает давление, что приводит к увеличению T/P - отношения и к росту температуры в астеносфере. В результате, в зоне нарушения T/P – равновесия плавится остаточное вещество, обогащённое кремнезёмом, формируя магму основного и среднего состава. *Рост температуры плавления в ряду основные – кислые породы известен из экспериментальных данных, полученных исследователями для силикатных расплавов с содержанием SiO_2 более 60% [318].* Внедрение магмы в земную кору сопровождается остыванием мантийного вещества и ростом его плотности в подошве литосферного блока геосинклинали. Это вызывает всплывание блока подвижной области, что является одной из причин орогенеза. Рудообразование происходит после формирования магматических тел. Общее снижение температуры в подошве геосинклинального блока после внедрения магмы является причиной мобилизации рудного вещества с более низкой температурой, по сравнению с рудами первого этапа. Заканчивается резким усилением магматизма и постепенным увеличением разрывной тектоники.

II стадия *Этапы 7-12.* В результате усиления магматизма в конце 1 стадии, истощения подстилающей астеносферы, начинается погружение подвижной области. Тектоническая нарушенность уменьшается, магматизм ослабевает. Температура в зонах рудогенеза падает на $100\div 200^\circ\text{C}$ и начинается рудогенез более тяжёлых элементов, с низкой температурой Дебая. Снижение флюидной проницаемости в результате уменьшения разрывной нарушенности повышает температуру в нижней части земной коры. Это вызывает расплавление прилегающих к флюидным каналам частей блоков и приводит к усилению ультракислого магматизма, к развитию разрывной нарушенности подвижного блока. Последующее остывание астеносферного очага приводит к росту плотности вещества в очаге, что останавливает опускание блока.

4.2.4. Установление соотношения между *PT* - условиями магматизма и рудогенеза с помощью адаптивного анализа

Сопоставление атомных параметров *примесных элементов магматических пород* и парагенетичных этим породам *рудных элементов* показывает, что *минерагенез примесных элементов в массиве происходил при более низкой температуре и низком давлении, чем рудогенез* (табл. 4.2.2). Это объясняется тем, что рудные минералы образовались в зонах, заполненных высокотемпературными флюидами, поступающими из более глубоких зон литосферы. Кроме этого, флюиды из больших глубин приносили элементы с большим расстоянием до инертного газа, минерагенез которых происходит при более высоком давлении.

Таблица 4.2.2.

Сопоставление усреднённых значений атомных параметров рудных и примесных элементов

	Рудогенез в эпоху поступления следующих магм				Примесные элементы в породах			
	Ультра-основных	Основных	Средних	Кислых	Ультра-основных	Основных	Средних	Кислых
e	7	7.5	6.5	5	6	5	4	3
Θ	400	370	300	260	400	300	220	180

Рудоносность магматических формаций, в частности плутонических, также зависит от температуры и давления в рудогенном массиве (табл. 4.2.3, рис. 4.2.5, использованы данные Д.В.Рундквиста).

Таблица 4.2.3.

Сопоставление усреднённых значений атомных параметров рудных и примесных элементов

	Рудогенез плутонических магм				Примесные элементы в породах			
	Ультра-основных	Основных	Средних	Кислых	Ультра-основных	Основных	Средних	Кислых
e	7	6	5	4	6	5	4	3
Θ	300	420	300	260	400	300	220	180

Сопоставление, по типам магматических пород, усреднённых значений

атомных параметров примесных элементов и параметров рудных элементов, парагенетичных этим породам, также показывает, что примесные элементы характеризуются меньшими значениями параметров «Температура Дебая» и «Расстояние до инертного газа» (рис. 4.2.6), чем рудогенные элементы. То есть, рудогенез происходил при более высокой температуре и высоком давлении, чем накопление примесных элементов.

Таким образом, в структурных этажах земной коры, сложенных магматическими породами ряда ультра-мафической, мафической, мафическо - салического, салического, примесные элементы играют роль датчиков давления и температуры, адаптируясь к этим параметрам массива.

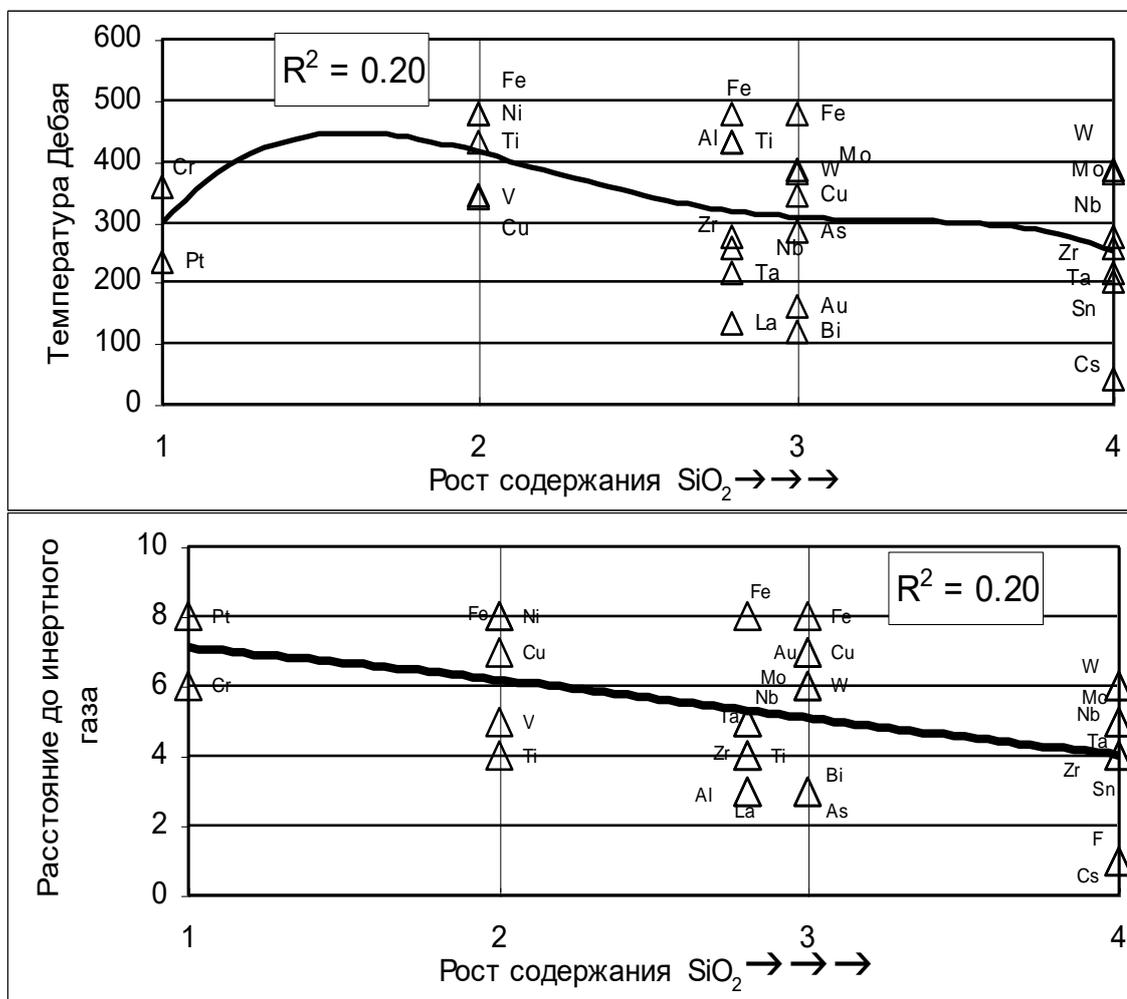


Рис. 4.2.5. Связь между атомными параметрами элементов (ось y) в рудных концентрациях, и содержанием кремнезёма (ось x), в плутонических проявлениях магм различного состава. (Использованы данные Д.В. Рундквиста). По оси абсцисс состав магм: 1-ультрамафический, 2 - мафический, 3 – мафическо-салический, 4 – салический. По шкале Чеддока теснота связи умеренная.

Значения атомных параметров примесных и рудогенных элементов магматических пород среднего состава позволяют говорить о том, что магма интрузивов формировалась на глубине от 10 км (оценка температуры массива по температуре Дебая) до 31 км (оценка давления по атомному параметру «расстояние до инертного газа»), в то время как рудогенные элементы поступали с больших глубин, а именно с интервала глубин от 12 км (по температуре Дебая) до 35 км (по параметру «расстояние до инертного газа»).

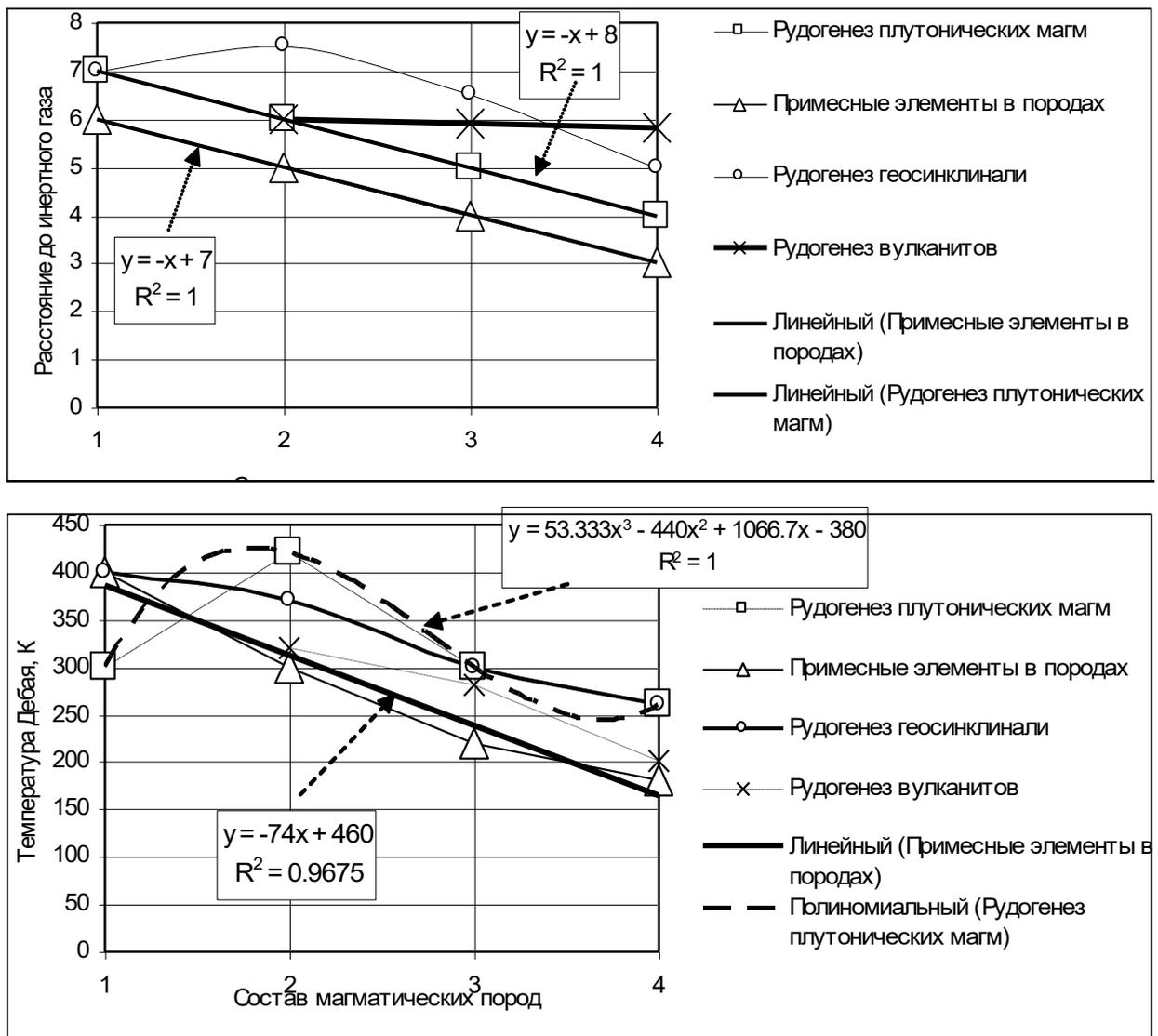


Рис. 4.2.6. Связь между усреднёнными значениями атомных параметров рудных и примесных элементов (ось y) магматических пород, и содержанием кремнезёма в магматических породах (ось x). Рост содержания кремнезёма в ряду магматических пород: 1-ультрамафический, 2 - мафический, 3 – мафическо-салический, 4 – салический. По шкале Чеддока теснота связи весьма высокая.

4.3. Основные выводы по четвертой главе «Роль адаптации и транзитного потока химических элементов в дифференциации вещества литосферы и в рудогенезе»

Из четвертой главы следуют:

Защищаемое положение. Адаптация химического элемента к *PT*-условиям и его активация приводят к адаптации вещества мантии и литосферы, с формированием направленного вверх транзитного потока. Транзитный поток состоит из многократно повторяющихся этапов активации, миграции во флюидах и минерагенеза. При этом элементы с бóльшей атомной массой и радиусом, из-за более быстрой их активации, быстрее мигрируют вверх. В ходе минерагенеза и активации химический элемент взаимодействует с матричными элементами минерала: с его атомами, ионами, молекулами, входя в его состав при благоприятных *PT*-условиях и если масса матричного элемента больше массы мигрирующего химического элемента. В результате действия транзитного потока происходит дифференциация вещества литосферы и меняется состав древних магматических пород. Атомные параметры химических элементов, через их адаптацию к *PT*-условиям, активацию и минерагенез, контролируют содержание этих элементов в геосферах, последовательность их рудогенеза, время возникновения их ранних месторождений.

Научная новизна. Установлено, что адаптацией химических элементов обеспечивается адаптация к *PT*-условиям рудной залежи и вещества литосферы с генерацией транзитного потока элементов. Поток состоит из множества этапов, каждый этап включает активацию элементов путем твёрдофазной диффузии, их последующую миграцию вверх и минерагенез в благоприятных *PT*-условиях. При формировании транзитного потока в качестве матричных элементов минералов выступают не только их атомы, но и молекулы, и сложные ионы.

Глава 5.

Особенности применения адаптивного подхода для реконструкции условий рудогенеза, прогнозирования рудопроявлений и дизъюнктивов

5.1. Адаптивный подход в реконструкции условий рудогенеза, в прогнозировании рудопроявлений и дизъюнктивов

5.1.1. Соответствие атомных параметров элементов факторам среды минералообразования

Из изложенного в гл. 3 и 4 следует, что, в каждой точке литосферы, последовательность минерогенеза химических элементов формируется в результате их ранжирования в соответствии с их атомными параметрами, при адаптации к внешнему воздействию. Элементы адаптируются к *температуре среды, к давлению, к электрохимическим параметрам среды*. Поэтому, в ходе адаптивного анализа рудных месторождений, изучается *динамика соответствующих отображений факторов среды, выраженных в изменениях атомных параметров химических элементов*. При колебаниях факторов среды, атомные параметры минерогенных элементов меняются следующим образом:

1) при снижении температуры массива \Rightarrow *появляется возможность минерогенеза у элементов с меньшей температурой Дебая;*

2) при снижении давления в массиве \Rightarrow *начинают входить в минералы элементы с меньшим значением абсолютной величины расстояния до инертного газа $|e|$ - числом электронов, теряемых или приобретаемых атомом для создания электронной оболочки ближайшего инертного газа;*

3) при уменьшении температуры в массиве \Rightarrow происходит уменьшение подвижности атомов в минералах, то есть скорости твёрдофазной диффузии, \Rightarrow *начинается минерагенез быстро диффундирующих элементов с более крупными и тяжёлыми атомами;*

4) при уменьшении пространственно-временной неоднородности среды (в т. ч. химического состава) \Rightarrow *появляется возможность минерагенеза элементов с малой адаптивностью, то есть образующих соединения в более узком интервале окислительно-восстановительного потенциала.*

Таким образом, на изменения величины параметров внешней среды в каждой локальной области литосферы возникает адекватный ответ через поведение химических элементов, выраженный в изменениях элементного состава минералов. Породный массив, рудное тело таким способом адаптируются к колебаниям значений параметров внешней среды. Совокупность элементов, соответствующих данной обстановке в той или иной точке литосферы, образует здесь минерал. Или же входит в существующие минералы, изменяя их состав. Те элементы, которые не соответствуют внешним условиям, активируются, т.е. выносятся из минералов, диффундируя в твёрдой фазе, затем переходят во флюиды и мигрируют на верхние этажи литосферы. Так происходит адаптация минералов к воздействию внешней среды. Рассмотрим примеры адаптации породных массивов и рудных месторождений.

5.1.2. Решающая роль адаптивности элементов в образовании месторождения урана

В урановом месторождении, залегающем в вулканогенно-осадочной толще, исследователи выделяют 5 рудогенных стадий: альбитовую, кварцевую, настуран-молибденитовую, флюоритовую и кальцитовую. Температура гомогенизации в анкерите, друзовидном кварце, настурани, флюорите, кальците и барите равна $50 \div 195^\circ\text{C}$. Причиной отложения урана, по мнению В.В. Щербины и Д.И. Щербакова, является падение давления CO_2 и рост pH

раствора⁷.

Нами, в результате адаптивного анализа (рис. 5.1.1), по изменениям атомных параметров минералообразующих химических элементов в связи с последовательностью их минералообразования, установлено следующее:

1. На месторождении выделяются 2 рудогенные стадии. От начала каждой стадии к ее концу температура среды уменьшалась от 500°C до 50°C.

2. Снижение температуры сопровождалось падением давления в зоне рудогенеза.

3. В начале каждой стадии в минералы входили элементы с малой скоростью твёрдофазной диффузии (R_{\min} , M_{\min}). В конце каждой стадии, *по мере уменьшения температуры массива*, накапливались элементы с большей скоростью твёрдофазной диффузии.

4. Геохимическая неоднородность, отображаемая адаптивностью минеральных элементов, в общем, уменьшалась от начала первой стадии к концу второй стадии. Однако, внутри каждой стадии, геохимическая неоднородность изменялась иначе: в начале каждой стадии неоднородность была малой, а к концу возрастала. Общее снижение геохимической неоднородности объясняем обеднением рудогенного очага, а рост неоднородности к концу стадий объясняем формированием полужамкнутых, периодически соединяющихся камер минералообразования по мере остывания зоны рудообразования. В каждой камере формировалась специфическая геохимическая среда.

5. Минерагенез урана происходил в конце первой стадии. Главной причиной его вхождения в минералы явилось падение температуры в зоне рудообразования.

Однако снижение температуры в конце второй стадии не сопровождалось образованием минералов урана. Причина того, что в конце второй стадии уран не вошёл в минералы, заключается в следующем.

⁷ Никитин А.А. Физико-химические условия образования урановых месторождений, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах. – В кн. Геохронология и проблемы рудообразования. – М.:Наука, 1977, с.151-154.

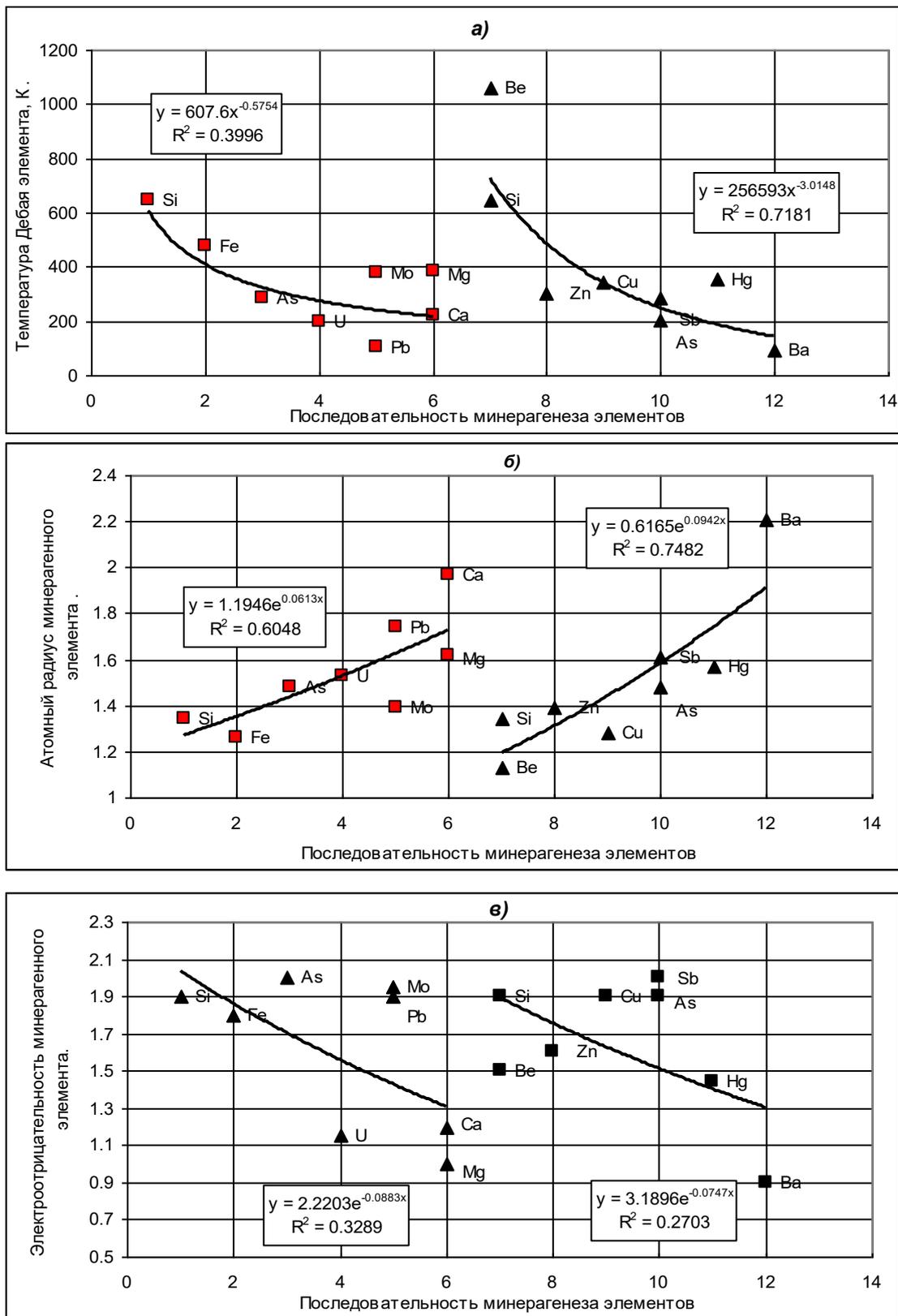


Рис. 5.1.1. Особенности рудогенеза на урановом месторождении: а, б, в – связь между последовательностью минерагенеза химических элементов (ось x) и их атомными параметрами (ось y). **Интерпретация:** рисунок а) две стадии рудогенеза, температура среды снижается к концу каждой. б), в) – к концу каждой стадии накапливаются элементы с более высокой скоростью твёрдофазной диффузии. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

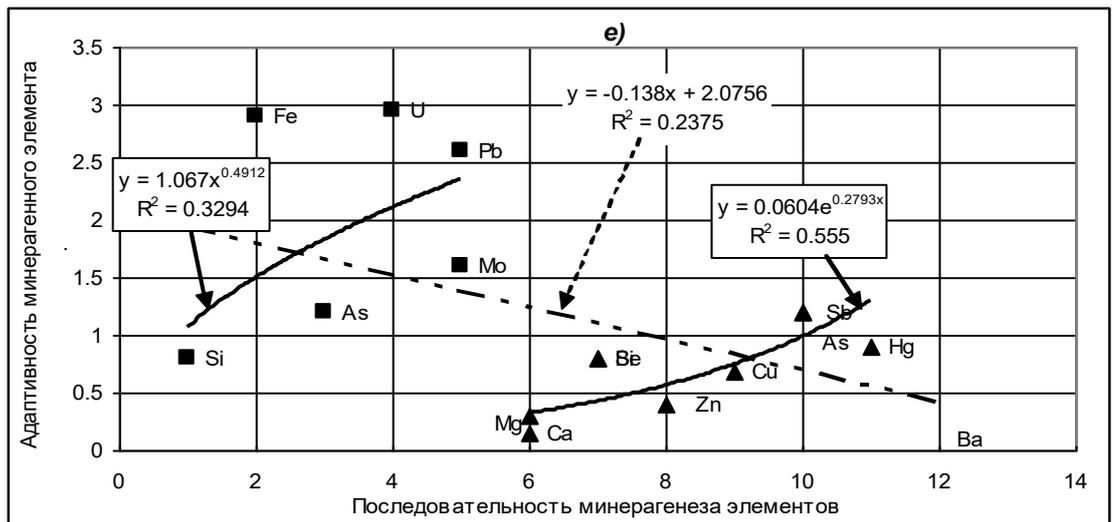
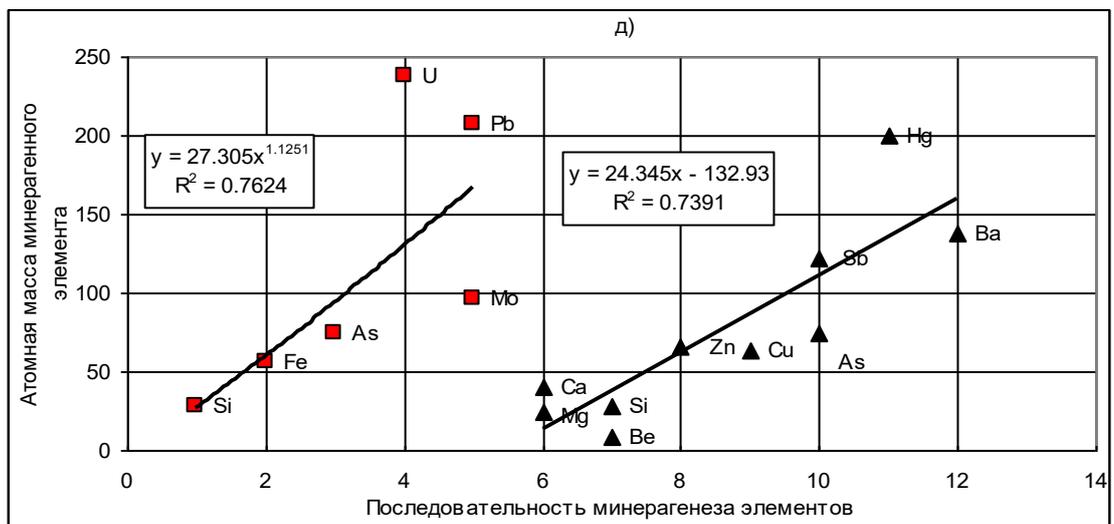
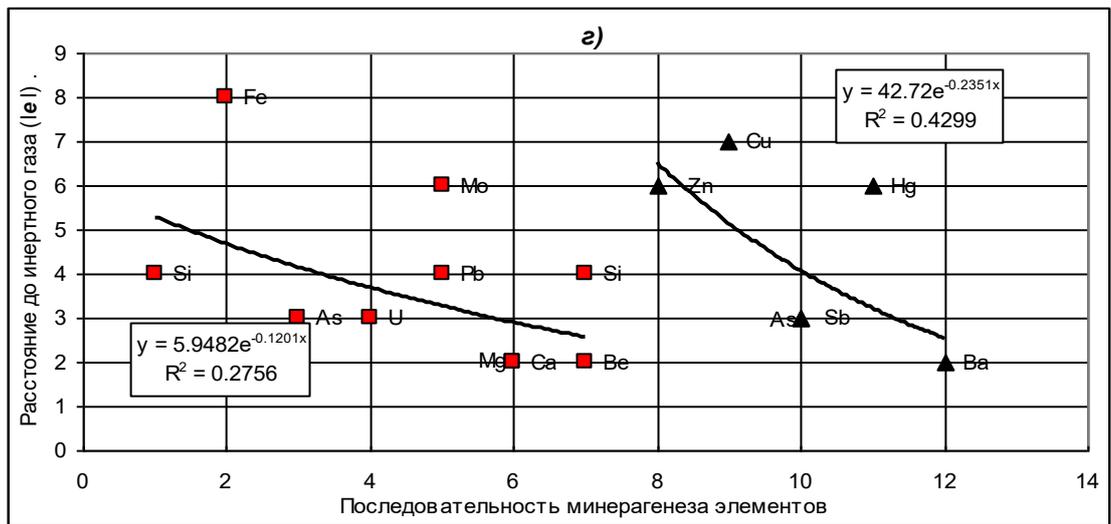


Рис. 5.1.1. (Продолжение). Особенности рудогенеза на урановом месторождении: *z*, *d*, *e* - изменение во времени атомных параметров минералогенных элементов. **Интерпретация:** рисунок *z*) - в конце каждой стадии уменьшается давление; *d*) – к концу каждой стадии накапливаются элементы с более высокой скоростью твёрдофазной диффузии; *e*) - общее обеднение очага рудогенеза. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до высокой.

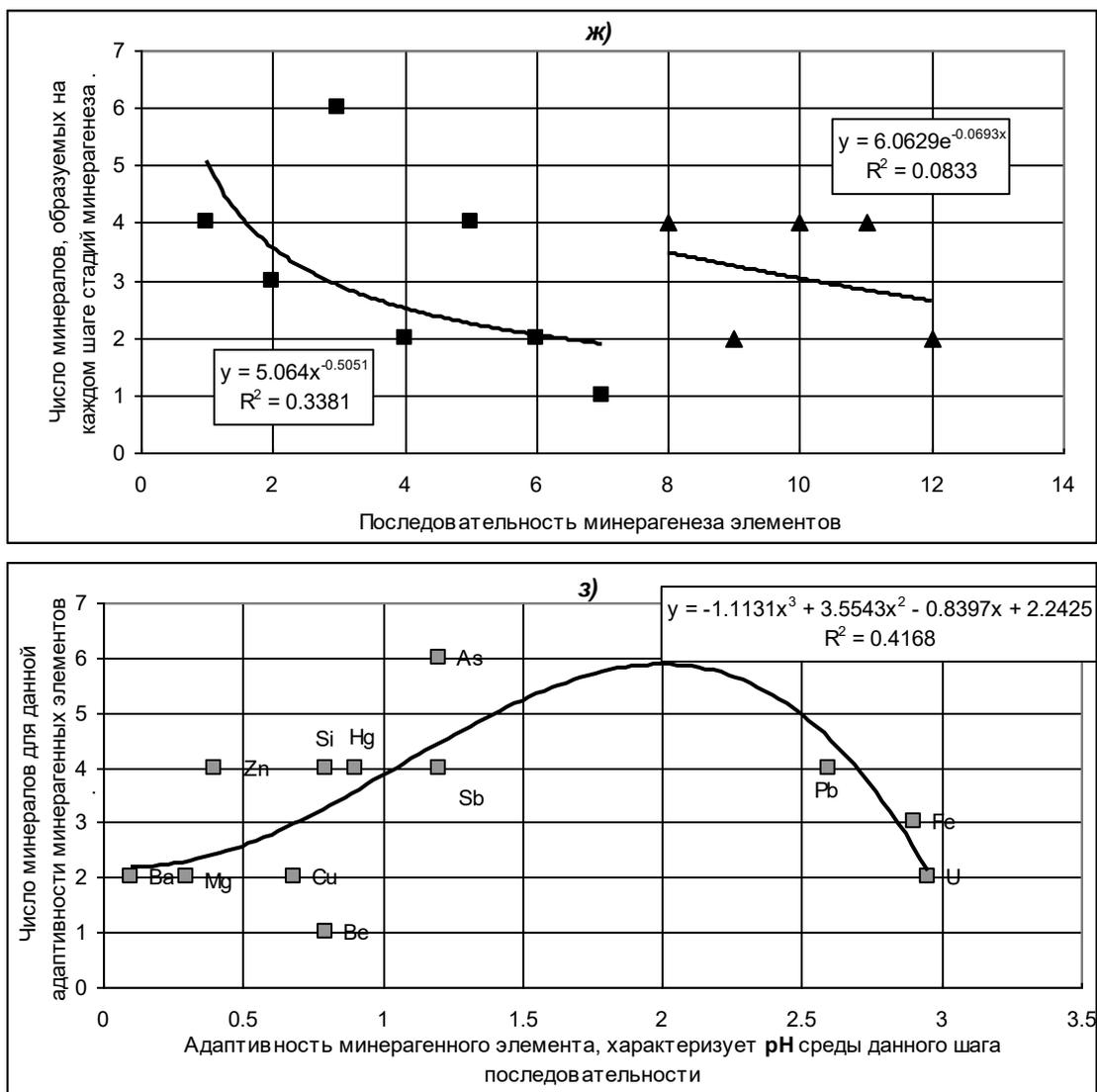


Рис. 5.1.1. (Окончание). Особенности рудогенеза на урановом месторождении: *ж* - изменение во времени (ось *x*) числа минералов (ось *y*), *з* - взаимосвязь между числом минералов (ось *y*), куда входит элемент, и адаптивностью данного элемента (ось *x*). **Интерпретация:** рисунок *ж*) - общее обеднение очага рудогенеза. По шкале Чеддока теснота связи от слабой до заметной.

В конце второй стадии геохимическая неоднородность среды была значительно ниже, чем в конце первой стадии. Поэтому в конце второй стадии для урана существовала сильная конкуренция со стороны элементов с малой адаптивностью. Так, адаптивность Hg, Cu, As, Ba, Al, Mg, Si менее 1.2, в то время как адаптивность урана - 2.95.

Таким образом, вторая причина минерализации урана в конце первой стадии – это слабая конкуренция со стороны других катионов в условиях *большого непостоянства геохимической обстановки в конце первой стадии. В то*

же время уран, имеющий большую ширину электрохимической области существования своих соединений, сумел войти в минералы и сохраниться в них, несмотря на такую сложную геохимическую обстановку.

5.1.3. Реконструкция динамики внешней среды на ртутном месторождении

На Чаганузунском месторождении ртути И.С. Туркин выявил⁸ вертикальную зональность элементов (снизу-вверх): Cr-Co, Ni-Zn-Pb-Cu-Sb-As-Hg. Нами рассмотрена связь этой зональности с изменениями атомных параметров рудогенных элементов: оказалось, что снизу-вверх следующим образом изменяются атомные параметры минерагенов (по приоритету):

1. Увеличивается атомная масса (M^+).
2. Растёт атомный радиус (R^+).
3. Снижается температура Дебая (Θ).
4. Уменьшается координационное число (по параметру e^-).
5. Наблюдается слабый рост электроотрицательности (χ^-) и снижение адаптивности (A^-).

Такая связь атомных параметров с зональностью позволяет следующим образом интерпретировать осаждение элементов.

На каждом рудогенном уровне в минералах оставались те элементы, Дебаевская температура которых соответствовала температуре внешней среды: элементы с меньшей Дебаевской температурой переходили во флюиды и уносились вверх, где температура была ниже.

На нижних этажах рудного тела, в условиях высоких температур и более высокой внутрикристаллической подвижности атомов, в минералах оставались элементы с малой скоростью твёрдофазной диффузии. А вверх

⁸ Туркин И.С. Вертикальная зональность распределения элементов в рудах Чаганузунского месторождения ртути в Горном Алтае. В сб.: Минералогия, геохимия рудных месторождений Сибири. 1977. Вып.6, с.56-61.

уносились элементы с большой скоростью твёрдофазной диффузии (M^+ , R^+).

То есть, действовали эффект массы и эффект размера атома, ускоряющие твёрдофазную диффузию и активацию при росте этих параметров.

Внизу, в условиях более высокого давления, оставались элементы, образующие более плотную упаковку в кристаллах.

Вообще, такая закономерность типична для рудных месторождений.

Для более глубокого анализа нами использованы приведённые в работе И.С. Туркина [1977 г.] данные о содержании рудогенных элементов в руде и боковых породах на пяти горизонтах разработки. Перепад высотных отметок между крайними горизонтами составляет 500 м. По каждому горизонту вычислялся коэффициент концентрации (K) элементов, а результаты были нанесены на диаграммы V - K , где V - следующие атомные параметры:

- a) Дебаевская температура (Θ),
- b) электроотрицательность (\mathcal{E}),
- c) расстояние до инертного газа (e),
- d) атомная масса (M),
- e) адаптивность элемента (A).

Результаты анализа диаграмм представлены в таблице 5.1.1. Из таблицы видно, что коэффициент концентрации, следовательно, и скорость миграции элементов, контролируются, в первую очередь, 4-мя факторами, отображаемыми через изменения атомных параметров минерагеногенных элементов:

- 1) скоростью твёрдофазной диффузии, выраженной через действие эффектов массы и величины атома (M , R);
- 2) интенсивной твёрдофазной диффузией элементов, размер атомов которых близок к размеру атомов кремния ($R_i = R_{Si}$);
- 3) геохимической неоднородностью среды, выраженной через адаптивность элемента (A);
- 4) температурой внешней среды (T), выраженной через температуру Дебая химического элемента.

**Концентрация химических элементов
в связи с их атомными параметрами**

Интерпретация	Атомные параметры V	+2500		+2680		+2740		+2800		+3000		Руда		Порода	
		P	П	P	П	P	П	P	П	P	П	B	H	B	H
Геохимическая неоднородность выше	A^+		+		+	+		+				+			
Высокая температура	Θ^+	+			+		+								+
Высокое давление	e^+	+					+								+
Накопление быстро диффундирующих элементов	M^+, R^+				+		+		+		+				
Удержание элементов, атомный радиус кото- рых равен радиусу атома кремния	$R_i=R_{Si}$								+		+		+		
Удержание сильно связанных элементов	\mathcal{E}_{max}														+

Примечание: P - руда, П – порода; **B** - верхние этажи месторождения, **H** - нижние этажи; Θ^+ - высокая температура, далее по колонкам: P=(+) - в руде, П=(+) - в породе, например на горизонте +2500, или H=(+) - увеличение Θ сверху вниз.

Различия давления в массиве играли незначительную роль.

В качестве управляющего фактора выступало отличие температуры рудоконтролирующей зоны от температуры вмещающих пород. Данный фактор действовал на глубине более 200 м.

Глубже 400 м длительно удерживалась более высокая температура в проницаемой рудоконтролирующей зоне, чем в боковых породах.

Ближе к поверхности, в интервале глубин 260÷400 м, температура в проницаемой зоне была ниже, чем в боковых породах.

Геохимическая неоднородность, в общем, была сильнее выражена на участках с низкими температурами.

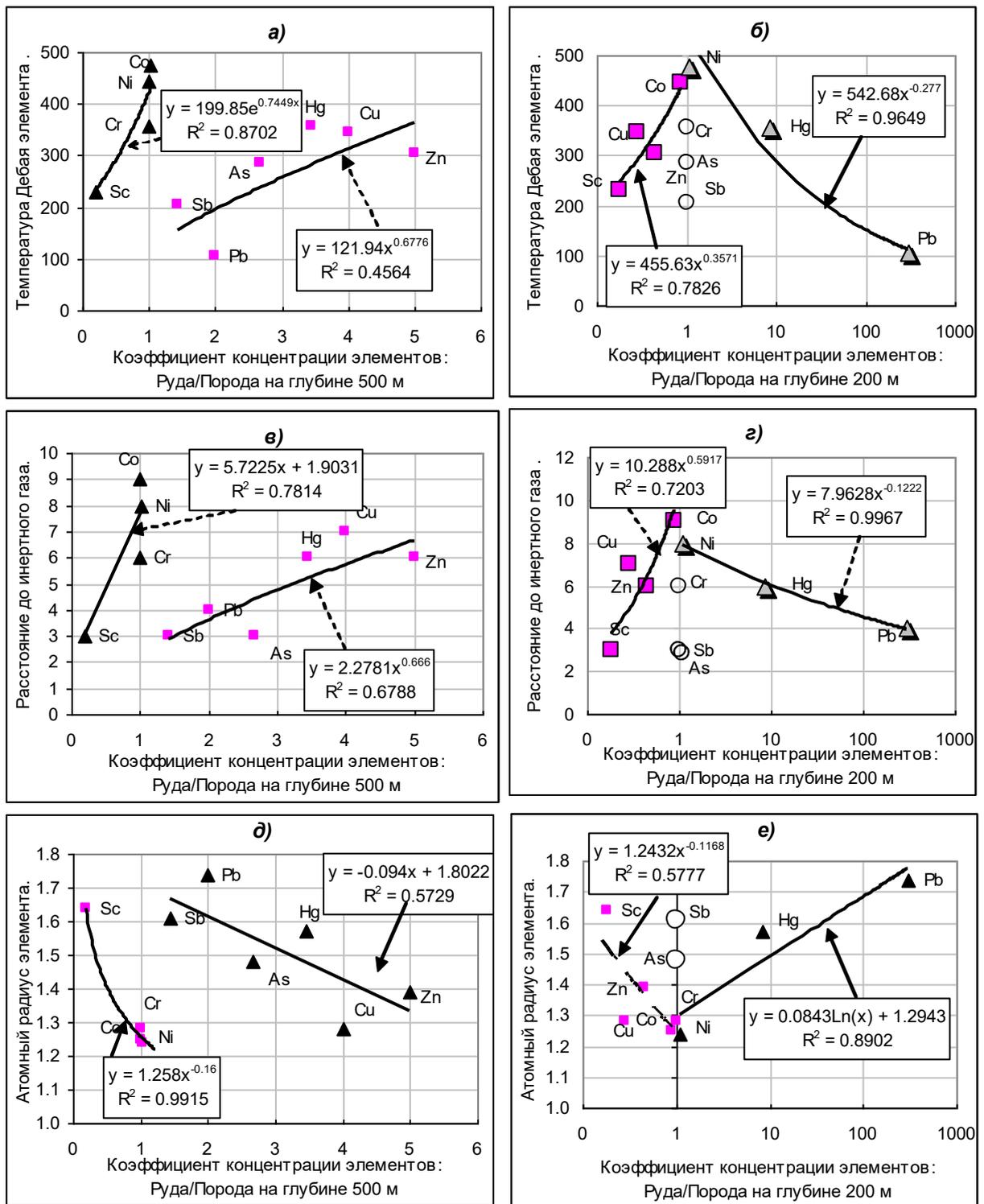


Рис. 5.1.2. Концентрация элементов в руде относительно вмещающих пород (ось x) в связи с атомными параметрами элементов (ось y) на ртутном месторождении. По шкале Чеддока теснота связи от высокой до весьма высокой.

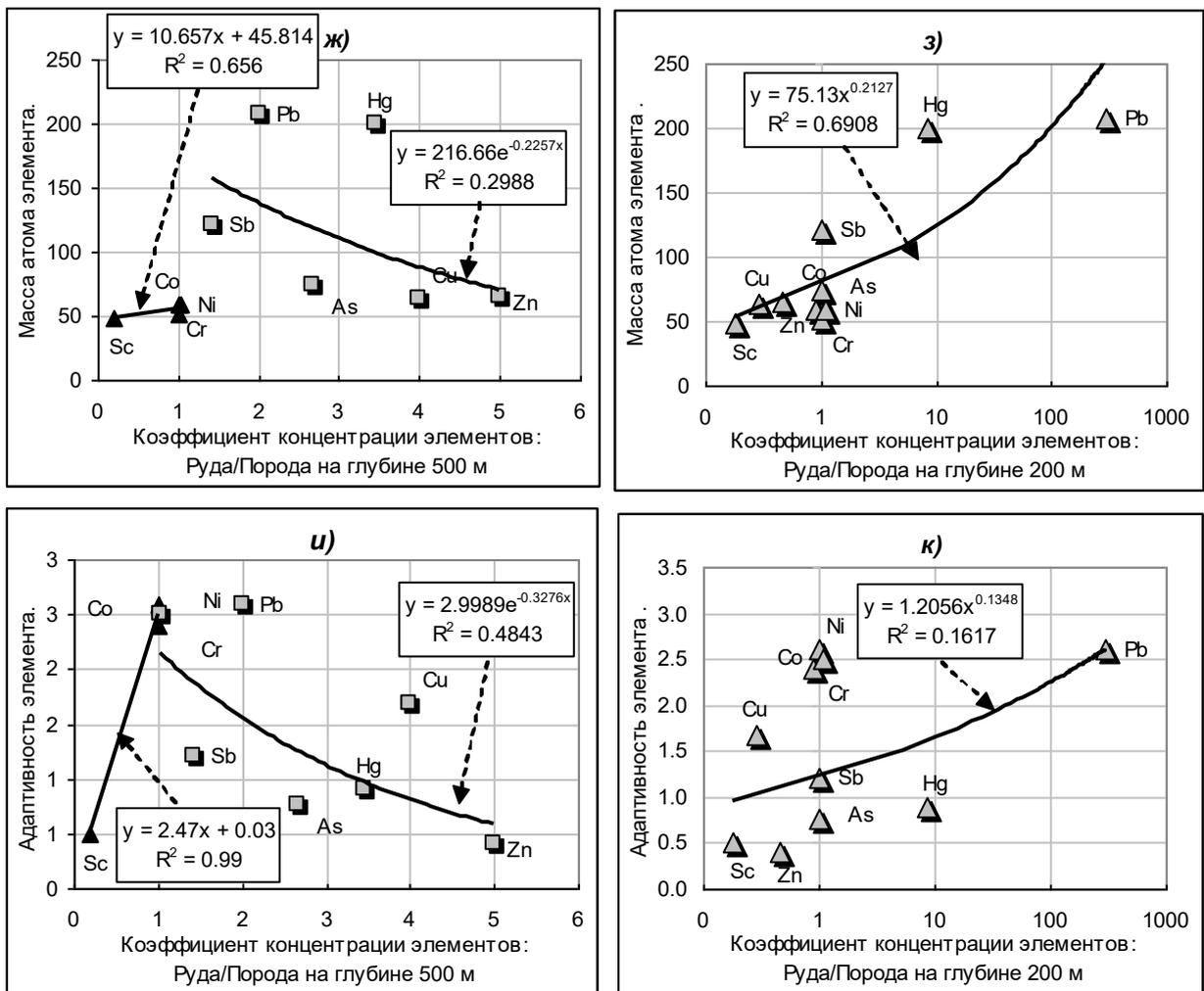


Рис. 5.1.2. (Окончание). Концентрация элементов в руде относительно вмещающих пород, в связи с атомными параметрами элементов на ртутном месторождении. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до весьма высокой.

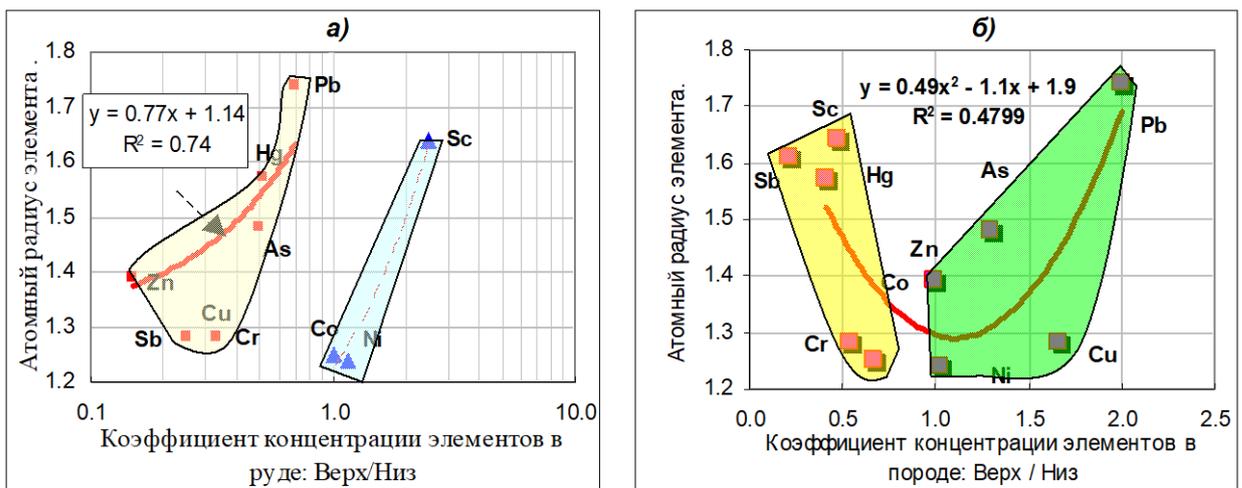


Рис. 5.1.3. Концентрация элементов в руде и во вмещающих породах в верхней части залежи ртути относительно глубоких участков (ось x) в связи с атомными параметрами элементов (ось y). По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

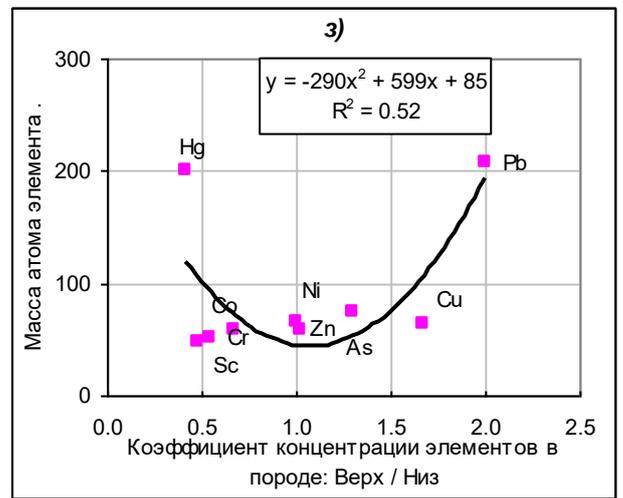
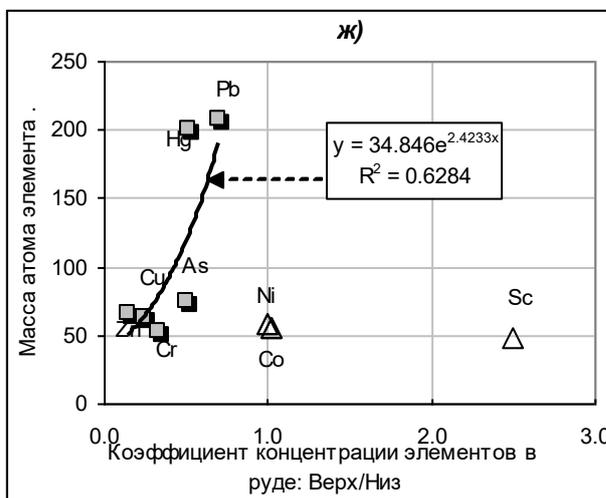
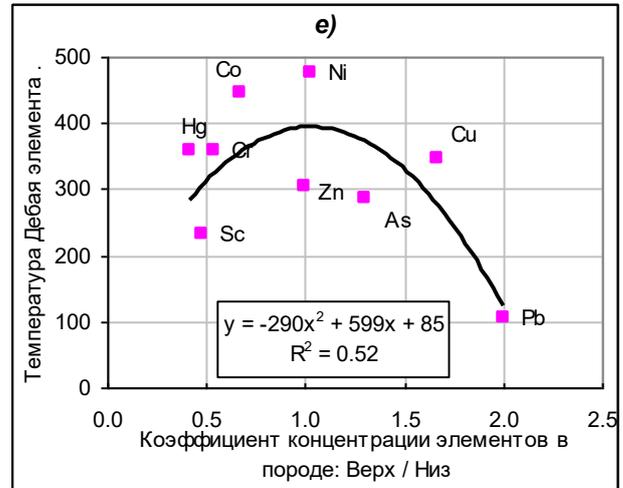
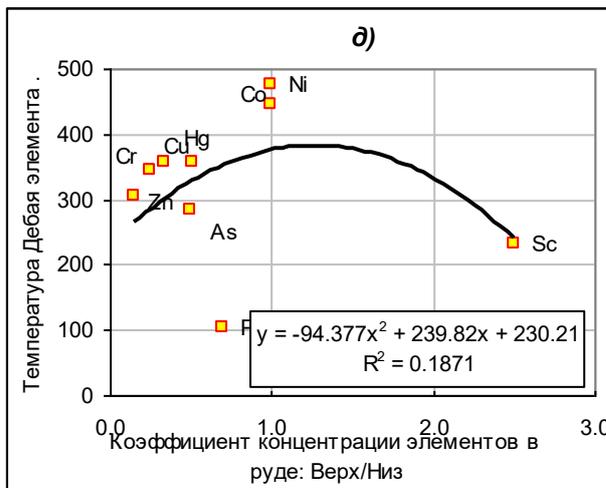
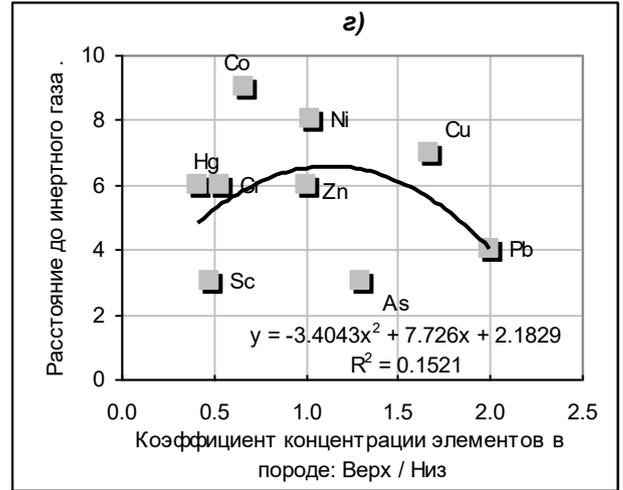
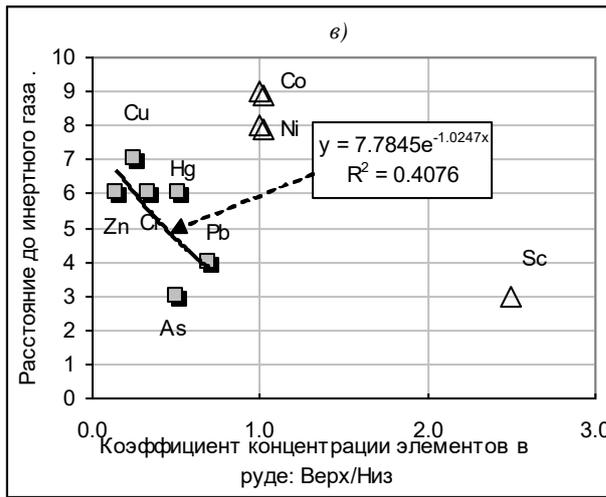


Рис.5.1.3. (Продолжение). Концентрация элементов в руде и во вмещающих породах в верхней части залежи ртути относительно глубоких участков, в связи с атомными параметрами элементов. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до высокой.

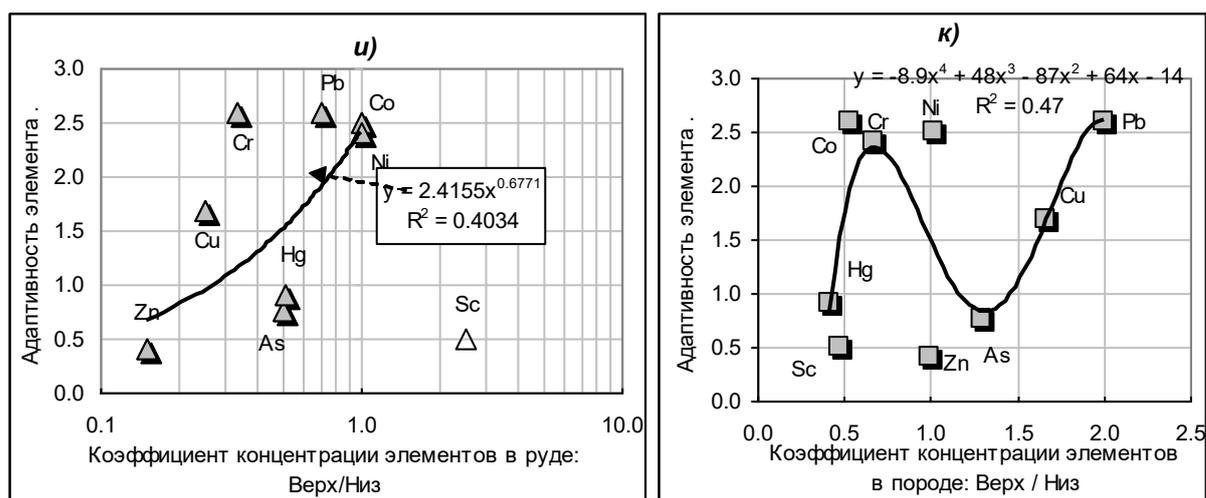


Рис. 5.1.3. (Окончание). Концентрация элементов в руде и во вмещающих породах в верхней части залежи ртути относительно глубоких участков, в связи с адаптивностью. По шкале Чеддока теснота связи заметная.

На всех гипсометрических уровнях, за исключением глубины более 500 м, быстро диффундирующие элементы концентрировались в рудном теле. Это объясняется одностадийным рудогенезом. То есть, не было сильного повторного разогрева проницаемой зоны. Из зоны выветривания интенсивно выносились те элементы, атомный радиус которых равен атомному радиусу кремния, что обусловлено их интенсивной твёрдофазной диффузией.

Суммируя полученные нами результаты, отметим, что твёрдофазная диффузия играла значительную роль в накоплении рудогенных элементов.

Глубже 400 м руды, по сравнению с боковыми породами, обеднены интенсивно диффундирующими элементами; а от поверхности до глубины 400 м обогащены этими элементами. Это указывает на слабый повторный прогрев рудного тела на глубине 400 м и менее.

5.1.4. Формирование Сухаринского железорудного месторождения под влиянием внешней среды

Сухаринское месторождение расположено в Горной Шории, в западной части Тельбесского железорудного района. Пространственно железоруденение локализовано в отложениях сухаринской свиты верхнего протерозоя.

Рудные тела, как правило, залегают согласно с напластованием карбонатно-вулканогенных пород.

Для месторождения нами был выполнен адаптивный анализ:

- 1) выяснялась связь оруденения с интенсивностью магматического воздействия и с составом рудогенных пород;
- 2) изучалась связь между качеством и количеством руды по рудным телам месторождения;
- 3) определялись особенности миграции рудогенных элементов под влиянием внешних факторов.

Аналитические работы проводились в следующей последовательности:

1. Из множества, включающего более 100 месторождений Сибири, было выделено подмножество месторождений, похожих на Сухаринское одновременно по двум признакам: по химическому составу руд и по их запасам. Для этого на диаграммах $K_i - K_{(i+1)}$ (где K - содержание химического элемента в руде) ограничивалась локальная область, включающая 5 месторождений. То же самое было выполнено на диаграммах $K_i - B$, где B - запасы руды на месторождении.

Попадание двух месторождений в локальную область на одной диаграмме приравнивалось к одному событию, на 2 диаграммах - к двум событиям и т. д. Выделялись события двух типов: по составу руд (C_p), по составу руд плюс по запасам руд (C_z). Оказалось, что, по принятым критериям оценки, 14 месторождений являются родственными Сухаринскому. Список месторождений приводится в таблице 5.1.2, в последовательности от большего сходства к меньшему.

Нами установлено, что степень сходства месторождений по составу руд (C_p) определяется составом рудогенных и пострудных магматических пород, формировавших рудные тела (рис.5.1.4). Степень сходства возрастает по мере увеличения содержания кремнезёма в магматических породах.

Число попаданий месторождений в фазовом пространстве в одну локальную область с Сухаринским месторождением

№№ пп	Месторождения	Рудогенные Породы	Степень сходства		Запасы руд млрд. т	Сод. Fe, %	Магм. возд. Q
			C_p	C_z			
1	Ирбинское	Гр, Га, Др	7	4	0.12	39	5
2	Березовское	Гр, Др, С, Га	6	5	0.084	50	9
3	Самсон	Др	6	4	0.15	44.3	4
4	Ташелгинское	Га, Др, Пи	6	3	0.14	38	6
5	Бурлукское	Га, Др, С, Гр	6	4	0.1	43	9
6	Яковлевское	Га, Др	5	3	0.02	48.5	4
7	Гематитовое	Гр	4	3	0.16	30.2	2
8	Сыдинское	Гр, Д	4	3	0.1	35	6
9	Тереховское	Га, С, Др, Д	3	2	0.09	36	9
10	Таштагольское	Га, Гр	3	0	1	42.5	4
11	Озерное	Т	2	4	0.1	31.5	2
12	Одиночное	Гр, Др, Д, С	2	3	0.1	47	9
13	Абагасское	Га	0	3	0.15	32	2
14	Талое	Тр	0	5	0.15	33	2

Примечание: C_p - число событий по составу руд; C_z - число событий по составу плюс по запасам руд. Обозначения рудогенных пород: Гр - гранит, Га - габбро, Др - диориты, Пи - пироксениты, Д- диабаз, С-сиенит, Тр-траппы, Т-туффиты.

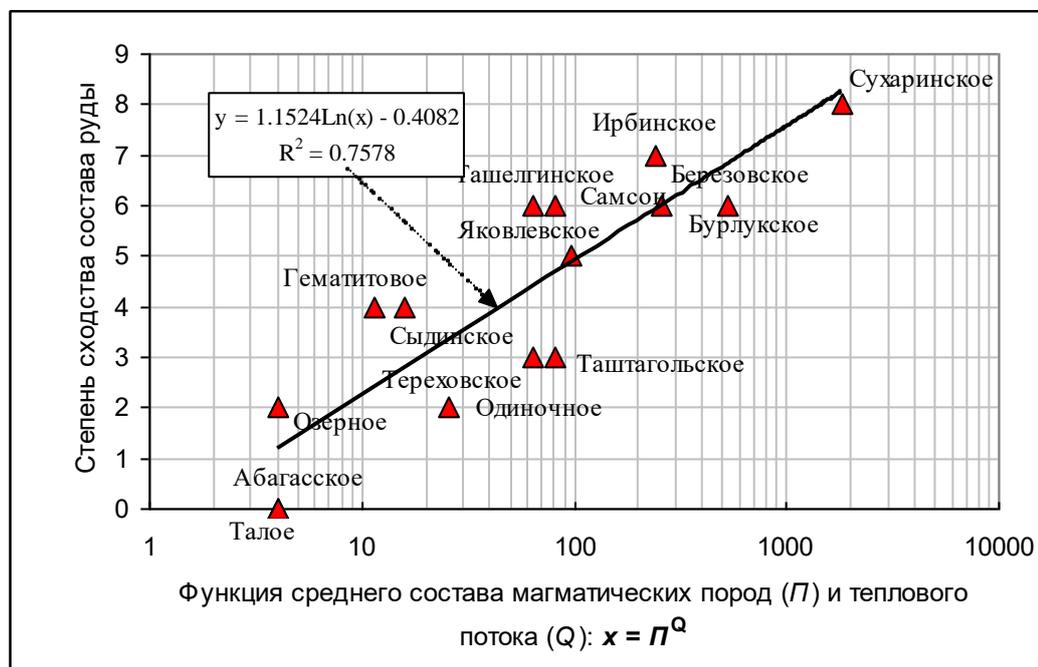


Рис. 5.1.4. Связь между степенью сходства (по составу руды железорудных месторождений) с Сухаринским месторождением (ось y), и функцией (x), зависящей от усреднённого состава магматических пород (Π) на месторождении и от величины теплового потока (Q) (ось x). Величина Π нами оценивалась в балльной системе в зависимости от содержания кремнезёма и приравнивалась: 1(ультраосновные), 2(основные), 3(средние), 4(кислые) породы. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Другим фактором, определившим степень сходства месторождений по составу руд (C_p), является интенсивность теплового (магматического) воздействия на рудные тела (Q). По мере увеличения величины вещественно-теплого потока, действовавшего на месторождение, растёт и степень его сходства с Сухаринским месторождением.

Из рис. 5.1.4 следует, что Сухаринское месторождение относится к подгруппе родственных месторождений, испытавших значительное тепловое воздействие магматических тел ($Q=4 \div 6$) и содержащих Pb, Co, Cu, As, Zn, V и др. Из таблицы 5.1.2 и из рисунка 5.1.4 следует, что это семейство сформировалось под воздействием более чем половины всех типов магматических пород.

Внутри списка из табл.5.1.2 существует обратная связь между интенсивностью магматического воздействия и запасами руд в месторождениях (рис.5.1.5).

В группе родственных месторождений, при степени сходства $C_p > 3$, существует обратная связь между содержанием железа и запасами руд (рис.5.1.6). Таким образом, с увеличением интенсивности теплового воздействия запасы руд уменьшаются, содержание железа возрастает (рис.5.1.7).

Все родственные месторождения располагаются в Алтае - Саянской железорудной провинции.

2. Изучалась взаимосвязь между качеством и количеством руд в Большегорской скарново-рудной зоне. Для этого были проанализированы данные по участкам Сухаринского месторождения и по отдельным рудным телам. В Большегорскую скарново-рудную зону, имеющую длину 12 км, входят 5 участков, образующих Сухаринское месторождение (таблица 5.1.3).

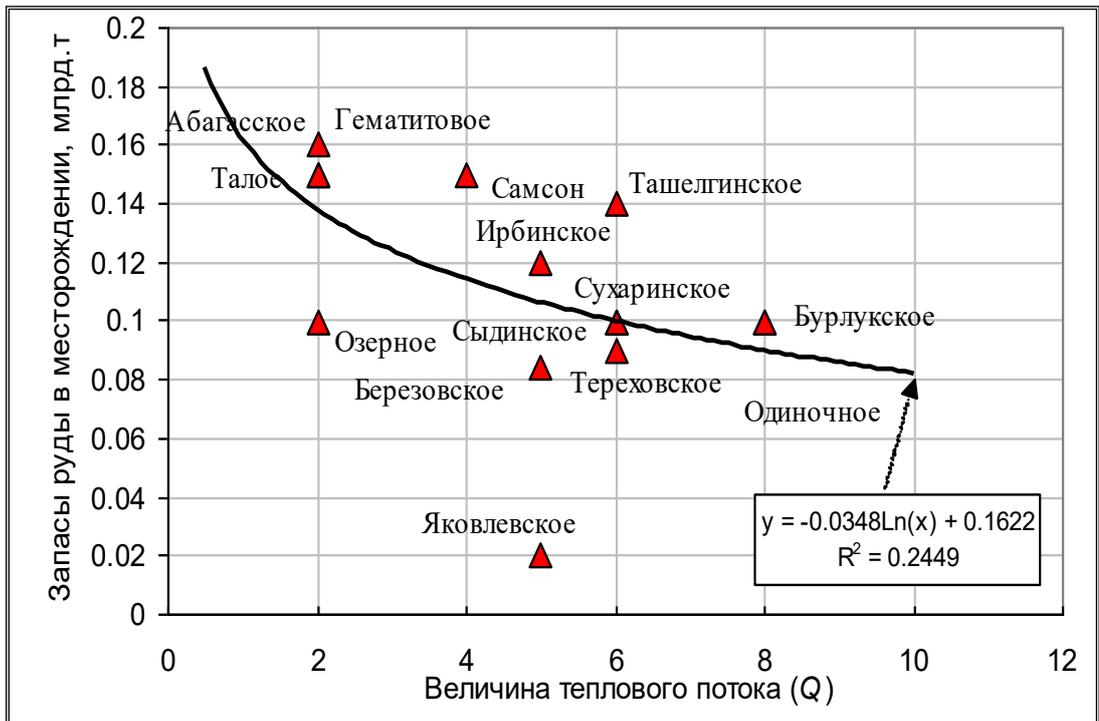


Рис. 5.1.5. Изменение запасов руды в месторождениях, родственных Сухаринскому (ось y), в зависимости от величины теплового потока (ось x). По шкале Чеддока теснота связи умеренная.

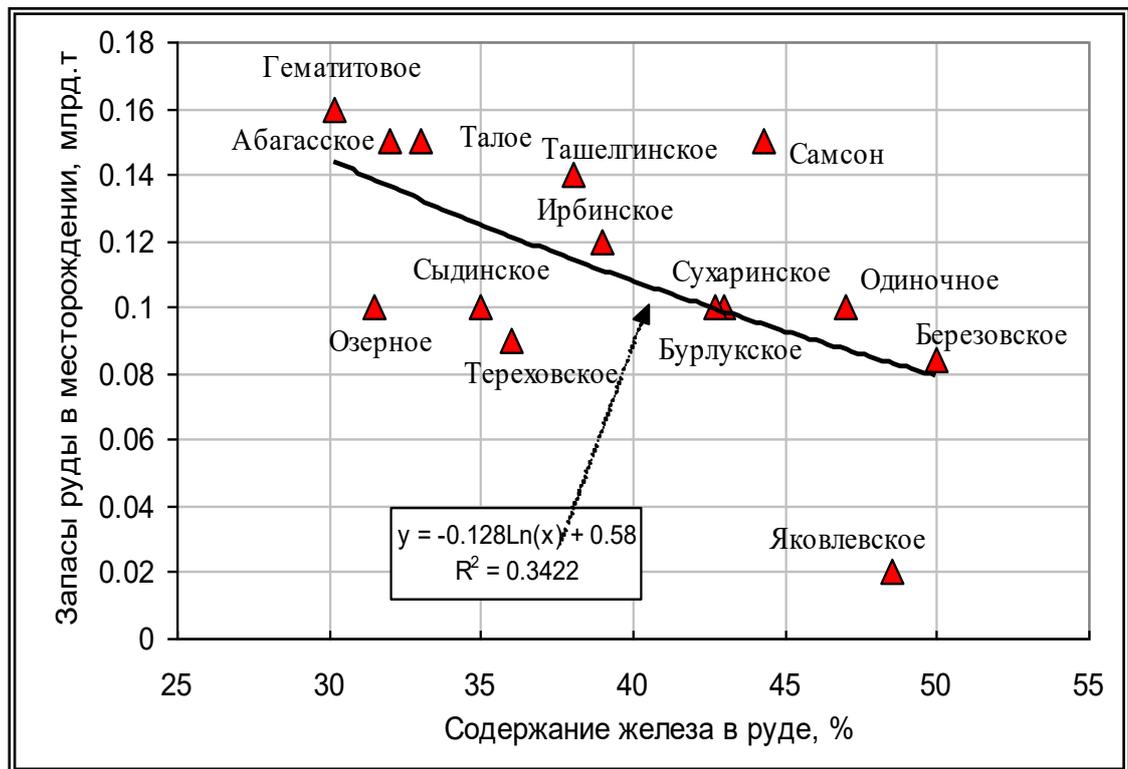


Рис.5.1.6. Связь между запасами (ось y) и качеством руд (ось x) в железорудных месторождениях, родственных Сухаринскому. По шкале Чеддока теснота связи заметная.

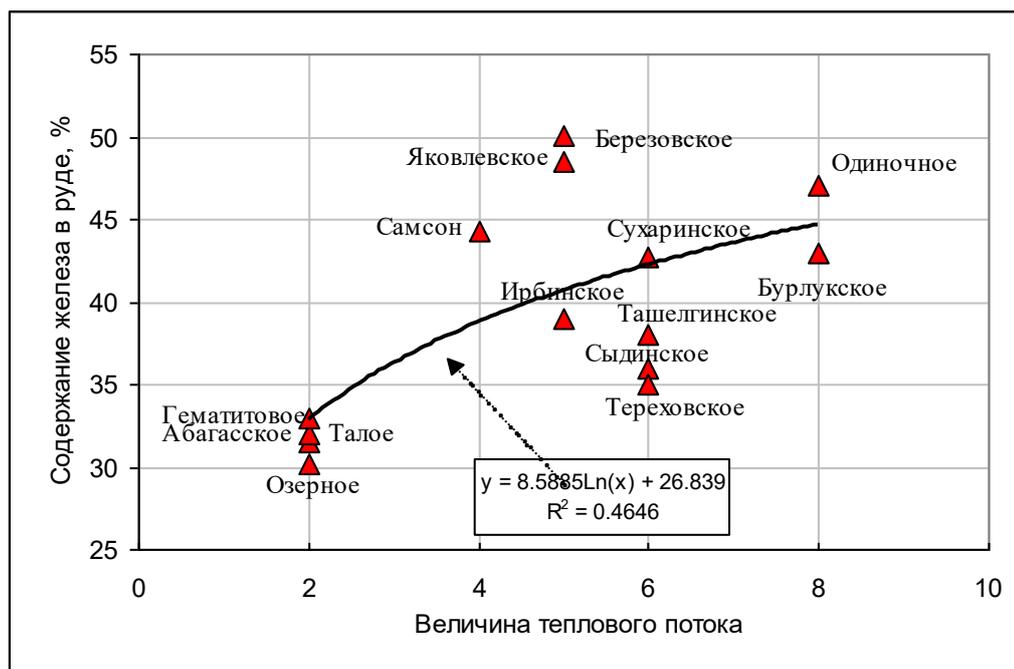


Рис.5.1.7. Связь между качеством руд (ось y) и тепловым потоком (ось x) в железорудных месторождениях, родственных Сухаринскому. По шкале Чеддока теснота связи заметная.

Таблица 5.1.3

Запасы и качество руд на участках Сухаринского месторождения

№№ пп	Участок	На 1.1.1972 г.		На 1.1.1989 г.	
		Запасы млн.т	Со- держ., Fe, %	Запасы млн.т	Содерж., Fe, %
1	Артыштаг	3,1	29	4,4	40,3
2	Кедровский	7	42,7	4,2	45,0
3	Правосухаринский	1,53	48,2	7,6	45,5
4	Левосухаринский	5,6	41,6	4,05	41,4
5	Самарский	10	48	10,3	44,0

В скарновой зоне, с увеличением среднего содержания железа, возрастают запасы руды (рис. 5.1.8), а также число рудных тел на каждом участке (рис. 5.1.9).

Таким образом, если в группе родственных месторождений Алтае-Саянской железорудной провинции существует обратная связь между качеством и запасами руд, то внутри Большегорской скарново-рудной зоны эта связь прямая. Причина этого различия заключается в следующем.

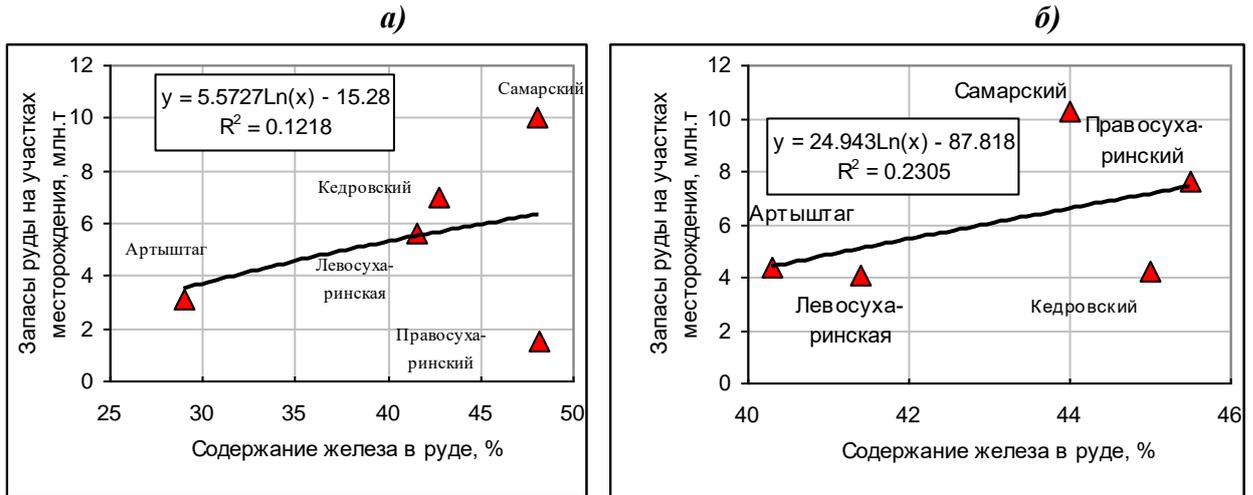


Рис. 5.1.8. Связь между запасами руд (ось y) и их качеством (ось x) в Большегорской скарновой зоне, на участках Сухаринского месторождения: a – на 1 января 1972 года, b – на 1 января 1989 года. По шкале Чеддока теснота связи умеренная.

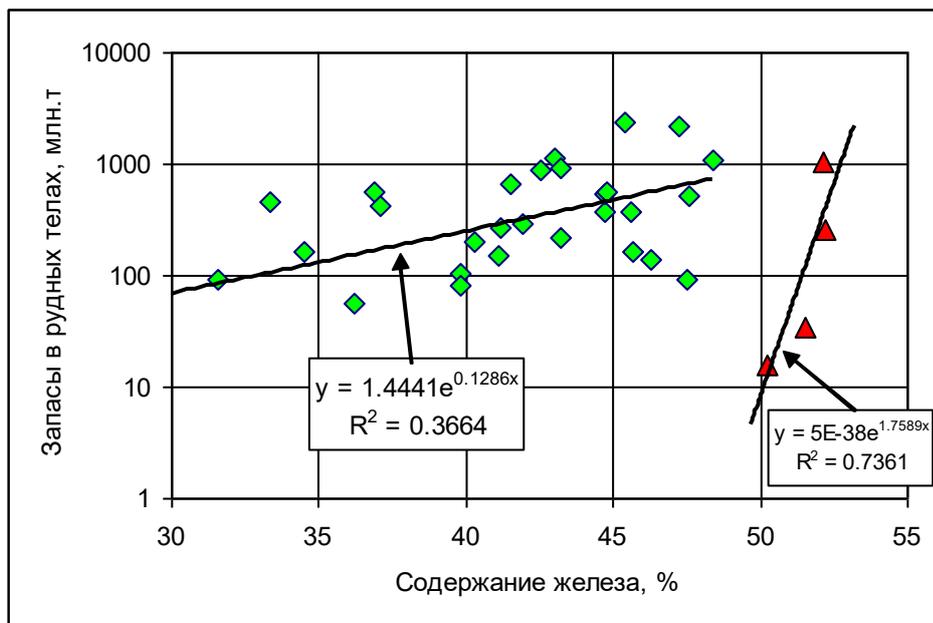


Рис. 5.1.9. Связь между запасами руд (ось y) и их качеством (ось x) в рудных телах Сухаринского месторождения. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

Родственные месторождения развивались в неблагоприятных условиях, когда дальнейшее усиление теплового воздействия не обеспечивало поступления новых порций железа в месторождения. Это было вызвано истощением области мобилизации железа.

В то же время возникло конкреционное стягивание месторождения, увеличивающее содержание железа при одновременном уменьшении объёма

месторождения. То есть, существовала ремобилизация железа на окраинах месторождения с его переносом в направлении основных рудоконтролирующих проницаемых зон. Отсюда обратная связь между запасами и качеством руд.

Развитие участков Сухаринского месторождения происходило в более благоприятных условиях, поскольку усиление теплового воздействия обеспечивало поступление железа из внешних зон ремобилизации.

В качестве таких зон выступали окраины Сухаринского месторождения. За счёт новых порций железа на новых участках образовались новые рудные тела, а в ранее сформировавшихся рудных телах увеличивались запасы руд и содержание железа.

Таким образом, изучение взаимосвязей между количеством и качеством руд позволило установить:

- (a) развитие месторождений, родственных Сухаринскому, соответствует развитию объектов с уменьшением объёма при одновременном увеличении содержания рудогенных элементов;
- (b) формирование участков Сухаринского месторождения соответствует развитию объектов с увеличением объёма при одновременном росте содержания рудогенных элементов.

5.1.5. Реконструкция процесса рудогенеза на Сухаринском месторождении

Анализ миграции химических элементов на Сухаринском месторождении позволил выполнить геолого-генетическую реконструкцию рудообразования.

Результаты расчётов коэффициента концентрации представлены в таблице 5.1.4 и на рис. 5.1.10.

Концентрация элементов

Концентрация в породах (минералах)	Вид связи с атомн. параметрами					
	<i>R</i>	<i>M</i>	<i>Θ</i>	<i>e</i>	<i>A</i>	<i>Э</i>
В скарнах относительно диоритов	-2	-1	+2	+3	+2	+3
В скарнах относительно средних пород	-1	-1	+2	0	0	0
В магнетитах относительно средних пород:						
а) электронофобы (+e)	-1	-3	+1	0	0	+2
б) электронофилы (-e)	+1	+1	-1	-2	-2	
В магнетитах относительно известняков:						
а) Электронофобы (+e)	-1	-3	+2	+2	0	+1
б) электронофилы (-e)		-3			-1	-1
В магнетитах относительно сульфидов:						
а) электронофобы (+e)	+1	+1	0	-1	-2	+1
б) электронофилы (-e)		+2			-1	0

Примечание: Баллы: 0 - нет связи, 1 - слабая связь, 2- средняя связь, 3 - хорошая связь. Знак связи (+) - прямая зависимость, (-) - обратная.

На основании изучения таблицы 5.1.4 и рисунка 5.1.10, были сделаны следующие выводы:

1. Миграция *всех элементов* направлена: из скарнов в диориты, из скарнов в средние породы, из магнетитов в известняки, из сульфидов в магнетиты; атомы-электронофобы мигрируют из магнетитов в средние породы, а атомы электронофилы из средних пород в магнетиты.

2. Причина этого в том, что твёрдофазная диффузия и активация элементов более интенсивна в зонах с высокой температурой и давлением, поэтому их миграция направлена в сторону понижения температуры и давления (вероятность $p = 0.75$).

3. Более адаптивные элементы накапливаются в условиях более высоких температур и давления ($p = 0.8$).

4. Более высокая температура и давление преобладали: в скарнах относительно вмещающих пород, в магнетитах относительно известняков. Скарны наиболее тесно связаны с диоритами (13 баллов). Связь с другими магматическими породами среднего состава слабее (10 баллов).

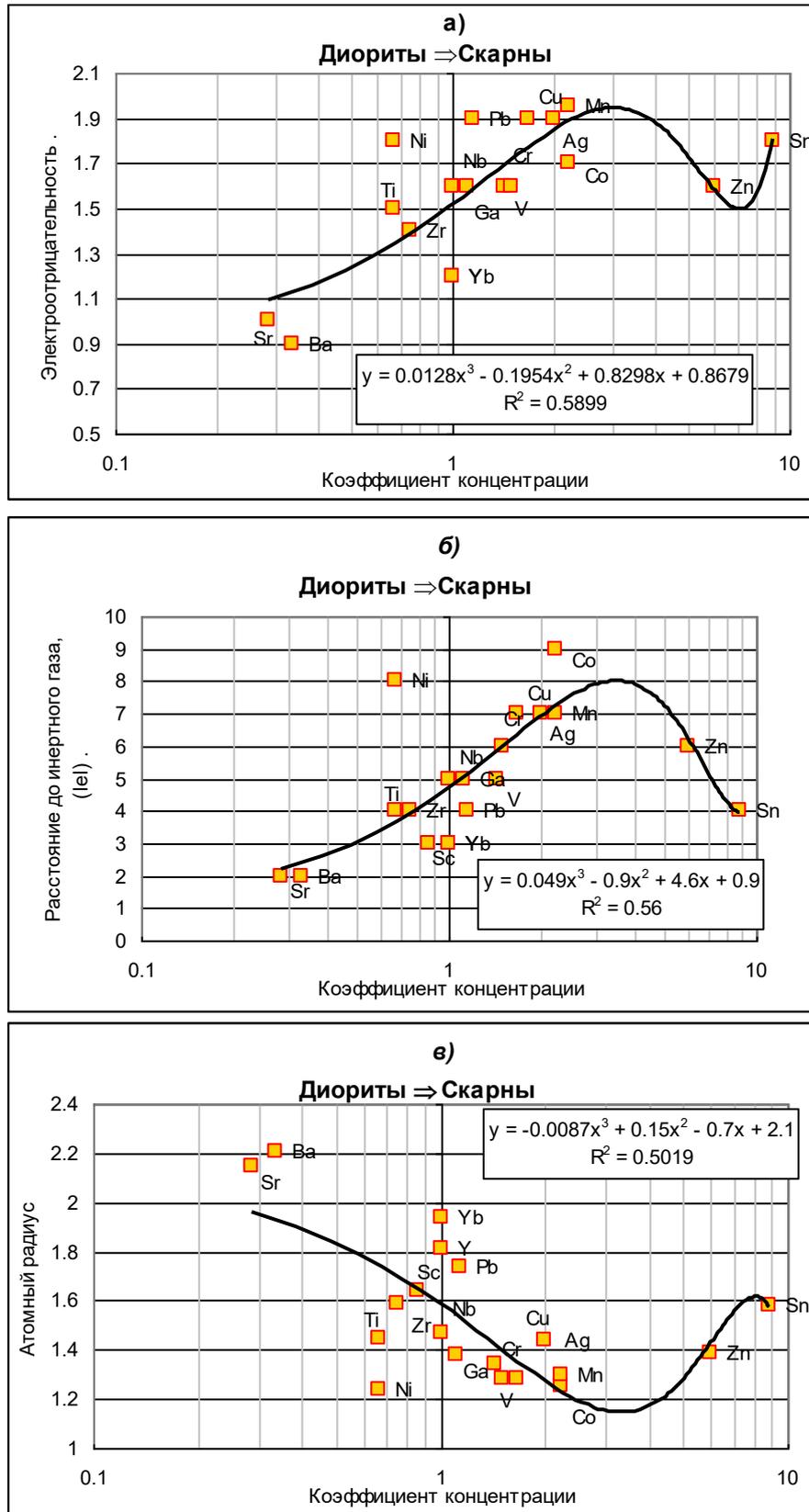


Рис. 5.1.10. Связь между параметрами химических элементов (ось y) и их концентраций в скарнах относительно диоритов (ось x) на Сухаринском железорудном месторождении. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

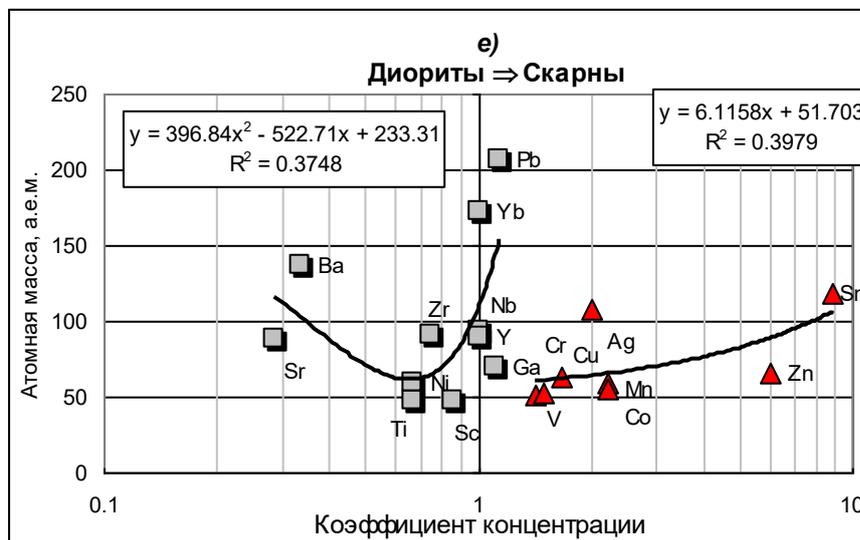
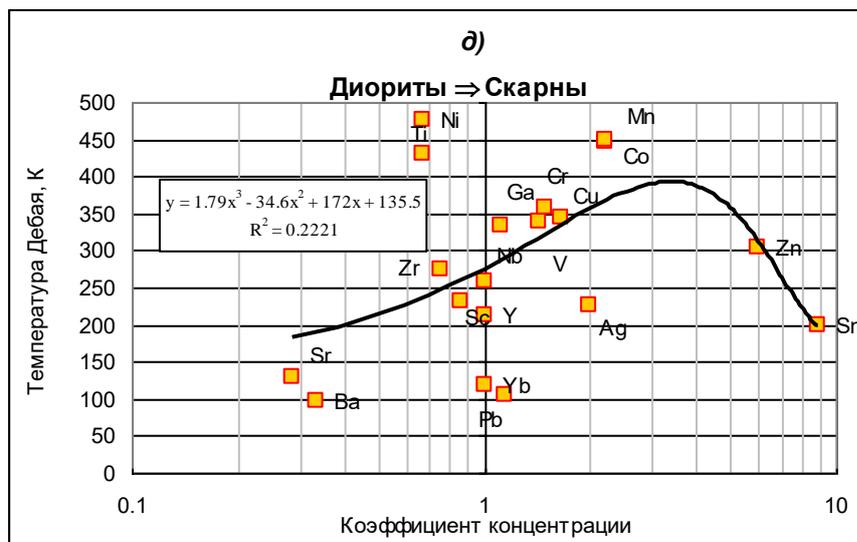
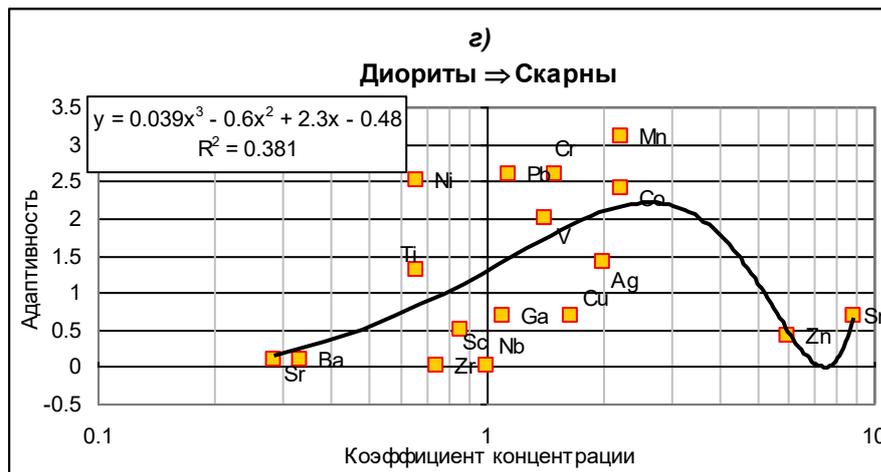


Рис. 5.1.10. (Окончание). Связь между параметрами химических элементов и их концентрацией в скарнах относительно диоритов на Сухаринском железорудном месторождении. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до заметной.

5. Рудогенные элементы поступали во флюидах из глубоких горизонтов диоритового массива в скарны, сульфидные руды, магнетит.

Из результатов адаптивного анализа Сухаринского месторождения следуют практические выводы:

1. На Яковлевском месторождении запасы железных руд могут быть увеличены до 100 млн. т, то есть, в 5 раз (при Fe = 6.5÷42%).
2. На участке Артыштаг-2 Сухаринского месторождения запасы руды увеличатся в 1.5 раза и составят 6 млн. т (при Fe = 43.8%).
3. На участке Самарский 3-4 запасы могут быть около 4÷10 млн. т.

5.1.6. Реконструкция условий рудогенеза на медно-, молибден-порфировых месторождениях

Общеизвестно, что первичная зональность в месторождениях связана со стадийностью рудообразования. Для выяснения влияния атомных параметров рудогенных элементов на формирование стадийности рудогенеза, нами был выполнен соответствующий анализ данных по типичному медно- и молибден-порфировому месторождению.

На месторождениях данного типа обычно выделяют 4 этапа минералообразования. Первый и второй этапы обычно включают в себя по три стадии минералообразования. Последовательность образования минералов в прожилках чётко выражена для 2-х стадий первого этапа, одной стадии второго этапа и в третьем и четвёртом этапах [256, с.109].

Условия минералообразования характеризуются устойчивым снижением интенсивности теплового потока, энергетическое воздействие которого проявляется как через температуру среды [256, с.121], так и через продолжительность действия тепла. Считается что последнее обусловлено тем, что в основе твёрдофазной диффузии элемента лежит перескок его атома, имеющий вероятностную природу: с увеличением продолжительности времени вероятность перескока возрастает. Именно поэтому происходит выравнивание

состава твёрдого раствора и при низкой температуре, если время опыта весьма продолжительно.

Нами строились $V-t$ диаграммы, где V - атомные параметры минералообразующих элементов, t - время. Атомные параметры включают атомный радиус (R), температуру Дебая (Θ), электроотрицательность (\mathcal{E}), атомную массу (M), расстояние до инертного газа (e), адаптивность (A). Были построены 2 типа диаграмм: по первому появлению рудогенного элемента, и по всем его проявлениям. Первое появление элемента в большей степени характеризует эволюцию магматического очага, а также может отражать скорость миграции этого элемента. Повторные проявления элемента в минералах характеризуют изменения PT - условий в зоне минерагенеза.

Анализ диаграмм второго типа (по всем проявлениям рудогенного элемента), характеризующих зону минералообразования, показал, что стадии минералообразования взаимно наложены, а также позволил выявить следующие закономерности (рис.5.1.11):

1. В зоне минералообразования коррелированы между собой 4 атомных параметра - R , Θ , \mathcal{E} , M .

2. В минералы в первую очередь входили элементы с Θ_{\max} , R_{\max} , \mathcal{E}_{\min} , M_{\min} . А во флюидах, в виде комплексных соединений, оставались рудогенные элементы с наибольшей электроотрицательностью, с большей массой, и с минимальным радиусом, то есть, те элементы, которые не могли образовать связи в поверхностном слое кристалла из-за большой прочности их комплексов во флюидах (\mathcal{E}_{\max}), малой вероятности контакта с зоной роста кристалла (мелкий атом: R_{\min}), вследствие большого импульса (M_{\max}) иона.

При анализе диаграмм первого типа (по первому появлению рудогенного элемента), характеризующих очаг вещественно-теплового потока, установлено следующее (рис. 5.1.12):

1. Чётко выделяются 2 импульса в развитии очага.

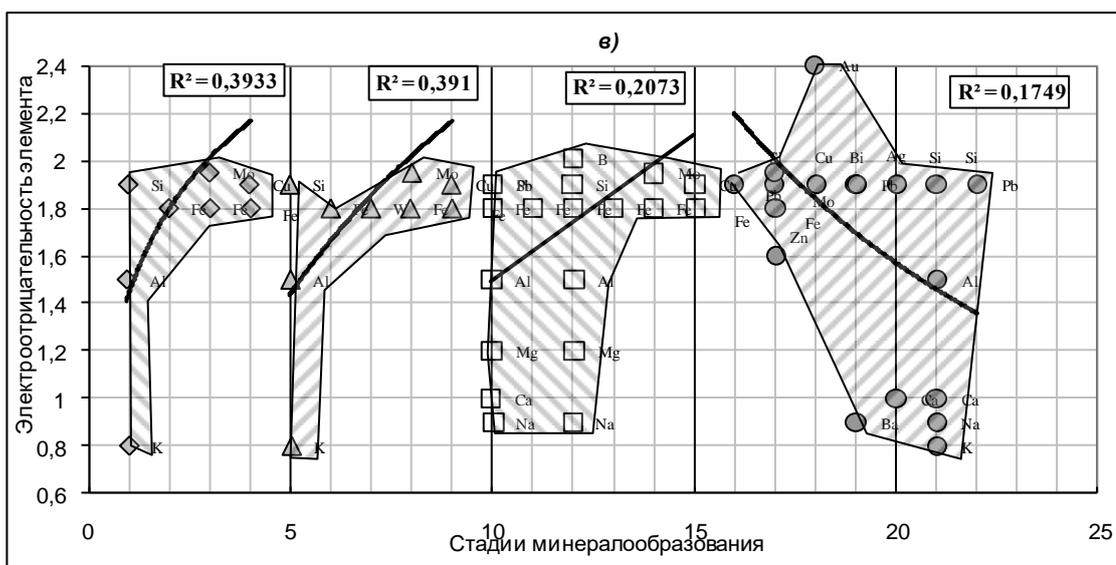
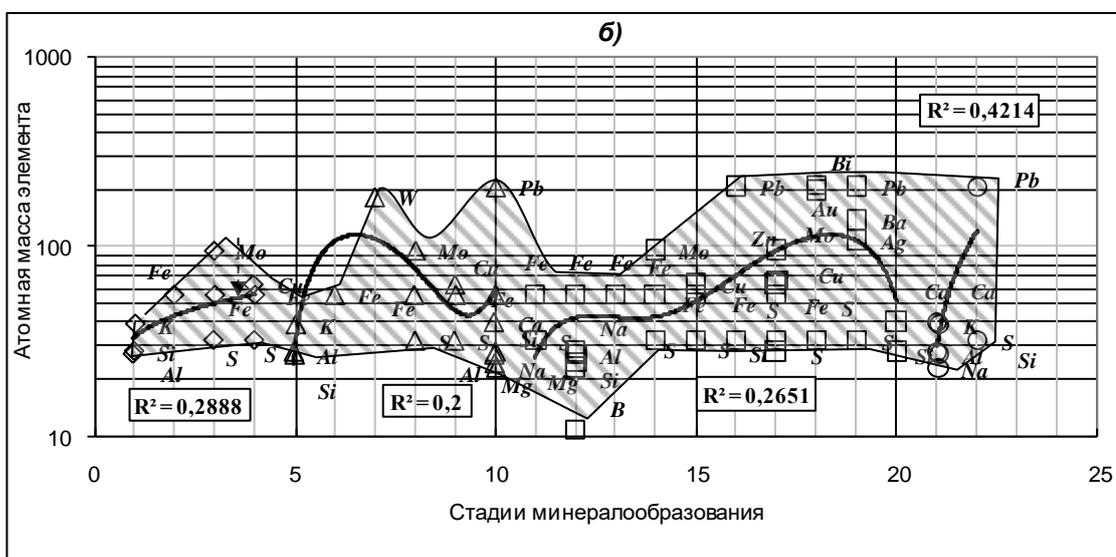
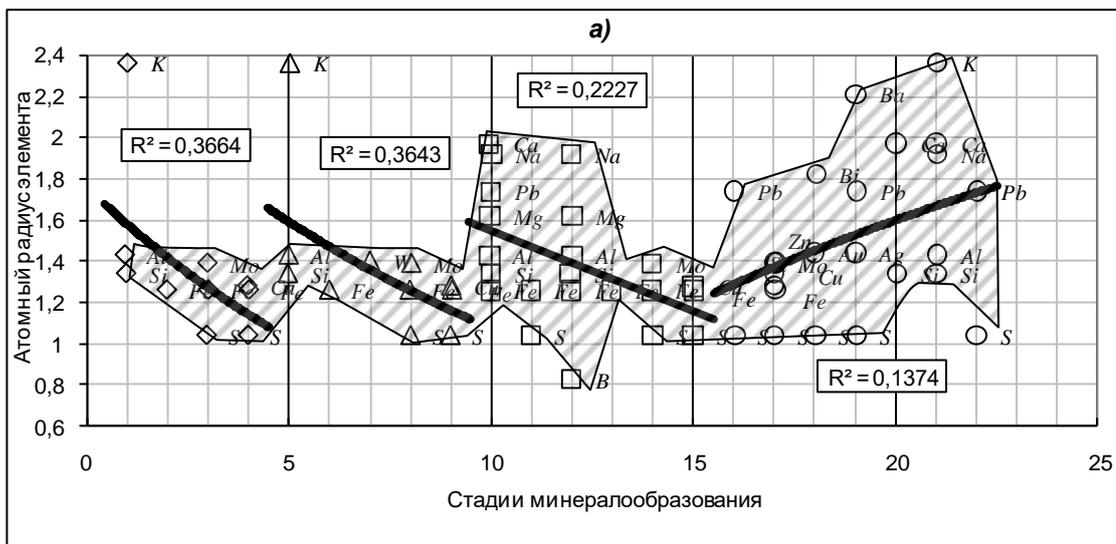


Рис.5.1.11. Особенности рудогенеза на медно-, молибден-порфировых месторождениях. Изменения атомных параметров (ось y) минерагеновых элементов по стадиям минерогенеза (ось x). Диаграммы построены по всем проявлениям химического элемента. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до заметной.

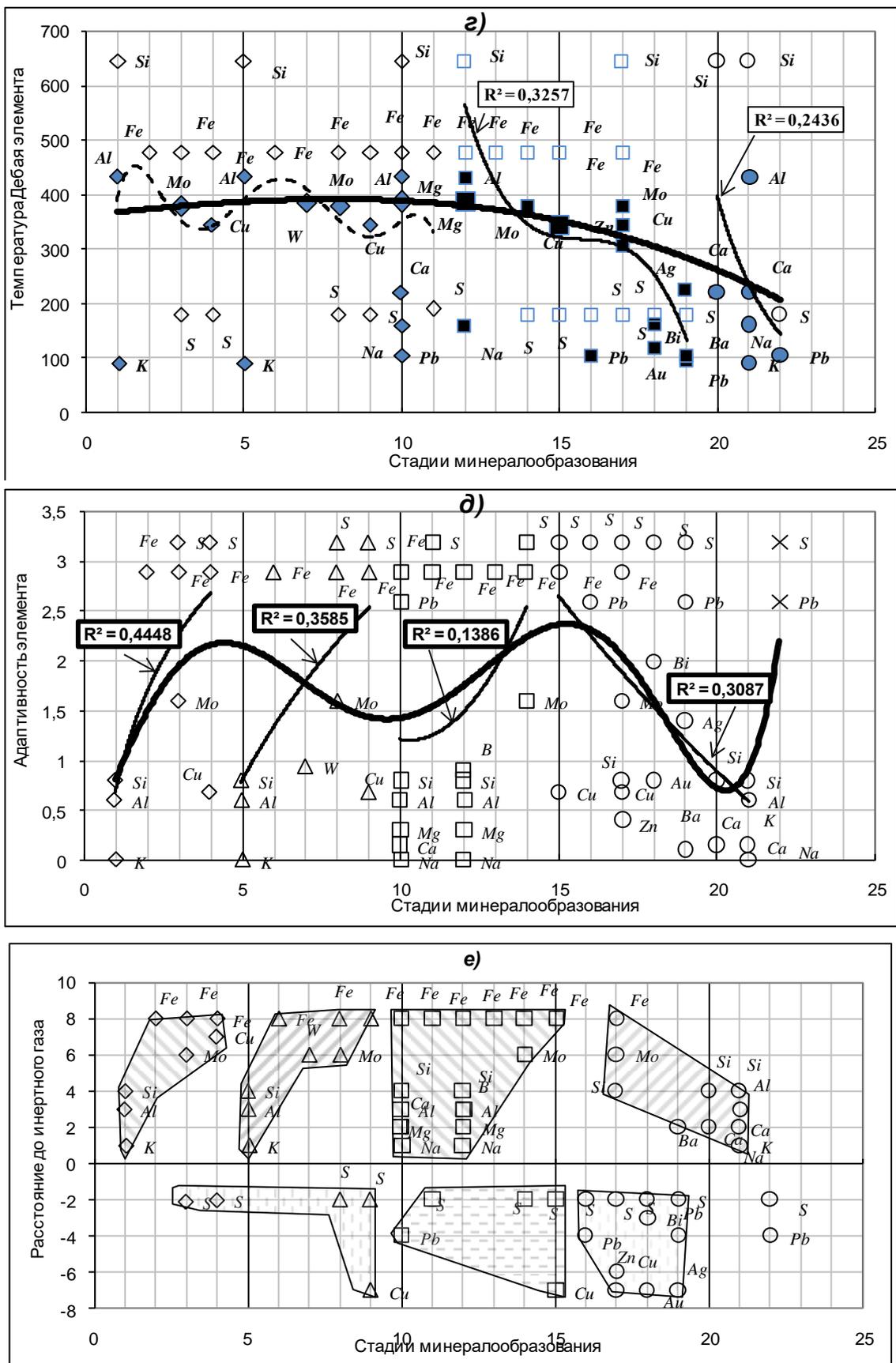


Рис.5.1.11. (Окончание). Особенности рудогенеза на медно-, молибден-порфировых месторождениях. Диаграммы построены по всем проявлениям химического элемента. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до заметной.

2. *Месторождение формировалось на фоне общего снижения температуры.* В середине периода развития залежи температура увеличилась в 2 раза, затем продолжалось остывание. Это следует из диаграммы для температуры Дебая (рис. 5.1.12 – в). То есть, было 2 тепловых подэтапа.

3. До середины периода (до 9-й стадии) поступали мелкие атомы ($R < 1.4 \text{ \AA}$). После усиления температуры стали поступать крупные атомы ($R > 1.4 \text{ \AA}$). Причина в том, что до теплового импульса действовал фильтрационный эффект в районе очага. Рост температуры совпал с трещинообразованием, прекратившим действие фильтрационного эффекта (рис. 5.1.12 – а).

4. В каждом тепловом подэтапе в первую очередь, когда температура в зоне минерагенеза была более высокой, отлагались слабо диффундирующие в твёрдой фазе рудогенные элементы. А позже, по мере остывания пород, в минералы входили атомы с большей скоростью твёрдофазной диффузии. Это подтверждается однонаправленным ростом размера атома (достоверность аппроксимации $R^2 = 0,78 \div 0,82$) и массы атома (достоверность $R^2 = 0,36 \div 0,75$) от ранних минералов к поздним (рис. 5.1.12 – а, б, в).

5. *Адаптивность* элементов является *главным фактором* ранжирования поступающих из магматического очага элементов: *сначала отлагались рудогенные элементы с бóльшей адаптивностью*, а к концу формирования адаптивность минералообразующих элементов снижалась (рис. 5.1.12 – е).

Таким образом, в любой момент времени во флюидах оставались те элементы, которые имели устойчивые комплексы (Θ_{\max}), и не могли образовать минералы из-за малой адаптивности (A_{\min}), из-за высокой скорости твёрдофазной диффузии (вследствие действия эффектов массы и величины атома: M_{\max} , R_{\max}) и из-за низкой температуры Дебая (Θ_{\min}).

В общем, на фоне остывания очага рудных флюидов, происходило снижение адаптивности минерагенных элементов, их Дебаевской температуры, скорости их диффузии в твёрдой фазе.

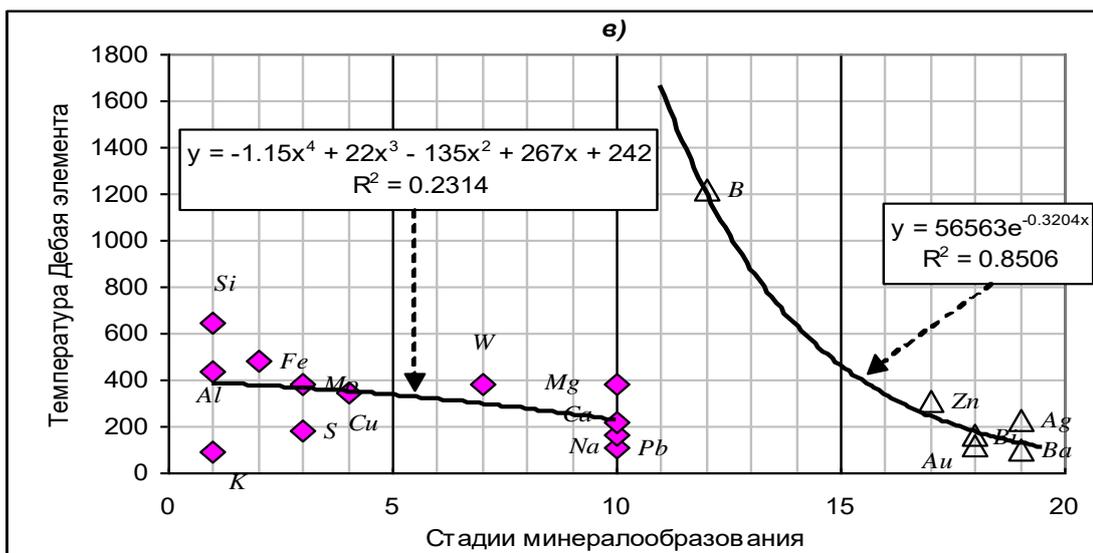
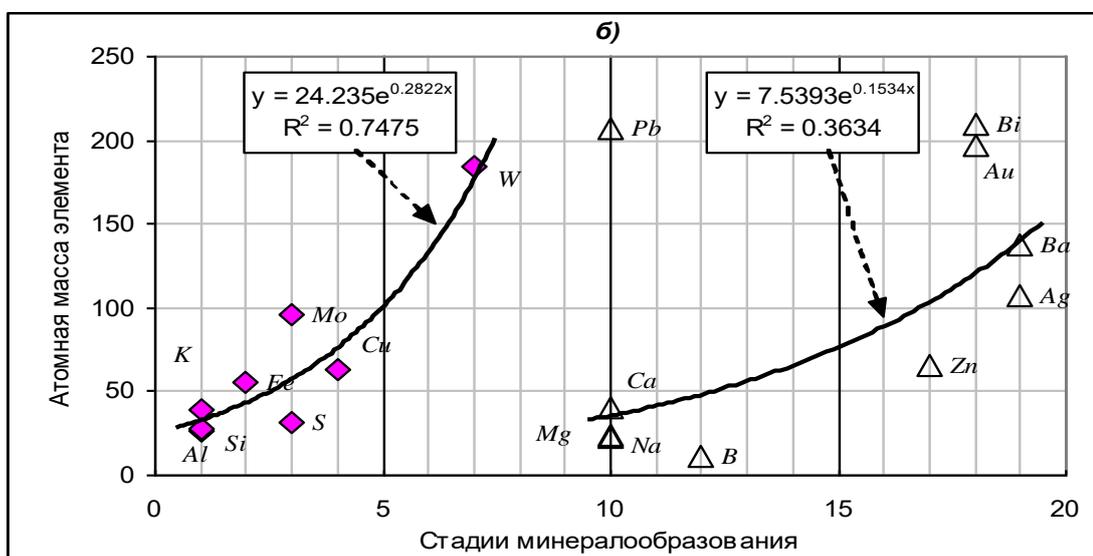
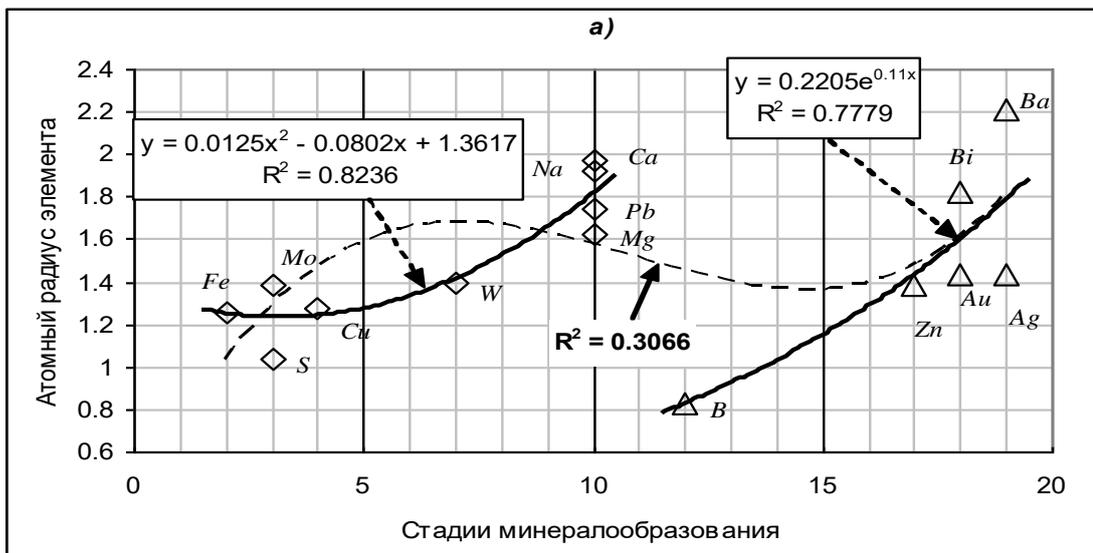


Рис.5.1.12. Особенности рудогенеза на медно-, молибден-порфировых месторождениях. Изменения атомных параметров (ось y) минерагенных элементов по стадиям минерогенеза (ось x). Диаграммы построены по первым проявлениям химического элемента. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до высокой.

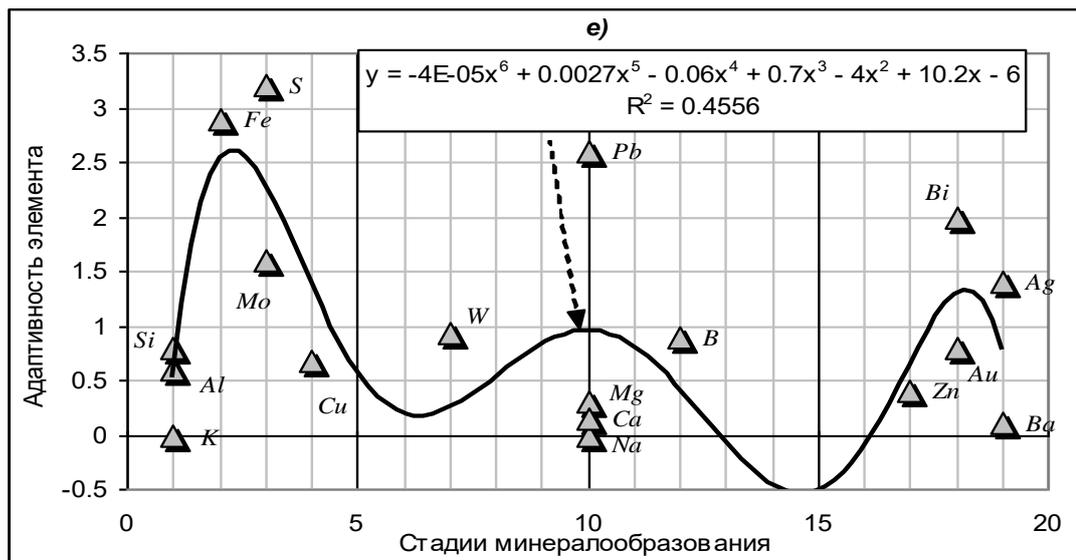
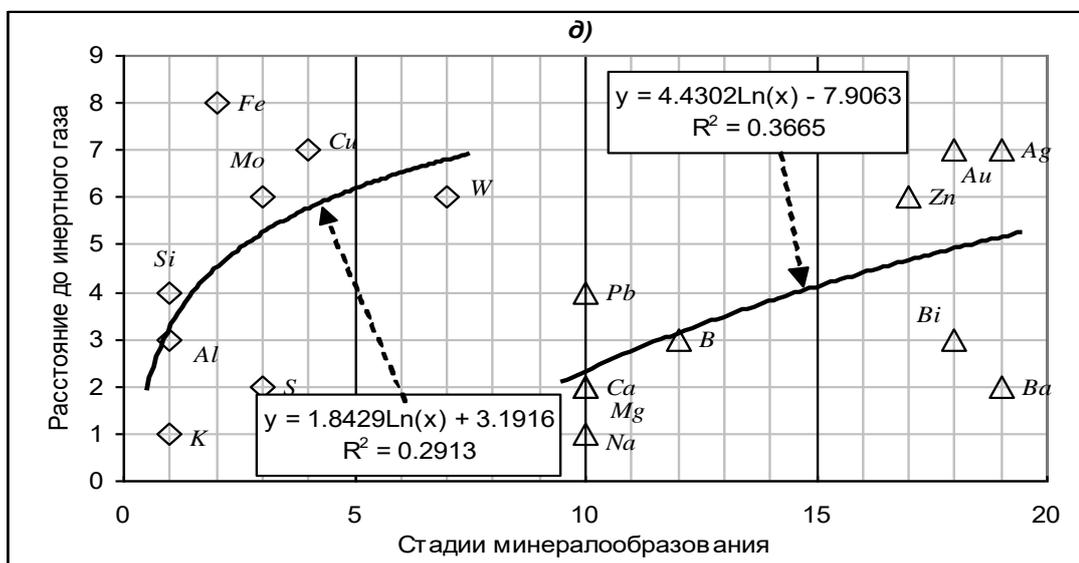
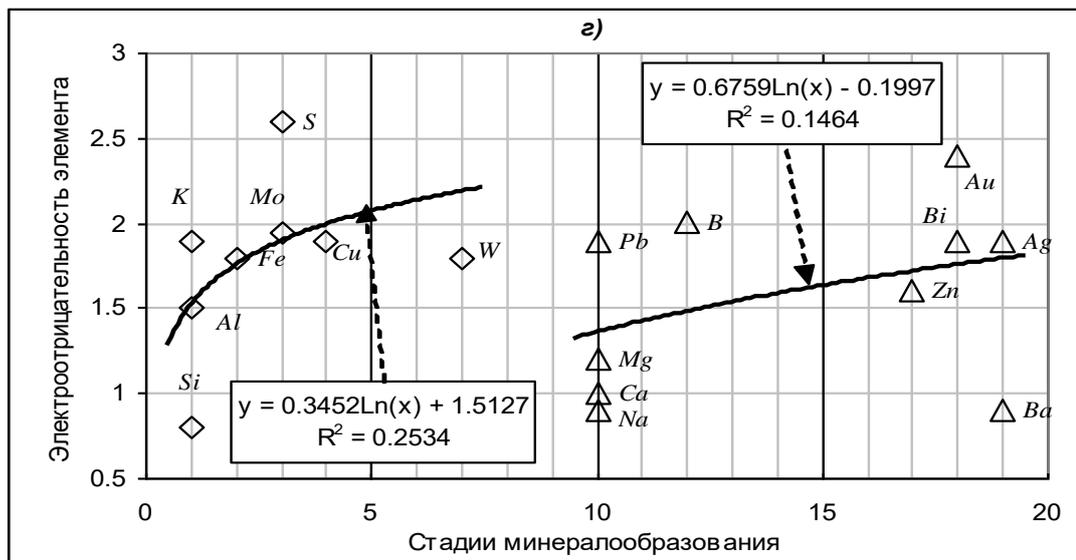


Рис.5.1.12. (Окончание). Особенности рудогенеза на медно-, молибден - порфировых месторождениях. Диаграммы построены по первым проявлениям химического элемента. По шкале Чеддока теснота связи от умеренной до заметной.

В качестве главного вывода необходимо отметить, что *рудогенез на медно-, молибден-порфировых месторождениях является результатом одностороннего действия, по крайней мере, 6 атомных параметров*, из которых адаптивность (A) выполняла основную роль при ранжировании элементов-минералообразователей.

5.1.7. Разработка метода построения карт палеотемпературы и палеодавления для выявления глубинных разломов

Ранее нами была найдена взаимосвязь между Дебаевской температурой рудогенного элемента (Θ) и палеотемпературой (T) в зоне рудогенеза (см. п.3.2.3). Она выражается формулой:

$$\Theta = 1.1704T + 1.9743,$$

где значение (Θ) в кельвинах, (T) в градусах.

Между *расстоянием до инертного газа* (e) для данного атома и давлением внешней среды в зонах метаморфизма и рудогенеза также существуют взаимосвязи (см. п.3.2.3):

для зоны метаморфизма:

$$e = 2.2417 e^{0.0638 P},$$

для зоны рудогенеза:

$$e = 3.0614 e^{0.3872 P},$$

где e – основание натурального логарифма,

P – давление в массиве;

e – расстояние до инертного газа для рудогенного элемента, или же усреднённое значение e для атомов минерала-индикатора данной стадии метаморфизма.

Но в зоне рудогенеза градиенты температуры и давления либо относительно постоянны, либо меняются постепенно. Поэтому, исходя из

приведённых формул, для каждого рудогенного элемента в зоне рудогенеза существует определённая область с соответствующей температурой и давлением. Благодаря этому можно реконструировать палеотемпературу и палеодавление, существовавшие в эпоху рудогенеза в рудном районе или в залежи, используя данные по известным рудопроявлениям.

Созданные таким способом карты палеотемпературы и палеодавления по рудному району или по региону можно применять для прогнозирования месторождений тех или иных металлов.

Приуроченность минералов рудогенных элементов к зонам с определёнными *PT* - условиями подтверждается следующим. По А.Д. Щеглову, в мантийные месторождения входят следующие химические элементы: *Cr, Ni, Co, Cu, Sn, W, V, Ti, Au, Ag* и некоторые другие [341, с.131-136]. Нами установлено, что для этих элементов характерны либо высокая температура Дебая, либо большое расстояние до инертного газа (табл.5.1.5):

Таблица 5.1.5

Расстояние до инертного газа и температура Дебая для рудогенных элементов мантийных месторождений

	<i>Cr</i>	<i>Ni</i>	<i>Co</i>	<i>Cu</i>	<i>Sn</i>	<i>W</i>	<i>V</i>	<i>Ti</i>	<i>Au</i>
(e)	6	-8	9	-7	-4	6	5	4	-7
ϑ	357	476	445	345	200	384	339	430	162

Так, средняя величина температуры Дебая для всех химических элементов (за исключением *B, Be, C*) равна $240^{\circ}K$, в то время как для рудогенных элементов из мантийных месторождений она выше на 45% и составляет $349^{\circ}K$ (см. табл. 5.1.5).

Точно также абсолютное значение расстояния до инертного газа (e) для всех химических элементов периодической системы равно 3.8, а для таблицы 5.1.5 она выше на 64% и составляет 6.2.

Существует определённая периокеаническая минерагеническая зональность, где выделяются зоны типа Анд, островных дуг, срединно-океанических

хребтов. Внутри зон существуют подзоны. Для каждой из указанных зон и подзон характерен свой набор рудогенных элементов (Г. Бауман, Г. Тишendorф).

Нами был выполнен анализ изменения атомных параметров рудогенных элементов по каждой подзоне, в связи с ее местоположением в периокеанической зональности. В результате анализа было установлено, что для рудогенных элементов, входящих в подзону, средние значения температуры Дебая и расстояния до инертного газа *зависят от расстояния до верхней мантии* следующим образом:

1. В пределах континентальной коры температура Дебая рудогенных элементов около $250^{\circ}K$, а там, где нижняя литосфера выходит на поверхность Земли - в эвгеосинклиналих и срединно-океанических хребтах, - она возрастает на 44% и составляет $360^{\circ}K$.
2. Величина расстояния до инертного газа рудогенных элементов в пределах континентальной коры равна 5, а в подзонах эвгеосинклинали и срединно-океанического хребта она возрастает на 40% и достигает 7.

Из сказанного следует, что по картам палеотемпературы и палеодавления для крупных регионов, можно оценивать связь месторождения или рудопроявления с мантийными очагами. По мере приближения к мантийному очагу будут одновременно расти температура Дебая и расстояние до инертного газа для рудогенных элементов на 40÷65%. Такие карты были нами построены для Аппалачского региона Америки на основании данных о 700 рудных месторождениях и рудопроявлениях (рис. 5.1.13 ÷ 5.1.16). Данные были взяты из статьи Дж. У. Габелмена [44, с.190-205].

На основании анализа построенных этих карт палеотемпературы и палеодавления установлено следующее:

1. Участки высоких значений палеотемператур и палеодавлений эпохи рудогенеза на картах совпадают. Также совпадают участки низких значений.

2. Структурные элементы карт линейно вытянуты вдоль Аппалачей, и осложнены поперечными соединяющими элементами. Складывается впечатление о сетчатом рисунке, с удлинением ячеек параллельно Аппалачам.

3. Зоны максимальных значений палеотемпературы и палеодавления на этих картах совпадают с эпицентрами землетрясений, приведёнными Дж.П. Буллардом [29], а также с зонами повышенной плотности вещества земной коры, которые были изучены этим же автором [30].

Сказанное позволяет утверждать, что методика построения карт палеотемпературы и палеодавления оправдана, а карты достоверны. Из этих карт также следует, что линейные зоны глубинных разломов, связывающие мантию с верхней частью земной коры, существуют и поныне, проявляясь как эпицентры землетрясений и зоны повышенной плотности вещества земной коры. В то же время их рисунок не полностью совпадает с разломами верхней коры: «По-видимому, система крупных нарушений, выявленных на глубине сейсмическими методами, не связана с поверхностным тектоническим планом» [29, с.109]

Нами была произведена оценка возможности использования карт палеотемператур (по параметру Θ), палеодавления (по параметру e) и адаптивности (A) для прогноза оруденения. С этой целью *из исходных данных были убраны все золоторудные месторождения и рудопроявления*, и затем построены, на основании оставшихся данных о рудопроявлениях и месторождениях других рудогенных элементов, *прогнозные карты золотооруденения*.

Критерий для принятия *интервала значений* параметров (Θ), (e) и (A) был выбран путем наложения на карты точек фактически встреченных месторождений и рудопроявлений золота, которые *не использовались* для построения этих карт.

В результате установлено, что для прогноза месторождений и рудопроявлений золота можно использовать карту адаптивности. Достоверность прогноза золота по такой карте составляет 86%, при $A = 1,66 \div 1.70$.

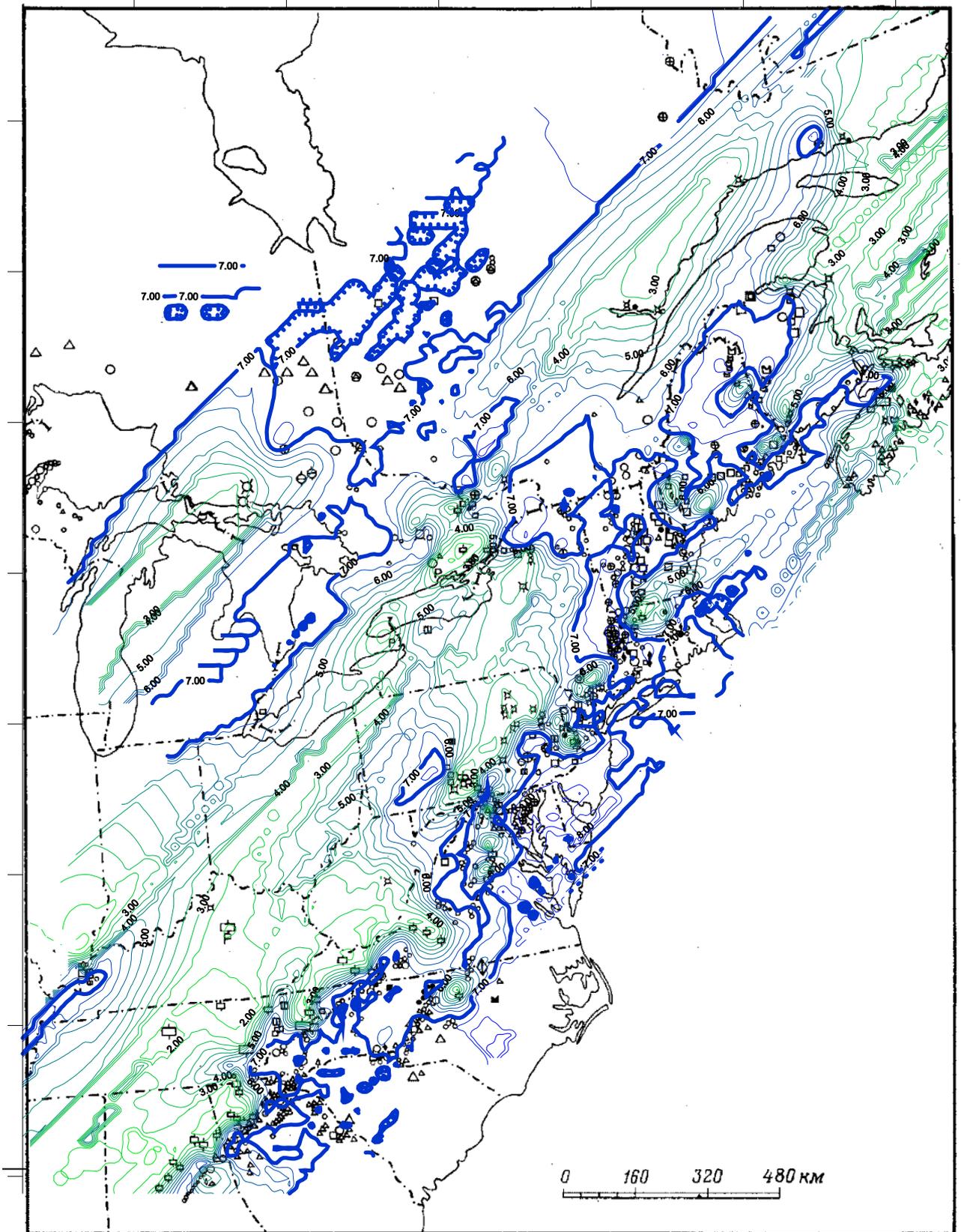


Рис. 5.1.13. Карта палеодавления в зонах рудогенеза, построенная по значениям параметра «Расстояние до инертного газа (ϵ)» атомов рудогенных элементов. Аппалачский регион. Исходные данные о составе рудных тел взяты из статьи Дж. У. Габелмена [44].

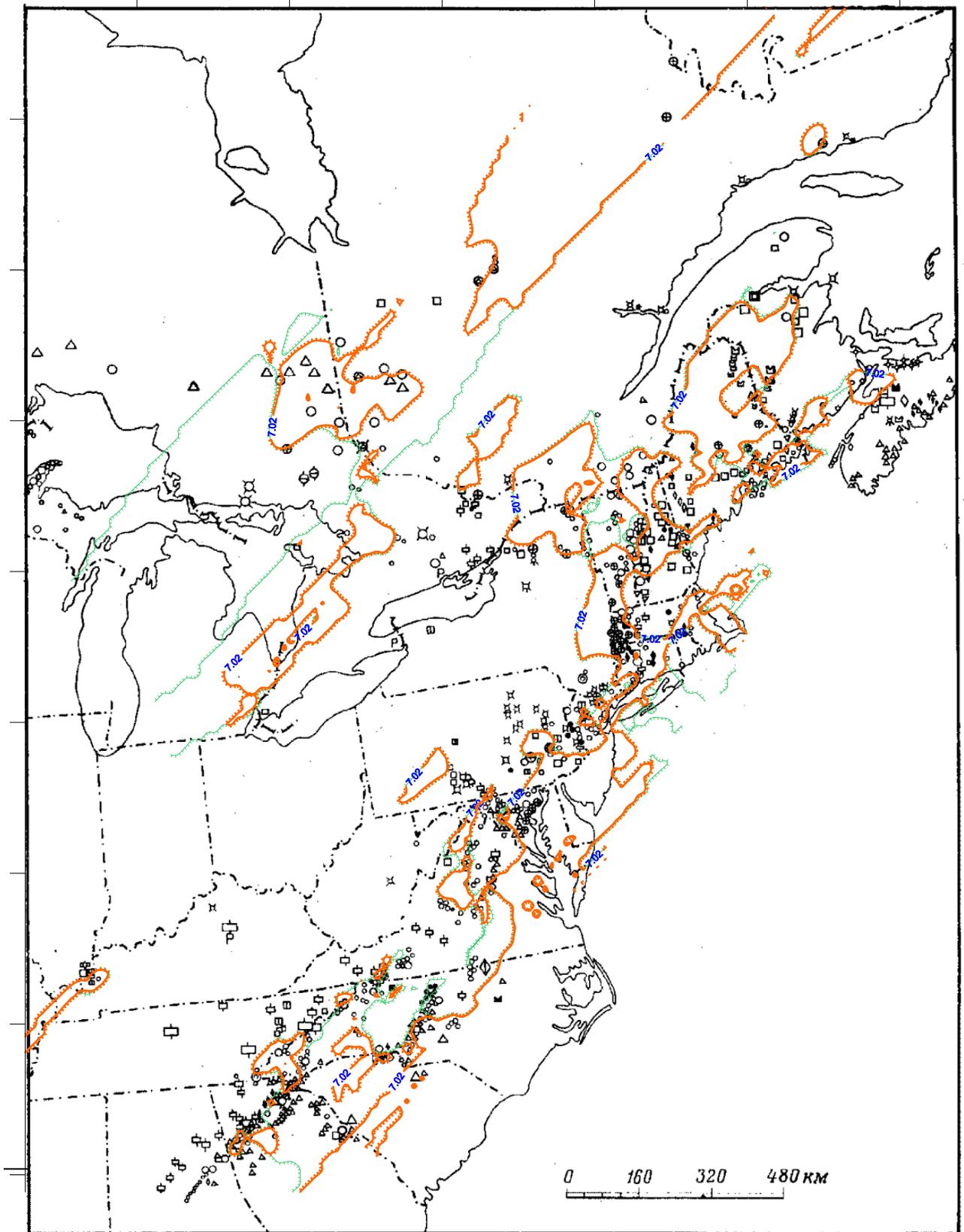


Рис. 5.1.14. Оценка возможности прогнозирования месторождений золота с помощью карты «Расстояние до инертного газа», при $\epsilon = 7 \div 7.02$. Карта построена без использования данных о месторождениях и рудопроявлениях золота. Месторождение золота показано значком Δ - треугольника. Аппалачский регион. Исходные данные о составе рудных тел взяты из статьи Дж. У. Габелмена [44]. Золотооруденение попадает в прогнозные зоны с вероятностью 90% в южной половине площади.

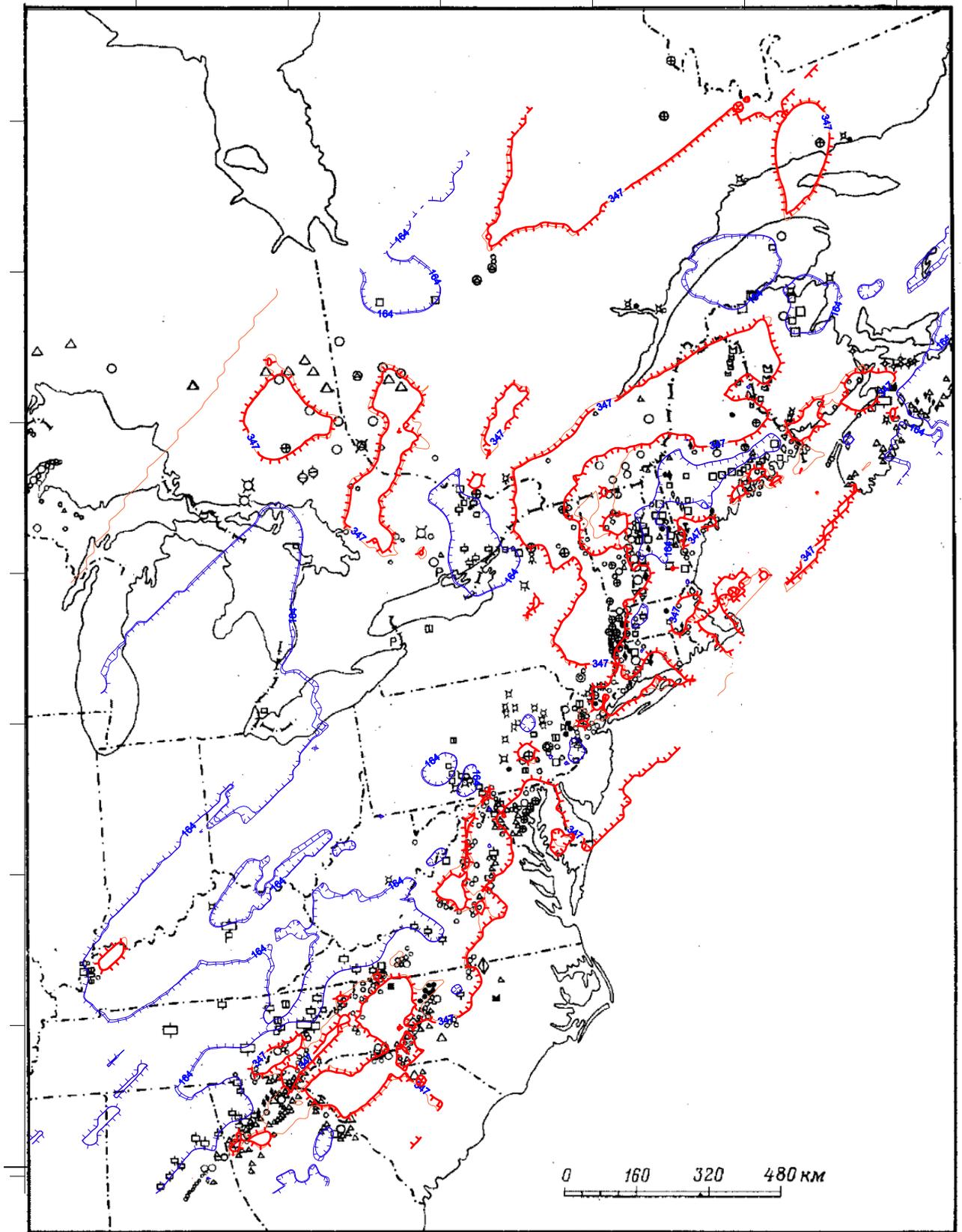


Рис. 5.1.15. Оценка возможности прогнозирования месторождений золота с помощью карты «Температура Дебая» для рудогенных элементов, при $\Theta=347^{\circ}\text{K}$, как и для меди. Карта построена без использования данных о месторождениях и рудопроявлениях золота. Месторождение золота показано значком Δ - треугольника. Аппалачский регион. Исходные данные о составе руд взяты из статьи Дж. У. Габелмена [44]. Золотооруденение попадает в прогнозируемые зоны с вероятностью 70% в южной половине карты.

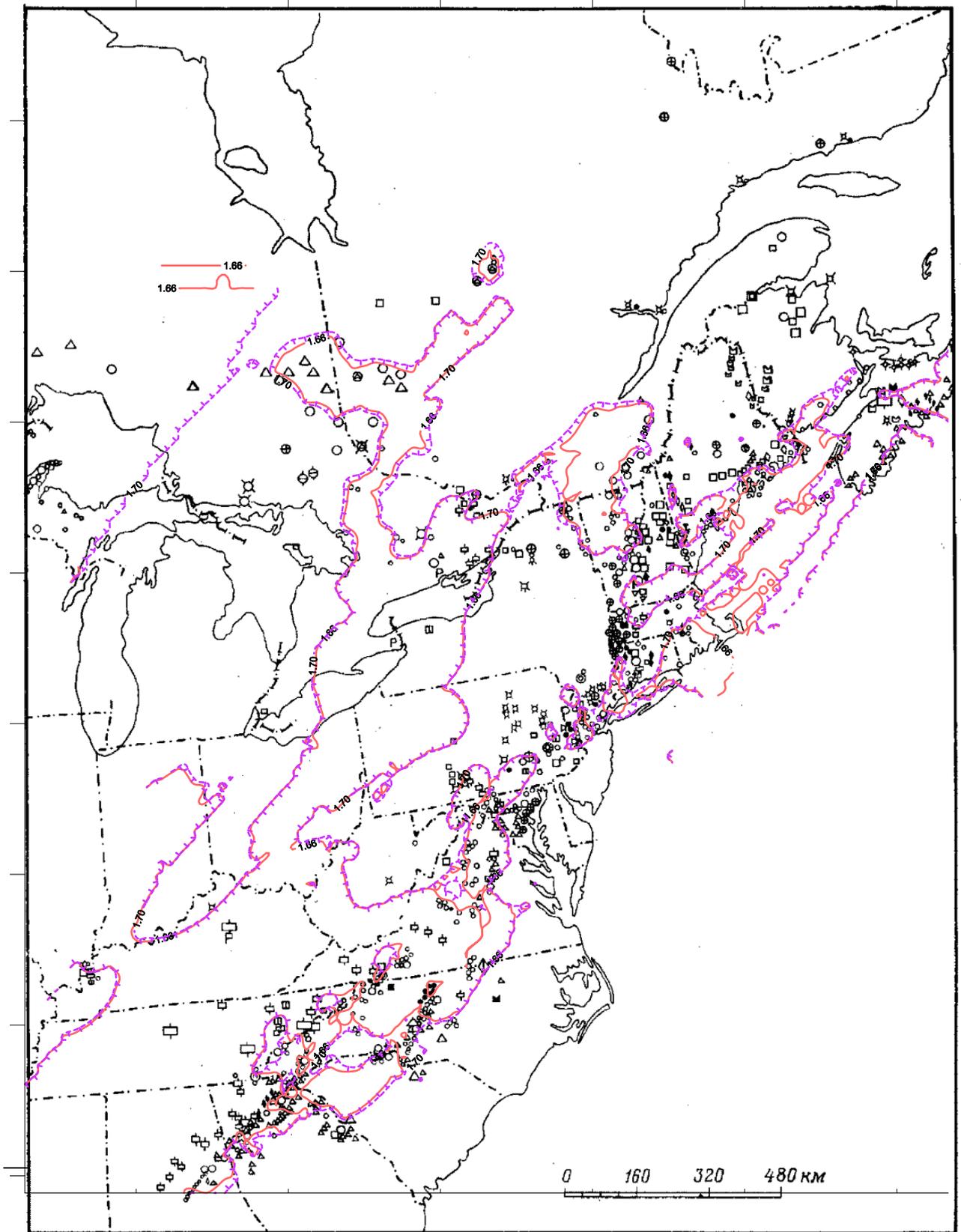


Рис. 5.1.16. Прогнозирование месторождений золота с помощью карты «Адаптивности» для рудогенных элементов. Месторождения золота коррелируются с линиями адаптивности меди, парагенетически связанной с золотом. Карта построена без использования данных о месторождениях и рудопроявлениях золота. Месторождение золота показано значком Δ - треугольника. Аппалачский регион. Исходные данные из статьи Дж. У. Габелмена [44]. Золотооруденение попадает в прогнозируемые зоны с вероятностью 86%.

5.1.8. Разработка алгоритма и компьютерной программы для прогнозирования золоторудных районов

Для прогнозирования золоторудных месторождений использование карт палеодавления и палеотемпературы, с параметрами $\epsilon = 7 \div 7.02$ и $\Theta = 347^\circ\text{K}$, возможно лишь на участках с высокой плотностью разведочной сети. Однако на участках с низкой плотностью разведочной сети использование карт палеотемпературы и палеодавления не дает результатов.

С учётом сказанного, для прогнозирования золотооруденения дополнительно использовалась *карта суммарного влияния* температуры, давления и геохимической неоднородности среды (последнее оценивалось по адаптивности химических элементов).

Нами установлено, что картирование палеотемпературы, палеодавления и геохимической изменчивости среды (по адаптивности) позволяет прогнозировать участки, перспективные для обнаружения месторождения эндогенного происхождения того или иного металла, или неметалла. Для этого надо использовать всю информацию по месторождениям и рудопроявлениям всех химических элементов, кроме прогнозируемого золота. С целью оценки возможности применения такого подхода, для прогнозирования на небольших площадях были построены аналогичные карты для рудного поля Акчатау. При этом использовались данные Б.С. Зейлик [131]. Результаты достаточно обнадеживающие: достоверность прогноза около 0,9.

Несмотря на полученные положительные результаты по использованию отдельных карт палеодавления, палеотемпературы, геохимической изменчивости для прогнозирования золотооруденения, автор пришёл к выводу, что такой подход не полностью удовлетворяет задачам практического прогнозирования золотооруденения. Отрицательным моментом является то, что в выделенные перспективные по золотооруденению зоны, наряду с большинством

(70÷90%) месторождений и рудопроявлений золота из контрольного подмножества, также попадают площади без золотооруденения.

Для избавления от данного недостатка было решено разработать такой алгоритм построения *единой* прогнозной карты золотооруденения, который использует сразу несколько факторов, контролирующих минерагенез золота. В результате, нами создан алгоритм прогноза золоторудных районов (табл. 5.1.6) путем применения **установленных нами закономерностей** твёрдофазной диффузии (гл. 3), адаптации химических элементов (п.3.2.3), минерагенеза (п.4.1.5).

Таблица 5.1.6

Алгоритм прогнозирования золоторудных районов, без использования данных о золоторудных месторождениях и рудопроявлениях

Используемый для прогноза атомный параметр	Обозначение	Логика алгоритма прогноза – если золото входит в минерал, то 1 или >0, если золото не входит в минерал, то 0.
Блок 1. Выявление участков, благоприятных для золотооруденения, т.е., проверка соответствия атомных параметров золота факторам внешней среды: давления среды - расстоянию до инертного газа (e) золота, температуры среды – температуре Дебая (Θ) золота, рН среды – адаптивности (A) минерагенезу золота.		
Абсолютное значение расстояния до инертного газа e	$f(e)$	Если $ e \geq 7$, то 1, иначе 0.
Минимальная адаптивность A_{\min}	$f(A)$	Если $0.7 < A_{\min} < 1.3$, то $0.8/A_{\min}$, иначе 0.
Минимальная температура Дебая Θ_{\min}	$f(\Theta)$	Если $20 < \Theta_{\min} < 205$, то 1, иначе 0.
Интегральная формула по 1-му блоку		$[f(e)*0.8+f(A)*0.6+f(\Theta)*0.7]$
Блок 2. Оценка возможности поступления золота в зону минерагенеза счёт мобилизации тонкорассеянного золота из рудовмещающей толщи, путем воздействия высокой температуры среды, выявляемой по максимальной температуре Дебая $\varphi(\Theta)$:		
Максимальная температура Дебая Θ_{\max}	$\varphi(\Theta)$	Если $\Theta_{\max} > 160$, то $(162/\Theta_{\max})^2$, иначе 0
Блок 3. Оценка возможности минерагенеза золота при условии воздействия на его атомы элементов матрицы минерала, в ходе твёрдофазной диффузии золота. Оценивается через максимальный атомный вес $f(M)$ элементов минерала		
Максимальный атомный вес M_{\max}	$f(M)$	Если $M_{\max} < 195$, то $(M_{\max}/195)$, иначе (если $f(A) > 0$, 1, иначе 0)
Общая формула прогноза золотооруденения $P = [f(e)*0.8+f(A)*0.6+f(\Theta)*0.7] * [\varphi(\Theta)*f(M)]* 4$		

Алгоритм прогноза золоторудных районов достаточно прост и состоит из трёх блоков (см. табл.5.1.6):

1. В первом блоке суммируются вероятности минерогенеза золота по условиям соответствия факторов зоны рудогенеза (температуры, давления, геохимической неоднородности, выраженной через адаптивность элемента) тем атомным параметрам золота, которые реагируют на эти факторы:

$$[f(e)*0.8+f(A)*0.6+f(\Theta)*0.7],$$

где коэффициенты 0.8, 0.6, 0.7 найдены опытным путем.

2. Во втором блоке оценивается вероятность мобилизации тонкорассеянного золота из рудогенной толщи ($\varphi(\Theta)$), и также определяется вероятность промышленной концентрации золота в золотосодержащих минералах. Функция $\varphi(\Theta)$ - это функция повышенной температуры Θ_{\max} среды, характеризует воздействие высокой температуры среды на рудовмещающую и рудогенную толщу. Если Θ_{\max} ниже температуры Дебая, то атомы золота не активируются и не диффундируют в твёрдой фазе, т.е. мобилизация золота не происходит.

Оптимальной температурой является $\Theta_{\max} = \Theta_{\text{Au}} = 162^\circ\text{K}$. В этом случае $\varphi(\Theta)=1$. Если $\Theta_{\max} < (\Theta_{\text{Au}} = 162^\circ\text{K})$, то $\varphi(\Theta)=0$, т.е., мобилизация золота не происходит. В то же время при $\Theta_{\max} > (\Theta_{\text{Au}} = 162^\circ\text{K})$ одновременно с мобилизацией золота из рудогенной толщи идёт потеря его из рудовмещающей толщи – из зоны его накопления, поэтому $\varphi(\Theta) = (162/\Theta_{\max})^2 < 1$.

3. В третьем блоке оценивается вероятность промышленной концентрации золота в золотосодержащих минералах, которая зависит от способности золота удержаться в составе этих минералов. В п.4.1.5 было показано, что содержание примесного циркония, с атомной массой 91 а.е.м., в минералах растёт прямо пропорционально содержанию наиболее тяжёлых атомов (с массой $25 \div 56$ а.е.м.) в данном минерале. Причина этого заключается в том, что более тяжёлый атом циркония (91 а.е.м.), диффундируя в минерале, встречает сопротивление тяжёлых атомов кристаллической решётки минерала, и

сопротивление тем выше, чем больше масса атомов кристаллической решётки (см. п.4.1.5).

Аналогичным образом, вероятность удержания примесного золота в золотосодержащем минерале растёт с увеличением массы самого тяжёлого химического элемента из кристаллической решётки минерала, и максимальна, если масса M_{\max} такого элемента равна массе атома золота ($M_{\max} = 195$ а.е.м.).

Если $M_{\max} > (M_{\text{Au}} = 195$ а.е.м.), то атомы золота выбиваются из кристаллической решётки и выносятся во флюиды из минерала, где золото содержалось в виде примеси. Но активированное таким образом золото из флюидов может образовать свой минерал при условии, что адаптивность среды соответствует адаптивности золота, т.е., если $f(A) > 0$ (см. табл. 5.1.6).

Построенная по описанному алгоритму единая прогнозная карта представлена на рис. 5.1.17. На карте проведены изолинии величины P , вычисленной с помощью алгоритма прогноза золоторудных районов (см. табл. 4.1.6). В интервале изолиний $0.13 \div 0.5$ попадают около 90% месторождений и рудопроявлений золота. То есть, достоверность прогноза по разработанному алгоритму равна 90%.

Разработанный автором метод построения карт палеодавления, палеотемпературы позволяет выявлять зоны глубинных разломов, часто скрытых и связанных с мантийными источниками.

Указанные карты, вместе с картой *суммарного влияния* температуры и давления, с картой геохимической изменчивости среды, а также с единой прогнозной картой, позволяют прогнозировать рудопроявления эндогенного происхождения, как на площади регионов, так и в пределах рудных полей.

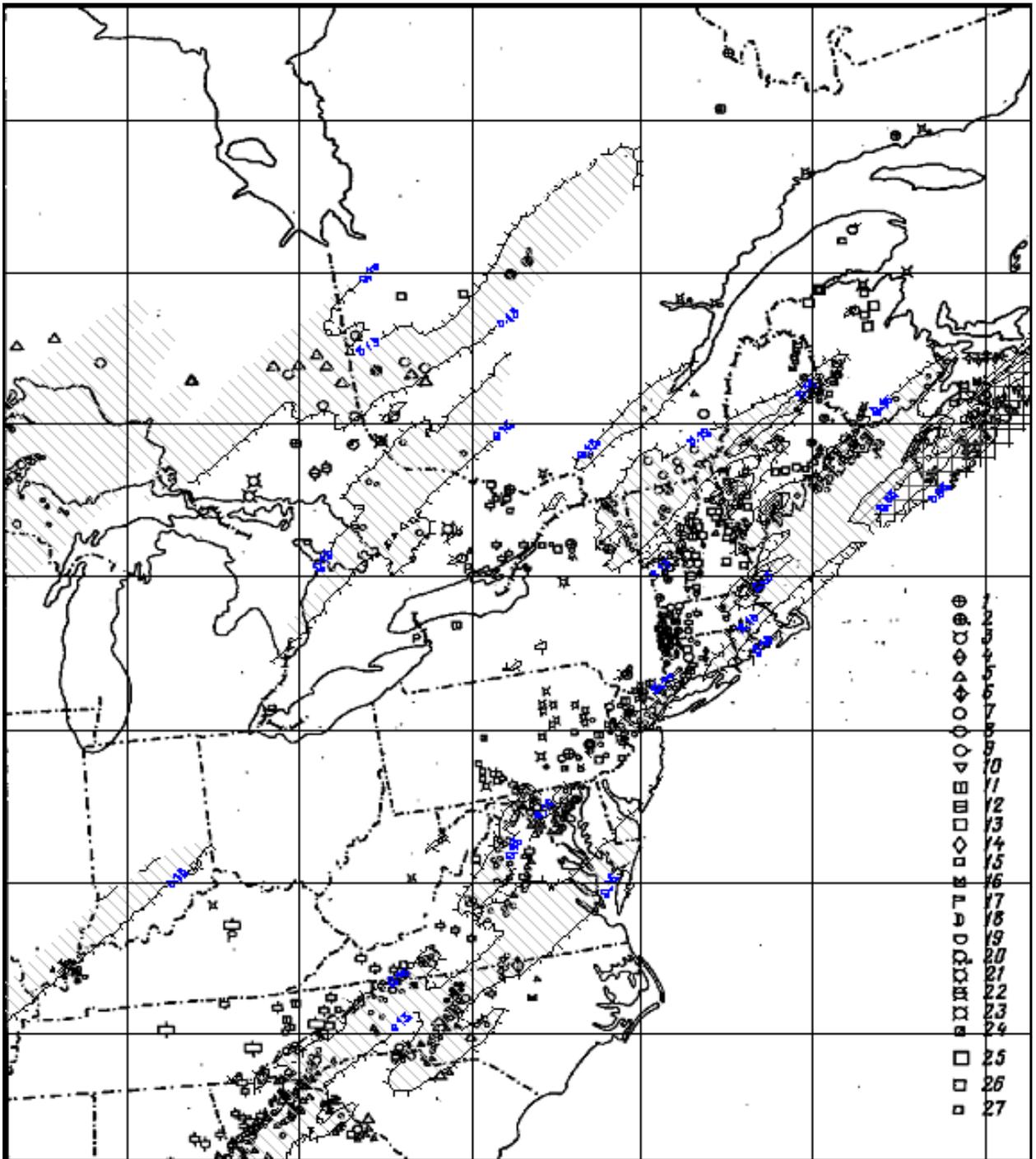


Рис. 5.1.17. Прогнозные золоторудные районы (заштрихованные области) в Аппалачском регионе. Обозначения: 1-железо (магнетит, ильменит); 2-железо (пирротин, пирит); 3-торий; 4-никель; 5-золото; 6-вольфрам; 7-медь; 8-медистые песчаники; 9-кобальт; 10- молибден; 11-цинк; 12-свинец; 13-цветные металлы (Си, Pb, Zn); 14-сульфосоли (As, Sb, Bi); 15-барит; 16-марганец; 17-флюорит; 18- ртуть; 19-ванадий; 20-уран в пегматитах; 21 - урановые жилы; 22-ванадий и уран в песчаниках; 23-уран в песчаниках; 24-стронций. Размеры месторождений: 25-основные горнодобывающие районы; 26-небольшие районы или крупные рудники; 27-мелкие месторождения или проявления. Изолинии показывают условную вероятность встречи золотооруденения. Достоверность прогноза около 90%.

5.1.9. Реконструкция условий рудогенеза на малых площадях

Использованы результаты определения содержания химических элементов в рыхлых грунтах методом экспресс-анализа (данные С.М. Макеева), для 17716 точек опробования, на площади 750 км² в Восточной Сибири. Целью работ является прогноз золотооруденения. В ходе адаптивного анализа исходных данных оценивались изменения температуры, давления и геохимической неоднородности в зоне накопления рудогенных элементов.

5.1.9.1. Изменение температуры в зоне рудогенеза

Для изучения температуры во флюидоподводящих каналах использовался атомный параметр химического элемента «*температура Дебая*». Были построены карты распределения химических элементов с наиболее высокой температурой Дебая: карта содержания железа ($\Theta=478^\circ\text{K}$) (рис. 5.1.18) и карта содержания марганца ($\Theta=450^\circ\text{K}$) (рис. 5.1.19).

Результаты анализа изолиний на картах указывают на следующее:

1. Железо и марганец поступали по проницаемым зонам, приуроченным к тектоническим трещинам. Это следует из линейной формы зон с различным содержанием как железа, так и марганца.
2. Железо и марганец поступали одновременно, что следует как из совпадения зон с их повышенным содержанием, так и из приблизительного равенства их параметра «*температура Дебая*».

Кроме указанных карт, была построена карта усреднённых значений атомного параметра «*температура Дебая*» для химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co.

Усреднённые значения были получены путем взвешивания *Дебаевской температуры* по содержанию химических элементов, г/т.

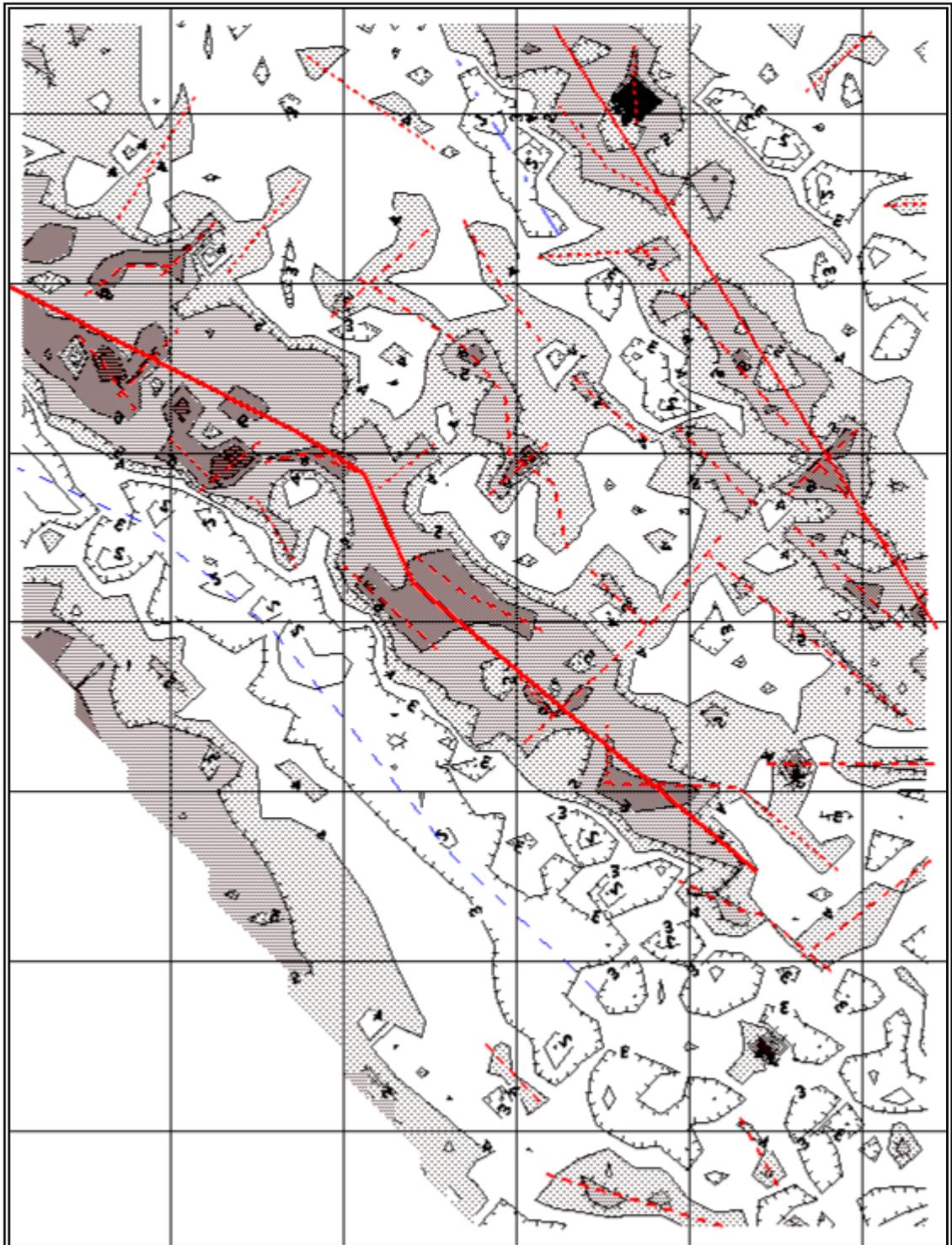


Рис. 5.1.18. Карта процентного содержания железа в металлометрических пробах в золоторудном районе Восточной Сибири. Проведены оси вытянутых зон с повышенным (сплошная линия и мелкая пунктирная линия) и с пониженным (линия с крупным пунктиром) содержанием железа. С увеличением содержания Fe тон заливки темнеет.

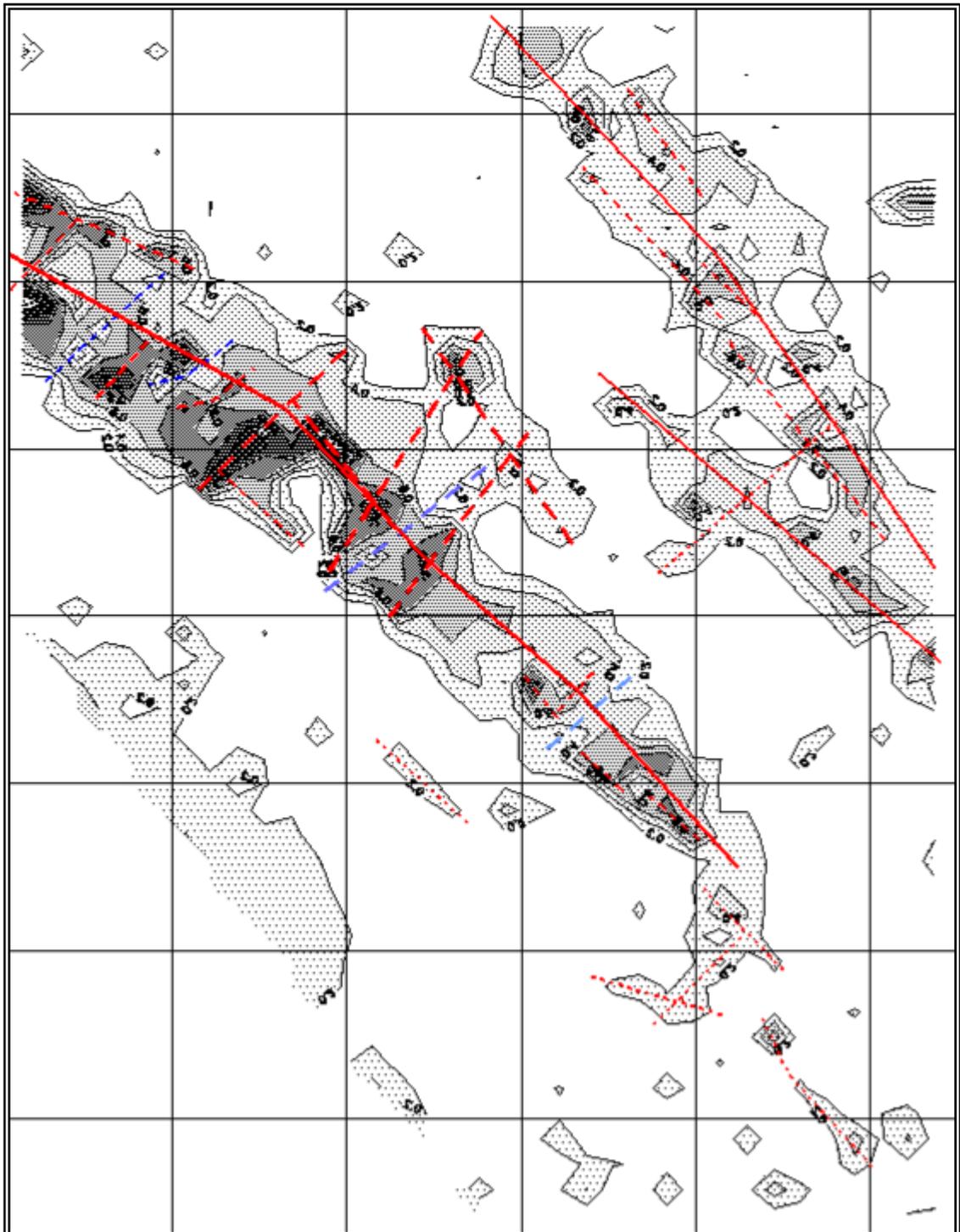


Рис. 5.1.19. Карта процентного содержания марганца в металлометрических пробах. Проведены оси вытянутых зон с повышенным (сплошная линия и мелкая пунктирная линия) и с пониженным (линия с крупным пунктиром) содержанием марганца. С увеличением содержания Mn тон заливки темнеет.

На основании анализа карты средней Дебаевской температуры химических элементов (Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co) были сделаны следующие выводы (рис.5.1.20):

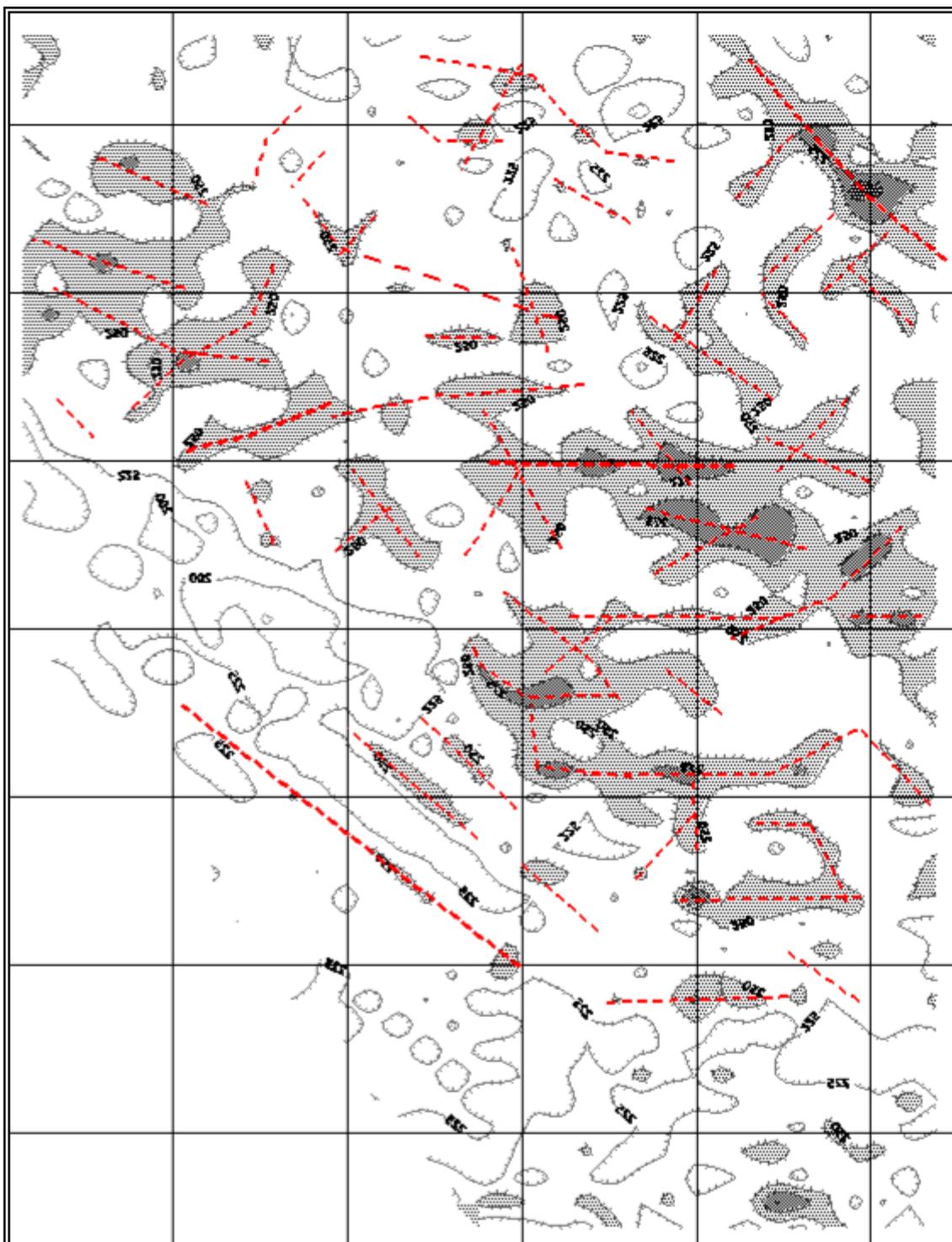


Рис. 5.1.20. Карта среднего значения температуры Дебая, взвешенной по содержанию химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co. Проведены оси вытянутых зон с повышенной температурой Дебая. С увеличением температуры Дебая тон заливки темнеет.

1. Зоны с повышенным значением средней температуры Дебая по Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co ($\Theta=250^{\circ}\div 290^{\circ}\text{K}$) приблизительно совпадают с зонами высоких содержаний железа и марганца (с температурой Дебая $\Theta=450^{\circ}\div 478^{\circ}\text{K}$).

2. На карте средней температуры Дебая по Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co

выделяются линейно вытянутые зоны.

Для уточнения связи между зонами с повышенными значениями температуры Дебая и содержания железа, были совмещены оси этих зон на одной бланковой карте (рис. 5.1.21, табл. 5.1.7).

Таблица 5.1.7

Сопоставление отдельных линейных зон с повышенным значением картируемых параметров на картах содержания железа и средней температуры Дебая

Система	На карте содержания железа		На карте температуры Дебая		Процент совпадения гр.4/гр.2 x 100
	м	%	м	%	
1	2	3	4	5	6
1. Аз. пр. 135°	91071	57	105351	50	116
2. Аз. пр. 90°	21071	13	56071	27	266
3. Аз. пр. 45°	46250	30	49643	23	107

Анализ совмещённой карты позволил сделать следующие выводы:

1. Существуют три системы линейно вытянутых зон:
 - а) 1-я система направлена по азимуту 135°,
 - б) 2-я система имеет меридиональное направление – азимут 90°,
 - в) 3-я система направлена по азимуту 45°.
2. На карте содержания железа наиболее развиты 1-я и 3-я системы, а на карте температуры Дебая развиты все три системы, однако 1-я система преобладает.
3. 2-я система трещин сильнее раскрылась при поступлении элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co, т.е., на завершающей стадии рудогенеза, при снижении температуры флюидов.
4. Высокотемпературные зоны на карте средней температуры Дебая элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co, в общем, унаследованы от более ранней эпохи поступления более высокотемпературных флюидов, приносявших железо и марганец.

Две высокотемпературные зоны завершающей стадии рудогенеза (см. карту температуры Дебая), одна из которых расположена в северо-восточном углу площади (с центром в точке с координатами $y=25000$, $x=22500$), а вторая

в юго-западной части изученной площади (с центром в точке с координатами $y=6512500$, $x=705000$) не унаследованы от ранней, более высокотемпературной эпохи интенсивного поступления железа и марганца, а возникли в результате раскрытия новых трещиноватых зон 1-й и 2-й систем.

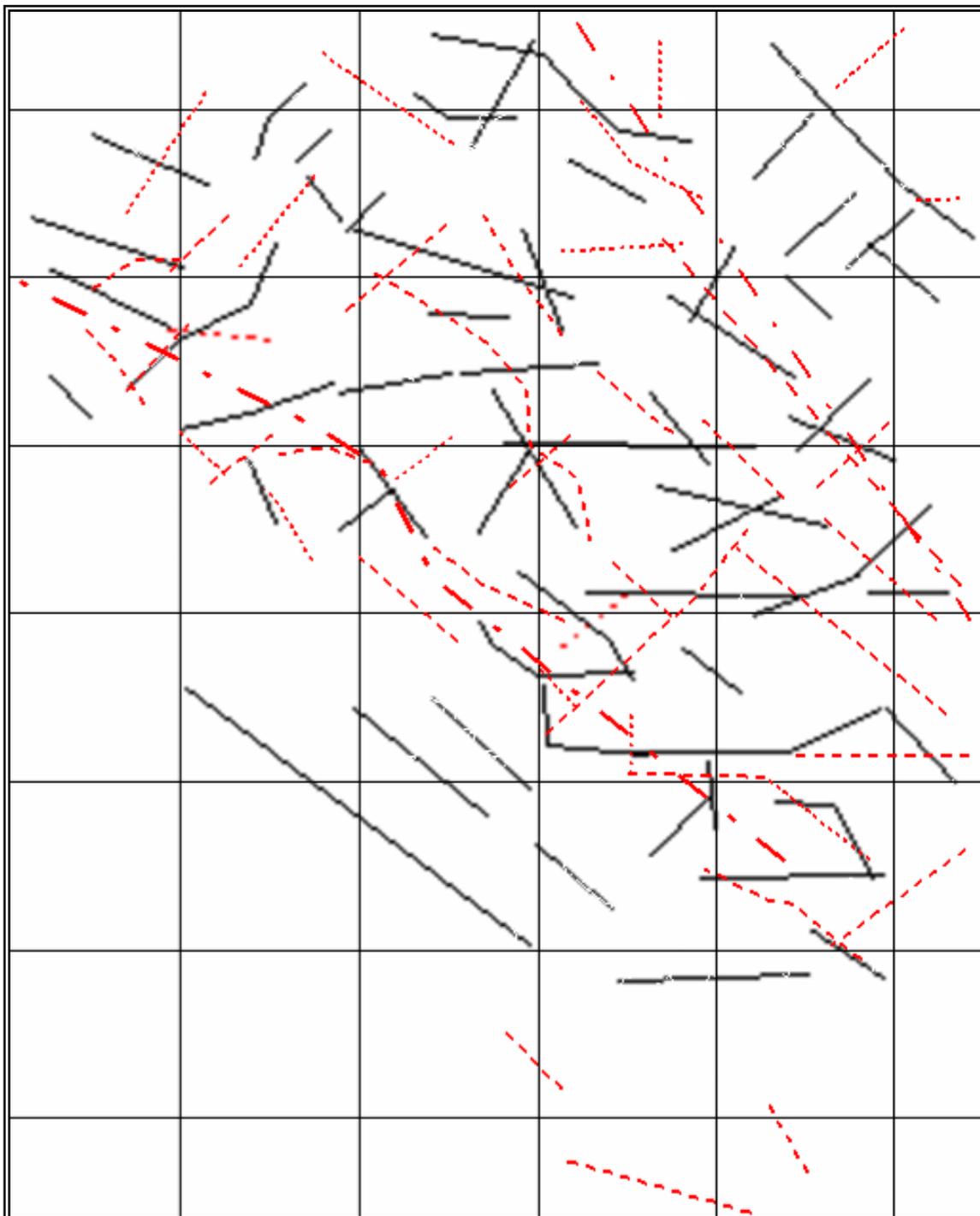


Рис. 5.1.21 Совмещённая карта линейных зон карты среднего значения температуры Дебая (сплошные линии), взвешенного по содержанию химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co и карты содержания железа (штриховые линии).

5.1.9.2. Изменение давления в зоне рудогенеза

Для изучения давления во флюидоподводящих каналах использовался атомный параметр химического элемента «*Расстояние до инертного газа*». Изучались карты распределения химических элементов с наиболее высоким значением картируемого параметра: карта содержания железа ($e=8$) и карта содержания марганца ($e=7$) (см. рис. 5.1.18, 5.1.19). Кроме указанных карт, изучалась построенная карта усреднённых значений атомного параметра «*Расстояние до инертного газа*» для химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co (рис.5.1.22). Усреднённые значения были получены путем взвешивания параметра «*Расстояние до инертного газа*» по содержанию химических элементов, г/т.

На основании совместного анализа карт содержания железа и расстояния до инертного газа химических элементов (Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co) были сделаны следующие выводы:

1. Зоны с высоким значением параметра «*e*», в общем, совпадают с зонами повышенного содержания железа.
2. При этом небольшие локальные участки зон с высоким значением параметра «*e*» приходятся на локальные участки пониженного содержания железа.

Для уточнения связи между зонами с повышенными значениями параметра «*Расстояние до инертного газа*» и содержания железа, были совмещены оси этих зон на одной бланковой карте (рис. 5.1.23, табл. 5.1.8). Анализ совмещённой карты позволил сделать следующие выводы:

1. На карте содержания железа наиболее развиты 1-я и 3-я системы пролищаемых зон, а на карте «*Расстояние до инертного газа*» развиты все три системы, однако 2-я система преобладает.
2. 2-я система трещин сильнее раскрылась при поступлении рудогенных элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co, т.е., на завершающей стадии рудогенеза, при снижении давления флюидов.

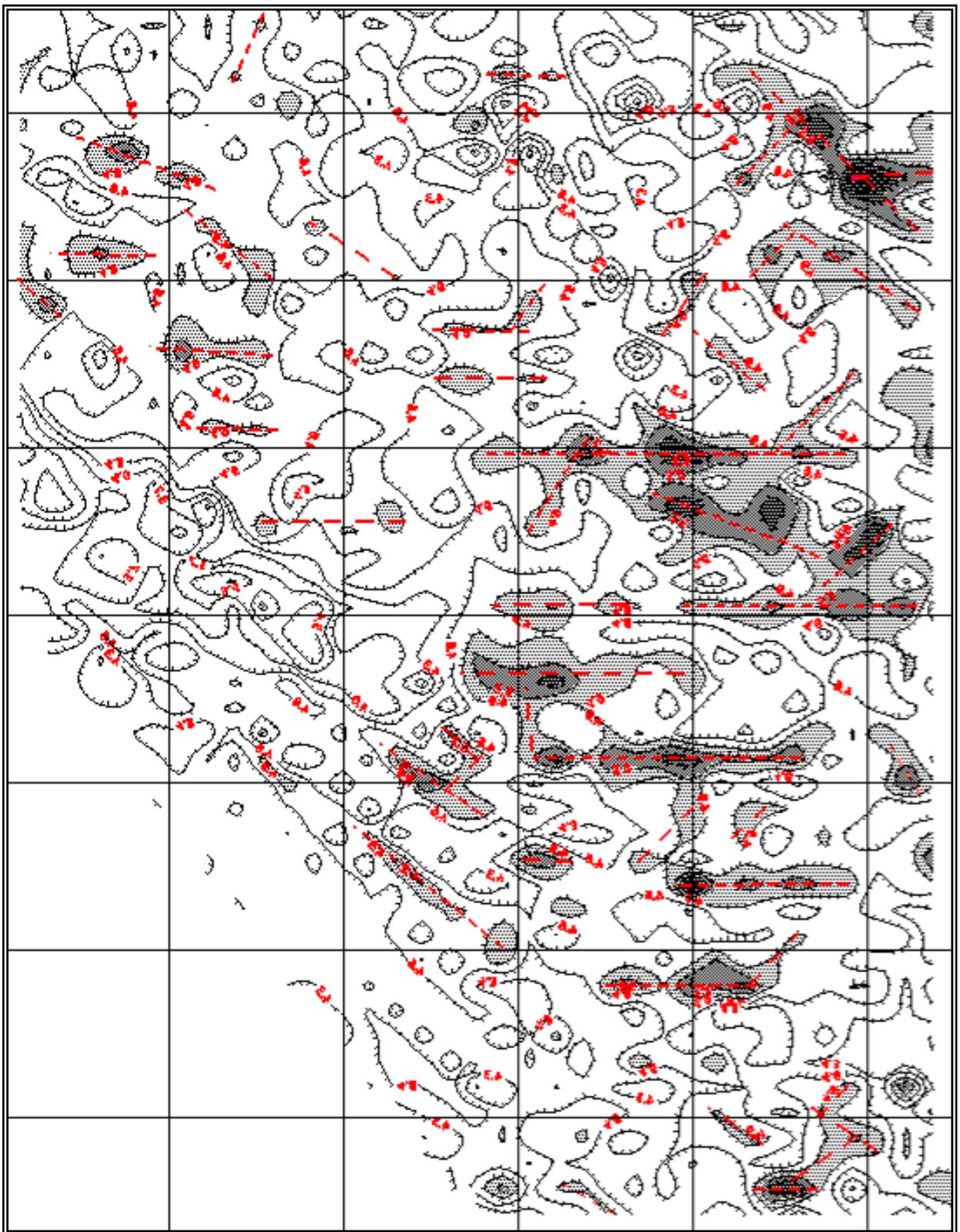


Рис. 5.1.22. Карта среднего значения *расстояния до инертного газа (e)*, взвешенного по содержанию химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co. Проведены оси вытянутых зон с повышенным значением параметра «e». С увеличением значения «e» тон заливки темнеет.

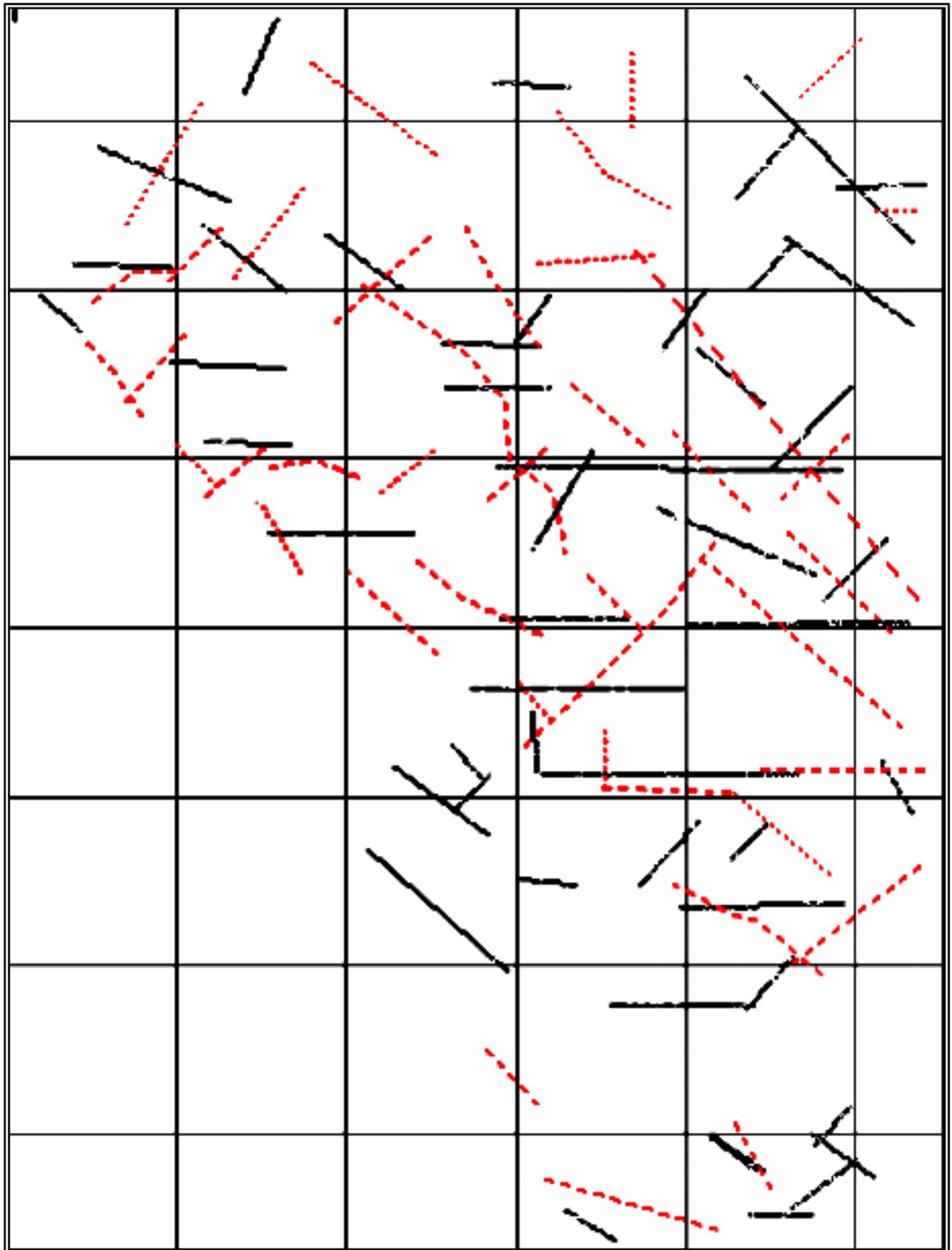


Рис. 5.1.23. Совмещённая карта линейных зон карты среднего значения расстояния до инертного газа (сплошные линии), взвешенного по содержанию химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co и карты содержания железа (штриховые линии).

3. Две зоны с высоким значением параметра «Расстояние до инертного газа» завершающей стадии рудогенеза (см. карту «Расстояние до инертного газа»)

газа»), одна из которых расположена в северо-восточном углу площади (с центром в точке с координатами $y=6525000$, $x=722500$), а вторая в юго-западной части изученной площади (с центром в точке с координатами $y=6512500$, $x=705000$) не унаследованы от ранней эпохи интенсивного поступления железа и марганца, а возникли в результате раскрытия новых трещиноватых зон 1-й и 3-й систем.

Таблица 5.1.8

Сопоставление отдельных линейных зон с повышенным значением картируемых параметров на картах содержания железа и среднего расстояния до инертного газа

Система	На карте содержания железа		На карте расстояния до инертного газа		Процент соответствия гр.4/гр.2 x 100
	м	%	М	%	
1	2	3	4	5	6
1. Аз. пр. 135°	91071	57	46250	30	51
2. Аз. пр. 90°	21071	13	76250	49	361
3. Аз. пр. 45°	46250	30	33214	21	72

Поскольку величина параметра «Расстояние до инертного газа» возрастает по мере роста давления в зоне рудогенеза, то последовательность минерогенеза представляется следующим образом. В первую очередь в проницаемых линейных зонах 1-й и 3-й систем накопились минералы железа и марганца. Позже, по мере снижения температуры и давления, произошёл минерогенез рудогенных элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, в первую очередь, в проницаемых зонах 2-й системы меридионального направления. Кобальт мог войти в минералы одновременно с железом в зонах с высоким давлением флюидов.

5.1.9.3. Геохимическая неоднородность зоны рудогенеза

Для изучения геохимической неоднородности во флюидоподводящих каналах использовался атомный параметр химического элемента «Адаптивность». Изучались карты распределения химических элементов с наиболее высоким значением картируемого параметра: карта содержания железа ($A=2,9$) и карта содержания марганца ($A=3,1$) (см. рис. 5.1.18, 5.1.19). Кроме указанных карт, изучалась построенная карта усреднённых значений атомного

параметра «Адаптивность» для химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co (рис. 5.1.24). Усреднённые значения были получены путем взвешивания параметра «Адаптивность» по содержанию химических элементов, г/т.

Сопоставление карт содержания железа, марганца с картой адаптивности показывает, что зоны с низкой адаптивностью, взвешенной по содержанию химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co, попадают в зоны повышенного содержания железа и марганца. Это связано с тем, что адаптивности железа и марганца высокие, равны соответственно 2.9 и 3.1, и поэтому из этих зон вытеснялись другие рудогенные элементы с повышенной адаптивностью.

5.1.10. Создание алгоритма и компьютерной программы для прогнозирования золотооруденения на малых площадях

Для прогнозирования золотооруденения по результатам металлометрической съёмки, в качестве базового алгоритма, использован алгоритм прогнозирования золотооруденения в крупных регионах, с созданием единой прогнозной карты (см. табл. 5.1.6).

Однако базовый алгоритм и формула прогнозирования золота модифицированы, что вызвано использованием для прогноза исходных данных другого типа.

Так, если для Аппалачского региона в качестве исходных данных использовались все рудные месторождения, кроме месторождений и рудопроявлений золота, то из данных металлометрической съёмки можно использовать содержания всех химических элементов в пробе, исключая золото.

Тем не менее, здесь также существует возможность применения алгоритма создания общей прогнозной формулы (табл. 5.1.9) и единой прогнозной карты (рис. 5.1.25). Достоверность прогнозирования около 75%.

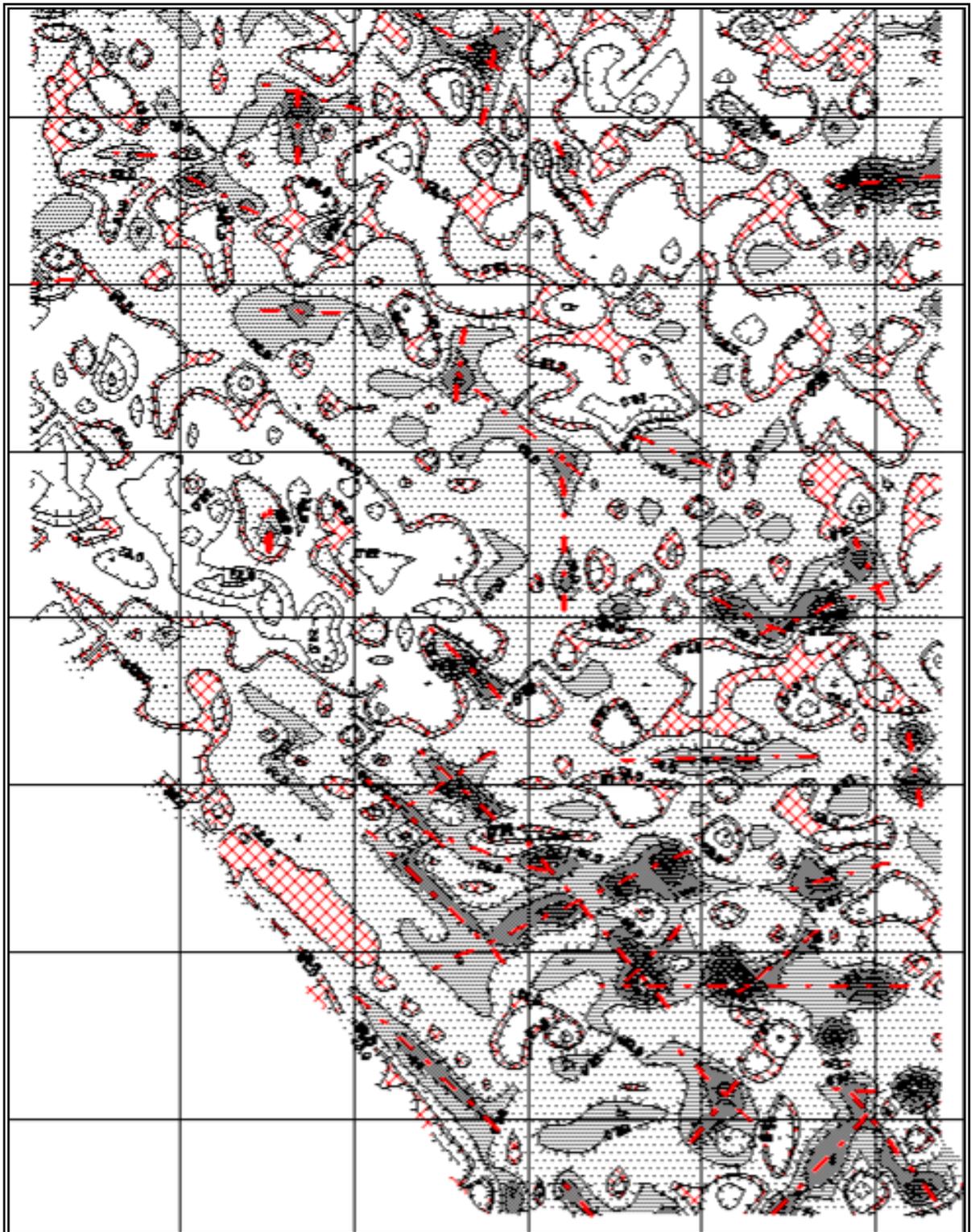


Рис. 5.1.24. Карта среднего значения *адаптивности* (A), взвешенной по содержанию химических элементов Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co. Проведены оси вытянутых зон с повышенным значением параметра « A ». С увеличением значения « A » тон заливки темнеет. Заштрихованы области с адаптивностью $A=0,78\div 0,82$, что приблизительно соответствует адаптивности золота ($A=0,8$).

Это обусловлено тем, что разные рудогенные элементы (из числа Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, As, Sr, Co) обладают различными значениями используемых для

прогноза атомных параметров: атомной массы, температуры Дебая, адаптивности, расстояния до инертного газа. Каждый из атомных параметров, использованных для построения карт усреднённых значений температуры Дебая, расстояния до инертного газа и адаптивности был нормирован, то есть, в интервале используемых значений параметра было найдено то значение, которое соответствует атомным параметрам золота (табл.5.1.8).

Таблица 5.1.8

Нормированные значения атомного параметра золота

Название атомного параметра и его обозначение	Значение атомного параметра для золота	Нормированные для данных условий значения атомных параметров золота
Расстояние до инертного газа (e)	7	5,84
Температура Дебая (Θ)	162	202,5
Адаптивность (A)	0,8	0,9

Нормирование значений атомных параметров позволило, при использовании ранее разработанного алгоритма прогнозирования золотооруденения в крупных регионах (см. табл. 5.1.6), опираться на содержания рудогенных элементов в металлометрических пробах, точнее на повышенные содержания этих элементов.

Для оценки воздействия флюидов из кислых пород оценивалось содержание марганца: там, где содержание марганца меньше фонового значения, там высокая вероятность поступления флюидов из средних и кислых магматических пород (табл. 5.1.9). Таким способом был учтён факт связи золота с кислыми породами (см. п. 3.6.4, и рис. 3.6.8).

Кроме этого, использовался такой показатель, как локальная рудоносность в данной точке опробования.

Общая формула прогноза состоит из 5 блоков (см. табл. 5.1.9):

Первый блок относится к статическим факторам золотооруденения. В этом блоке суммируются вероятности минерагенеза золота по условиям соответствия факторов зоны рудогенеза (температуры, давления, геохимической

неоднородности) тем атомным параметрам золота, которые реагируют на эти факторы:

$$[f(e)*0.8+f(A)*1.6+f(\Theta)*0.5],$$

где коэффициенты 0.8, 1.6, 0.5 найдены опытным путем.

Таблица 5.1.9

Алгоритм прогнозирования золотооруденения на малых площадях (прогноз выполнен без использования данных о содержании золота)

Используемый для прогнозирования атомный параметр	Обозначение	Логика алгоритма – если золото входит в минерал, то 1 или >0, если золото не входит в минерал, то 0.
Статические факторы золотооруденения		
Блок 1. Выявление участков, благоприятных для золотооруденения, т.е., проверка соответствия атомных параметров золота факторам внешней среды: давления среды - расстоянию до инертного газа (e) золота, температуры среды – температуре Дебая (Θ) золота, pH среды – адаптивности (A) золота.		
Абсолютное значение расстояния до инертного газа e	$f(e)$	Если $ e < 5.84$, то 1, иначе 0.
Минимальная адаптивность A_{\min}	$f(A)$	Если $0.74 < A_{\min} < 1.33$, то 1, иначе 0.
Минимальная температура Дебая Θ_{\min}	$f(\Theta)$	Если $192 < \Theta_{\min} < 245$, то 1, иначе 0.
Интегральная формула по 1-му блоку		$[f(e)*0.8+f(A)*1.6+f(\Theta)*0.5]$
Динамические факторы золотооруденения		
Блок 2. Оценка возможности мобилизации тонкорассеянного золота из рудовмещающей толщи, при воздействии высокой температуры среды, выявляемой по максимальной температуре Дебая $\varphi(\Theta)$, и последующего поступления золота в зону минерагенеза:		
Максимальная температура Дебая Θ_{\max}	$\varphi(\Theta)$	Если $275 < \Theta_{\max} < 360$, то 1, иначе 0
Блок 3. Оценка возможности минерагенеза золота, при условии воздействия на его атомы элементов матрицы минерала в ходе твёрдофазной диффузии:		
Максимальный атомный вес M_{\max} , приходящийся на одну валентность. Для средних условий $M_{\max}=1$.	$f(M)$	Если $M_{\max} > 1.05$, то 1, иначе 0.
Блок 4. Оценка степени воздействия магматических пород кислого состава:		
По содержанию марганца (Mn) в пробе.	$f(K)$	Если $Mn < 0.25$, то 1, иначе 0.
Блок 5. Оценка локальной рудоносности в данной точке опробования:		
Степень отличия содержания рудогенных элементов от среднего значения (C).	$f(C)$	Всегда $f(C) = C^2$
Общая формула прогнозирования золотооруденения:		
$P_{Au} = [f(e)*0.8+f(A)*1.6+f(\Theta)*0.5]*[f(\Theta_{\max})+f(M_{\max})+f(K)+f(C)]$		

2. Блоки 2 ÷ 5 описывают динамические факторы золотооруденения.

Во втором блоке оценивается вероятность мобилизации тонкорассеянного золота из рудогенной толщи ($\varphi(\Theta)$). Функция $\varphi(\Theta)$ - это функция повышенной температуры Θ_{\max} среды, характеризует воздействие высокой температуры среды на рудовмещающую и рудогенную толщу. Если Θ_{\max} меньше нормированной для золота температуры Дебая, то атомы золота не диффундируют в твёрдой фазе, т.е., активация и мобилизация золота не происходит.

Оптимальный интервал температуры Дебая найден опытным путем и равен $275 < \Theta_{\max} < 360$. В этом случае $\varphi(\Theta)=1$, т.е. происходит мобилизация золота. За пределами указанного интервала температур $\varphi(\Theta)=0$, т.е., мобилизация золота не происходит.

3. *В третьем блоке* оценивается вероятность промышленной концентрации золота в золотосодержащих минералах, которая зависит от способности золота удержаться, в виде примеси, в составе этих минералов ($f(M)$). Эта способность является функцией атомной массы элементов матрицы минерала: чем тяжелее элементы матрицы, тем сильнее удерживаются атомы золота в составе минерала.

4. *В четвёртом блоке* оценивается поступление флюидов из кислых магматических пород, что является критерием наличия во флюидах золота (см. п. 3.6.4). Для этого используется содержание марганца, если марганца мало, то флюиды поступают из кислых пород: если $Mn < 0.25$, то 1. Иначе 0, т.е., флюиды из кислых пород не поступают.

5. *В пятом блоке* оценивается уровень локальной рудоносности массива в точке опробования. Для этого используется степень (C) отличия содержания рудогенных элементов от их фонового значения. Для фоновых содержаний $C = 1$. Чем больше C , тем более золотоносным может быть данная точка при прочих благоприятных условиях, названных в предыдущих пунктах.

6. Динамические факторы золотооруденения суммируем:

$$[f(\Theta_{\max}) + f(M_{\max}) + f(K) + f(C)],$$

затем находим общую вероятность золотооруденения как произведение статистических факторов на динамические факторы:

$$P_{Au} = [f(e)*0.8+f(A)*1.6+f(\Theta)*0.5]*[f(\Theta_{max})+f(M_{max})+f(K)+f(C)].$$

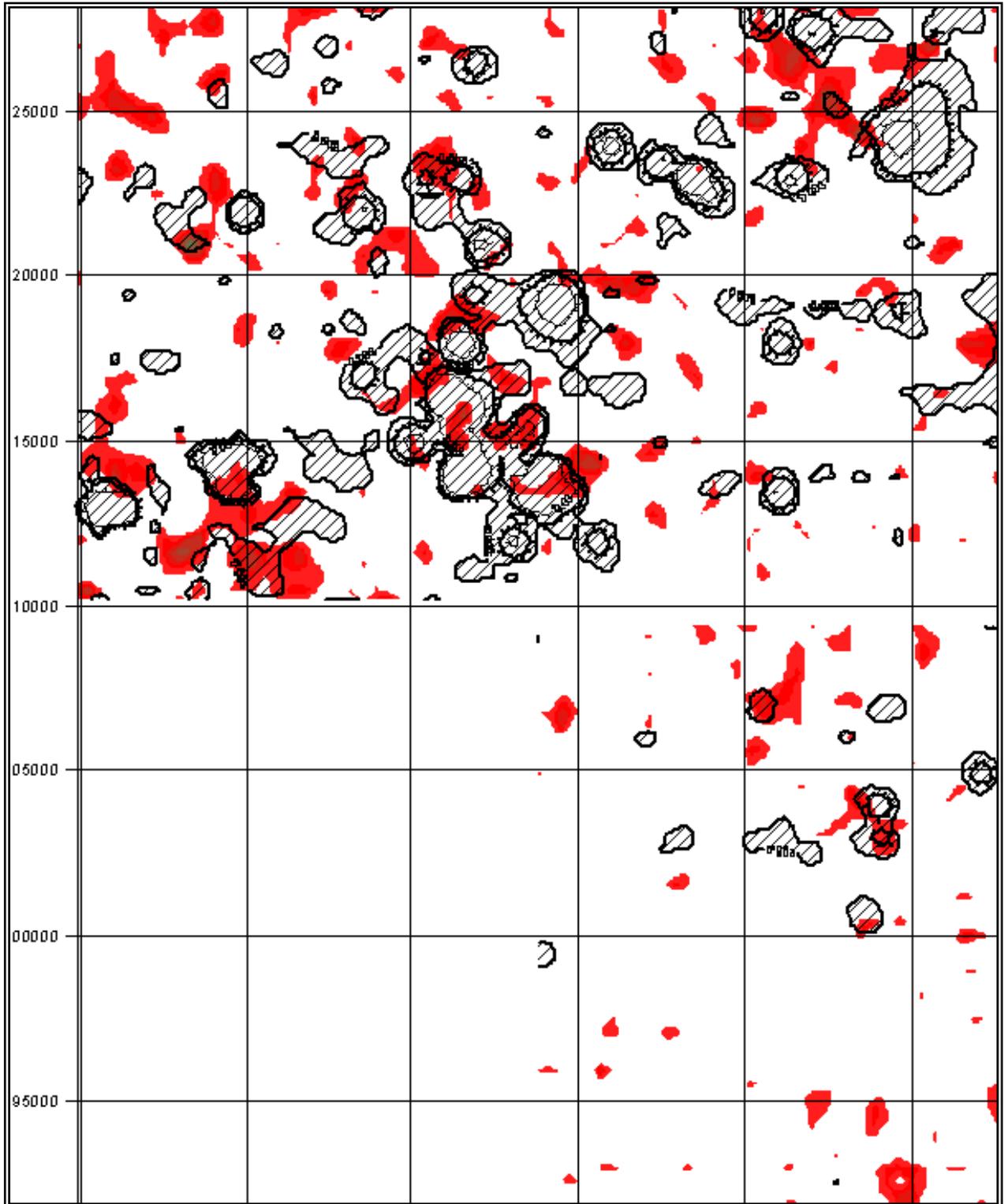


Рис. 5.1.25. Прогнозная карта золотооруденения. Окрашены прогнозные участки с высокой вероятностью золотооруденения. Заштрихованы участки фактического наличия золота в пробах. Достоверность прогноза 70÷75%.

5.2. Методологические рекомендации по адаптивному анализу рудных месторождений

5.2.1. Требования к анализируемой информации

Адаптивный анализ рудного месторождения заключается в изучении его развития под воздействием вещественно - энергетического потока (ВЭ-потока) из внешней среды, при участии рудогенных, рудовмещающих и подстилающих залежь пород.

Инструментом адаптивного анализа является исследование месторождения в фазовом пространстве его состояний и состояний ВЭ - потока. Применение метода адаптивного анализа в геологической практике возможно благодаря его относительной простоте, обусловленной, во-первых, последовательным рассмотрением фазовых плоскостей, образующих фазовое пространство. Во-вторых, последовательной редукцией множества состояний или множества объектов на подмножества.

Суть редукции множества состоит в том, что, при переходе из одной фазовой плоскости в другую фазовую плоскость, из множества M_1 выделяется подмножество M_2 по близости фазовых состояний элементов данного подмножества; затем из M_2 выделяется подмножество M_3 и т. д. Перспективность метода адаптивного анализа состоит в возможности его выполнения, как без применения ЭВМ, так и с помощью компьютеров.

Минимальные требования к исходной информации следующие:

1. Представительность выборки: изучается информация по месторождениям и рудопроявлениям одного типа, из одного рудного поля, региона, эпохи. Количество месторождений от 25 и более.
2. Полнота информации по месторождению: о химическом,

минеральном составе и о запасах руды, о рудогенных и о рудовмещающих породах, включая породы, подстилающие залежь, о тектоническом строении.

3. Однородность информации: одинаковый набор данных по всем месторождениям.

Для прогноза используется информация по месторождениям и рудопроявлениям данного типа для рудного поля, региона, и эпохи.

5.2.2. Определение типа развития месторождения

Поскольку однотипные рудные залежи одного региона можно рассматривать в качестве отображений процесса адаптации одной эталонной залежи, в различной степени подвергшейся воздействию рудоформирующих факторов, каждая конкретная рудная залежь находит своё место внутри временного ряда развития эталонной залежи.

Возможны два основных типа развития рудных месторождений:

1. *Развитие с расширением.* В результате теплового воздействия и поступления флюидов объем месторождения увеличивается и одновременно растёт содержание рудогенных элементов в руде. Обязательным условием такого развития является поступление рудогенных элементов в составе флюидов из зоны мобилизации в зону рудогенеза.

2. *Развитие со сжатием.* В результате действия тепла и поступления флюидов объем месторождения уменьшается и одновременно растёт содержание рудогенных элементов в руде. Оно характерно для тех случаев, когда в результате теплового воздействия среды рудогенные элементы мигрируют внутри месторождения, и там же накапливаются на геохимических барьерах. Поступление элементов извне отсутствует или несущественно.

Тип развития месторождений определяется на $B - K$ диаграммах, где B - запасы руды на месторождении, K - содержание рудогенного элемента в руде. На диаграмме месторождение образует фазовую точку. Множество фазовых

точек входит в поле существования (в кластер) месторождений на фазовой плоскости $B - K$. Кластер сверху ограничен граничными линиями прямой и обратной связи. Эти граничные линии, которые могут присутствовать совместно или по отдельности, показывают взаимосвязь, возникшую в наиболее благоприятных условиях, и характерную для тождественных месторождений (т.е. тех, которые образовались и сохранились в наиболее благоприятных условиях). На $B - K$ диаграмме необходимо рассматривать отдельно месторождения той рудной зоны, куда входит изучаемое месторождение. Тип $B - K$ связи по региону и по рудной зоне может различаться. $B - K$ диаграммы строятся для всех рудогенных элементов.

Рассмотрим упрощённые изображения основных типов развития месторождений (рис. 5.2.1).

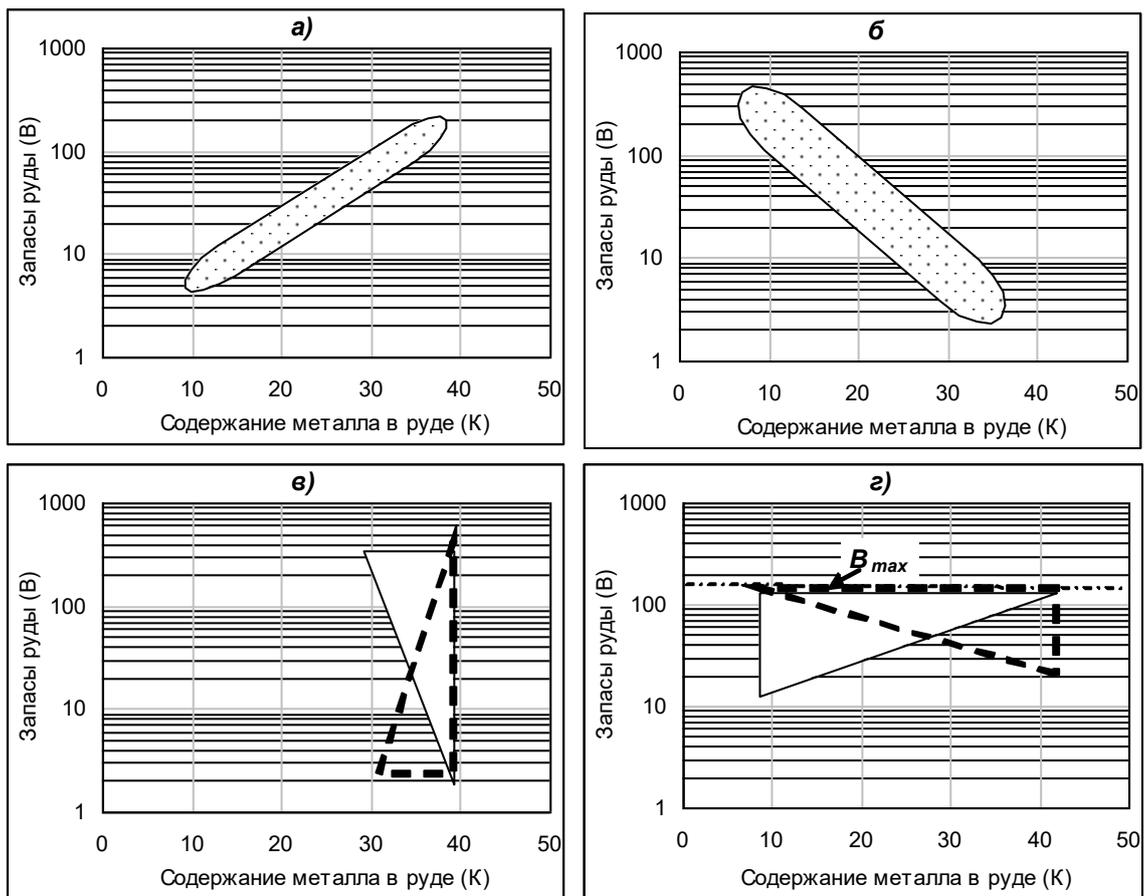


Рис. 5.2.1. Взаимосвязь между запасами руды и содержанием рудогенного элемента по множестве (M) рудных месторождений: а) развитие с расширением; б) развитие со сжатием; в) ограничение по содержанию элемента; г) ограничение по предельному размеру месторождения.

При развитии с расширением, сопряжённо растут запасы руды и содержание рудогенного элемента (рис. 5.2.1, а). Развитие со сжатием сопровождается уменьшением запасов руды и увеличением содержания рудогенного элемента (рис. 5.2.1, б). Возможны ограничения по содержанию рудогенного элемента (рис. 5.2.1, в), или по запасам руды (рис. 5.2.1, г).

5.2.3. Анализ влияния магматических инъекций на развитие месторождения

На оруденение может влиять магматическая деятельность дорудной стадии, насыщающая рудовмещающую толщу и подстилающие залежь осадочные породы рассеянной рудной минерализацией и формирующая рудное тело. Так же на оруденение может влиять магматическая деятельность в пострудную стадию, способствующая, через адаптацию химических элементов, залежи и массива, перераспределению рудного вещества внутри месторождения, или мобилизующая новые порции рудогенных элементов из рудовмещающих пород и из осадочной толщи, подстилающей рудную залежь.

Методика исследования влияния рудогенной, рудовмещающей и подстилающей залежь толщи, в общем, соответствует общепринятому системному подходу, однако в ходе адаптивного анализа оценивается адаптация залежи, в первую очередь, к тепловому воздействию недр (т.е., в связи с воздействием магматических инъекций). Воздействие магматических тел учитывается в условных баллах (см. п. 3.3.4). Каждое воздействие приравнивается к одному баллу. Под воздействием понимается магматическая инъекция любого масштаба, которая внутри месторождения образует магматическое тело уникального состава. На фазовой плоскости *B - K* состояний («Запасы руды – Состав руды») последовательно оценивается воздействие дорудной магматической деятельности, а затем пострудных магматических инъекций. Для этого каждая фазовая точка, соответствующая одному месторождению,

характеризуется суммарным воздействием магматических тел. На первой $B - K$ диаграмме значениями Q_1 - дорудной магматической деятельности, на второй $B - K$ диаграмме значениями Q_2 - пострудной.

Затем для каждого компактного скопления фазовых точек, т. е. для каждого кластера, вычисляется среднее значение \bar{Q}_1 и \bar{Q}_2 . По ним, на каждой диаграмме, проводятся изолинии: строится фазовая поверхность по трём параметрам B, K, Q . Здесь B - запасы руды, K - содержание одного из рудо-генных элементов. Такие фазовые поверхности изображаются для всех рудогенных элементов. По изолиниям, для каждой фазовой поверхности, проводится основной Q - градиент. В зависимости от пространственного положения градиента по отношению к фазовой поверхности и к системе координат делаются генетические выводы.

Рассмотрим преобразование поля существования ($ПС$) исходного множества месторождений под воздействием внешней среды. Если месторождение представляет собой открытую систему, и если принос рудного вещества превышает его вынос, то, одновременно с увеличением запасов руды, будет расти содержание металла в руде. В результате будет происходить заполнение поля существования множества K элементами из множества M вследствие изменения состояния исходных элементов. В свою очередь, множество M будет заполняться вновь возникающими элементами. Множество K будет включать в себя множество M ($M \subset K$). Если на единицу объёма месторождения поступление рудогенных элементов одинаковое, независимо от размера месторождения ($\Delta B\mathcal{E} = const$), то множество K образуется в результате параллельного переноса множества M (рис. 5.2.2, а).

Если $\Delta B\mathcal{E}$ возрастает по мере уменьшения объёма месторождения, то граничная линия справа может образовать обратную связь между B и K , как при развитии со сжатием (рис. 5.2.2, в). Возможны и другие виды развития (рис. 5.2.3).

Если исходное множество A состоит из условно закрытых систем, со

случайным распределением их состояний, то при развитии со сжатием возникнет множество A' с обратной связью между B и K (рис. 5.2.4). При неравномерном развитии со сжатием, из множества A' образуется множество K ($A' \subset K$) с обратной взаимосвязью параметров $B - K$ (рис. 5.2.5).

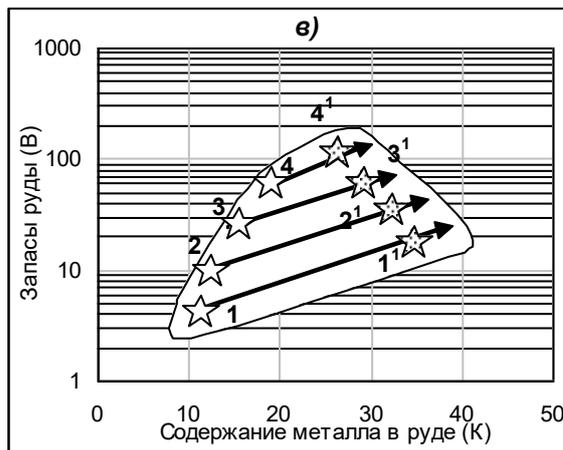
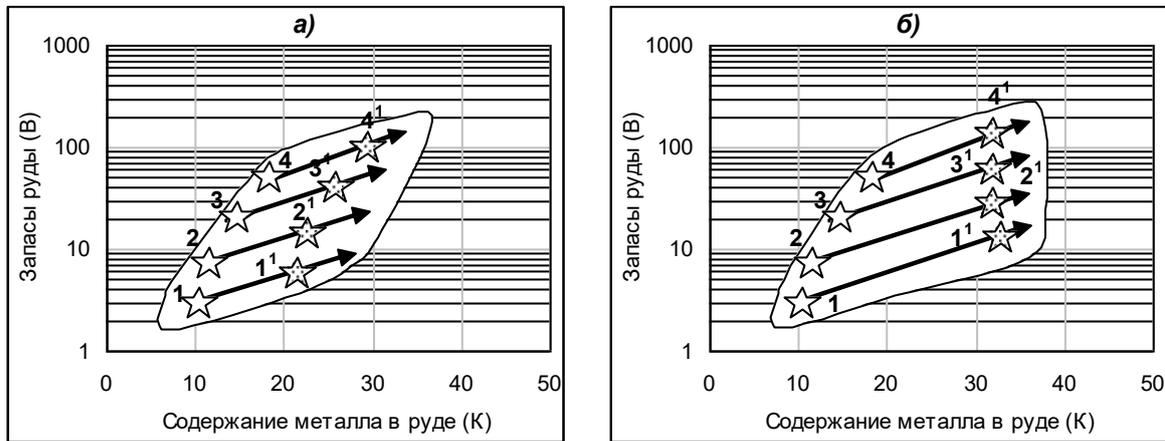


Рис. 5.2.2. Преобразование исходного множества месторождений ($1, 2, 3, 4$) в конечное множество месторождений ($1', 2', 3', 4'$) при их развитии с расширением: а) удельное поступление металла одинаково для всех месторождений множества; б) удельное поступление металла возрастает по мере уменьшения величины месторождения; в) то же при длительном развитии. Стрелки показывают вектор развития месторождения под действием веществом - тепловых потоков среды (магматизма).

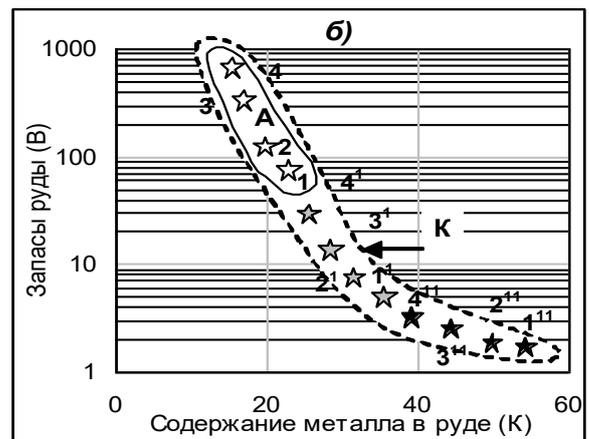
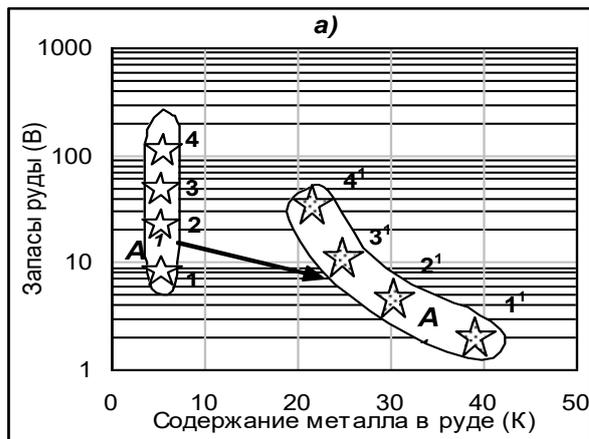


Рис. 5.2.3. Преобразование исходного множества месторождений ($1, 2, 3, 4$) в конечное множество месторождений ($1', 2', 3', 4'$), когда развитие с расширением сменяется развитием со сжатием: а) преобразование вследствие неравномерного развития месторождений; б) преобразование при равномерном развитии месторождений.

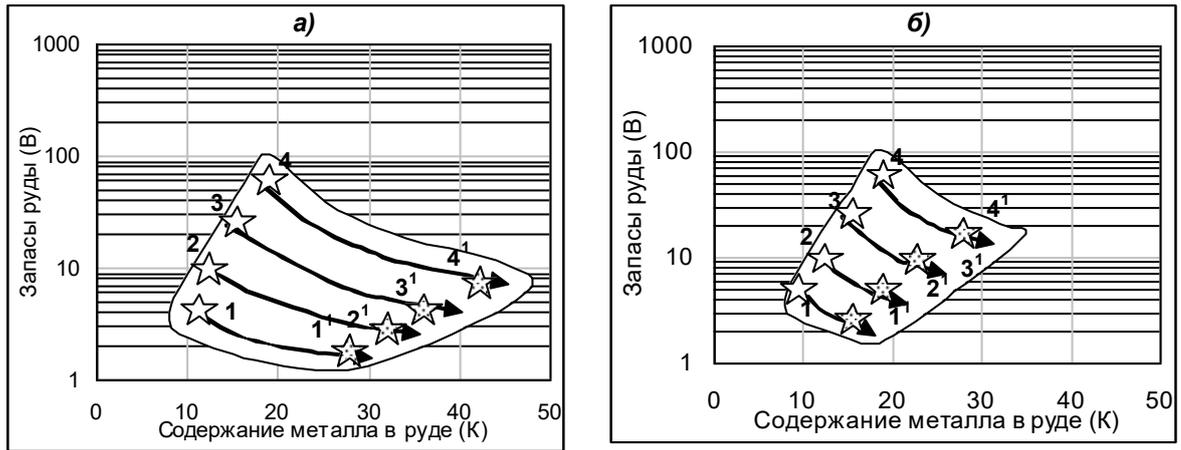


Рис. 5.2.4. Преобразование исходного множества месторождений: *а)* из случайного множества A в множество A' в результате развития со сжатием. Удельное поступление рудогенных элементов возрастает с уменьшением месторождения; *б)* множества A во множество K , ($A \subset K$), в результате развития со сжатием. Поле существования множества K включает поле существования множества A .

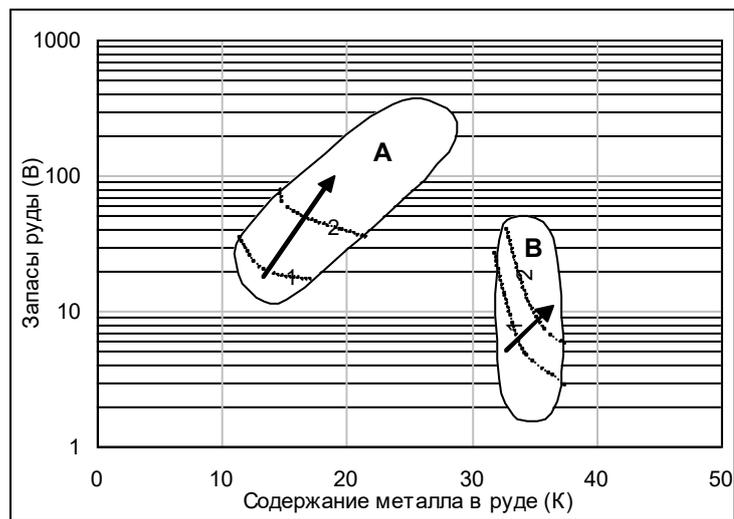


Рис. 5.2.5. Два множества месторождений с ограничением по содержанию металла: A с расширением, при малом воздействии ВЭ-потока миграция элементов слабая; B – с расширением, с интенсивной миграцией элементов при слабом воздействии вещественно-теплогового потока. Изолинии показывают интенсивность теплового потока.

На фазовой плоскости $B - K$ диаграммы форма поля существования множества зависит также и от интенсивности миграции рудогенного элемента. С ее ростом и при ограничении наибольшего содержания возникает случайное распределение (рис.5.2.5, множество B).

При слабой миграции и неравномерном развитии образуется прямая зависимость между размером месторождения и содержанием металла (рис. 5.2.6, множество A). Такие фазовые портреты характерны для золоторудных

месторождений третичного возраста (см. п.3.6). Золото более интенсивно мигрировало на тех месторождениях, где фундамент состоял из экранирующих пород: аргиллитов, соленосных толщ, филлитов и др. Причина этого, видимо, заключается в том, что рудоносные флюиды не рассеивались в отложениях фундамента и в рудовмещающей толще, а локализовались в рудоконтролирующих каналах – в пустотах тектонических трещин.

В результате анализа связи атомных параметров рудогенных элементов с формой развития их месторождений установлено следующее (табл.5.2.1):

Таблица 5.2.1

Формы развития месторождений рудогенных элементов

Рудогенный элемент	Процент событий по формам развития месторождения			
	Расширение	Случайное развитие → сжатие	Расширение → сжатие	Сжатие
S			100	
Mn		100		
Fe			100	
Cu	25	25	19	6
Pb				100
Zn			50	50
Ni			100	
Co			100	
Sn		100		
W	50	50		
Mo	33	67		
Au	33		67	
Ag		100		

1. Развитие с расширением характерно для месторождений рудогенных элементов, более интенсивно диффундирующих в твёрдой фазе (с R_{max} , M_{max}).

2. Исходя из предыдущего пункта, следующим образом можно объяснить развитие с расширением по мере роста адаптивности, температуры Дебая и электроотрицательности. Поскольку расширение характерна для элементов с высокой скоростью твёрдофазной диффузии, то развитие месторождений этих элементов тождественно твёрдофазной диффузии примесных элементов в Ag, Hg, Li, Si, Zn, Fe, Ge. То есть, в матрице из элементов с высокой

электроотрицательностью, с валентностью равной 1 или 4. Следовательно, рудовмещающий массив насыщен свободными электронами, элементы его матрицы очень «цепкие» (с высокой электроотрицательностью), их валентность равна 1 или 4.

С помощью диаграмм (рис. 5.2.6) установлены элементы матрицы рудовмещающей толщи, на которых происходит скачок поведения рудогенных элементов. Это следующие химические элементы, или молекулы: *O, H, Si, Mg, Mg₂SiO₄*. Что вполне объяснимо, поскольку эти элементы матрицы являются основными породообразующими элементами и оказывают влияние на транзитный поток всех химических элементов.

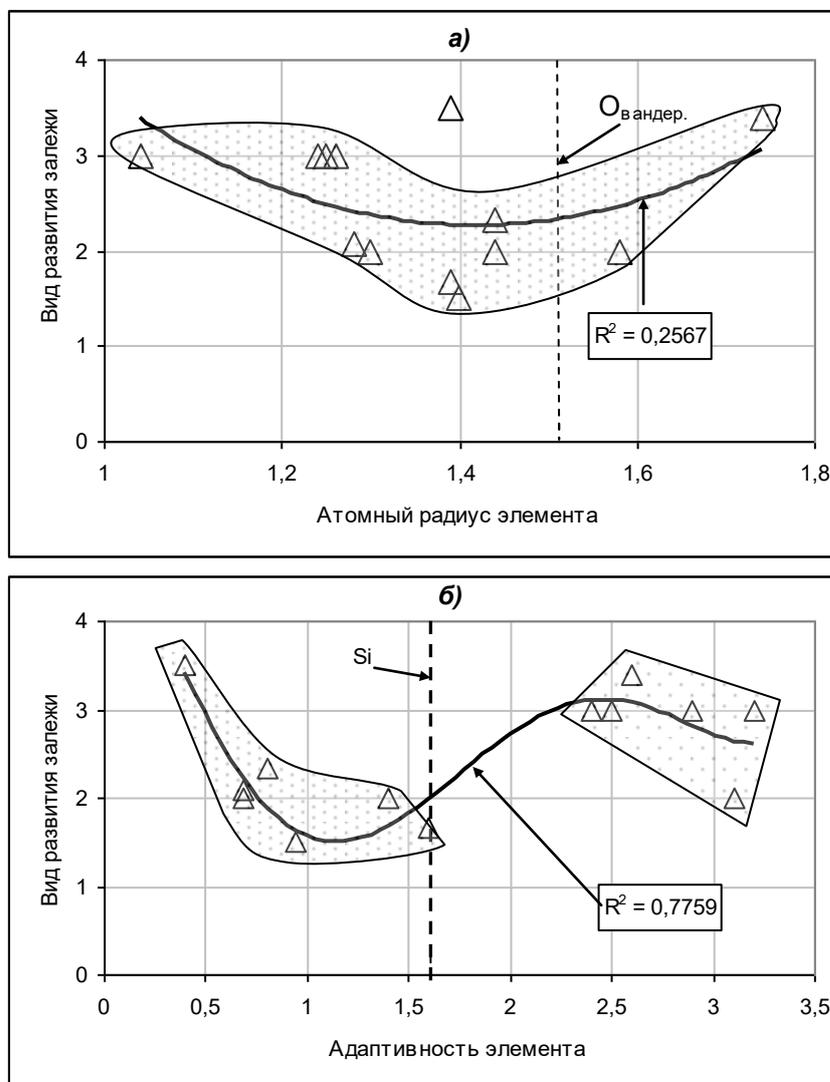


Рис. 5.2.6. Взаимосвязь атомных параметров рудогенных элементов с видом развития их месторождений. По оси ординат: 1 – расширение, 2- случайное развитие сменяется сжатием, 3 – расширение сменяется сжатием, 4 – сжатие. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

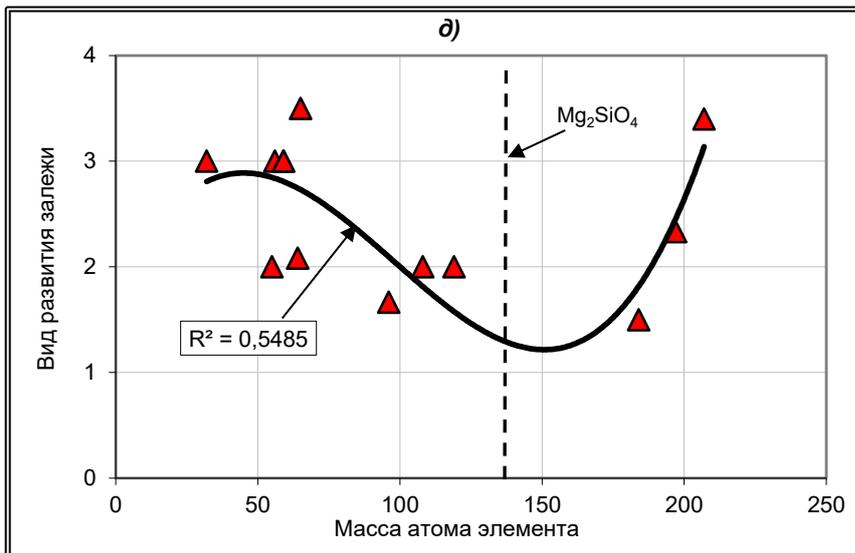
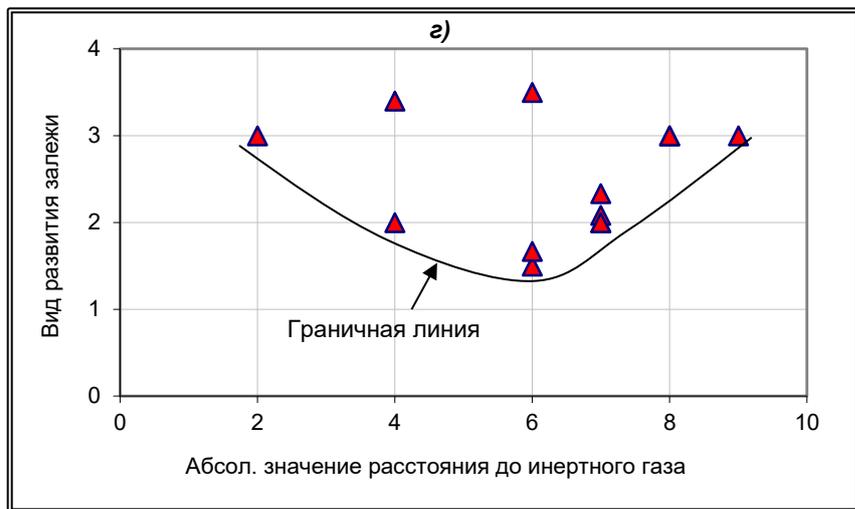
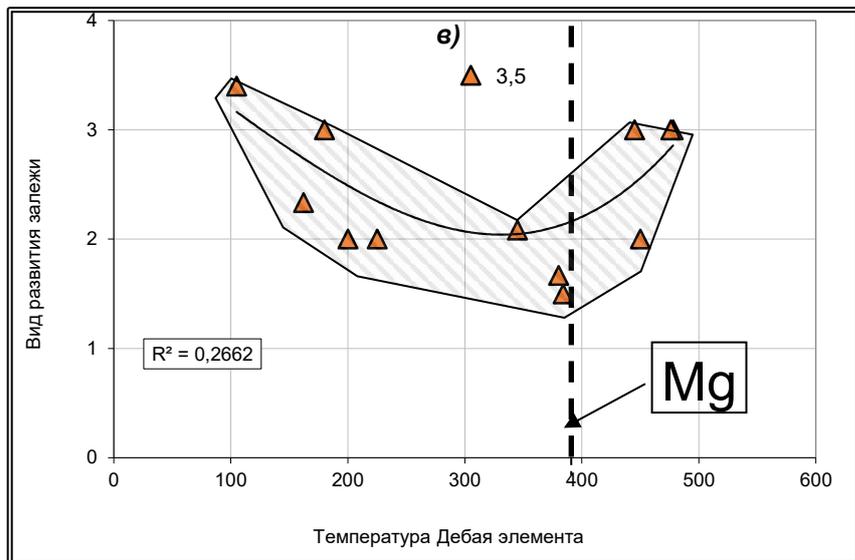


Рис. 5.2.6. (Продолжение). Взаимосвязь атомных параметров рудогенных элементов с видом развития их месторождений. По оси ординат: 1 – расширение, 2- случайное развитие сменяется сжатием, 3 – расширение сменяется сжатием, 4 – сжатие. По шкале Чеддока теснота связи от заметной до высокой.

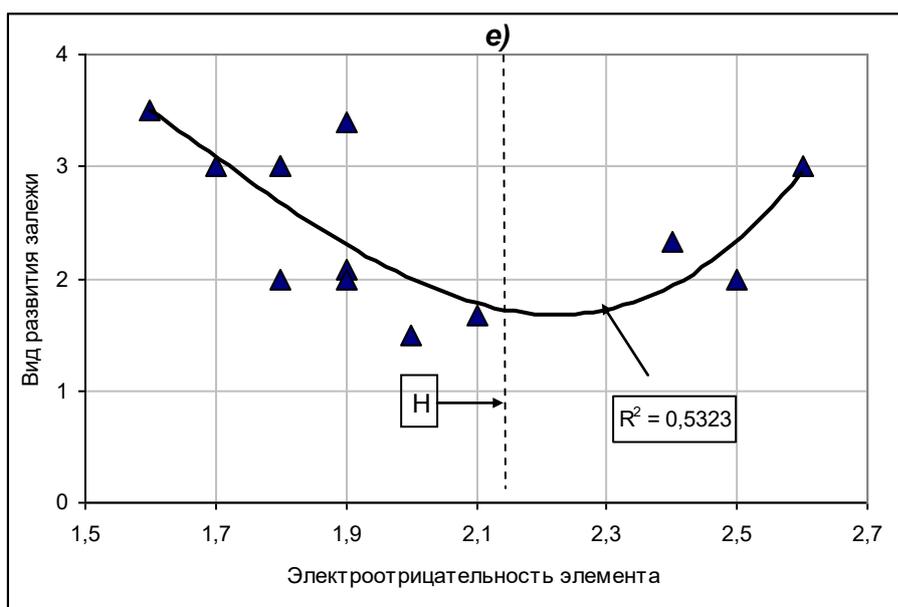


Рис. 5.2.6. (Окончание). Взаимосвязь атомных параметров рудогенных элементов с видом развития их месторождений. По оси ординат: 1 – расширение, 2- случайное развитие сменяется сжатием, 3 – расширение сменяется сжатием, 4 – сжатие. По шкале Чеддока теснота связи высокая.

Кроме этого, установлено, что мелкие месторождения часто развиваются с расширением. То есть, каждая порция металлоносных флюидов вызывает увеличение размера рудного тела и повышение содержания металла в руде. Месторождения с богатой рудой тоже развиваются с расширением.

Влияние твёрдофазной диффузии объясняется тем, что интенсивно диффундирующие элементы достаточно быстро уходят из зоны мобилизации и месторождение превращается в условно закрытую систему. То есть, в месторождении прекращается поступление металла извне, из зоны мобилизации. Поэтому оно развивается со сжатием.

Более мелкие месторождения являются частью крупной системы месторождений – рудной зоны, и поэтому восполняют потери металла за счёт близлежащих рудных тел, не входящих в месторождение. Это приводит к тому, что мелкие месторождения развиваются с расширением.

Из приведенного сопоставления возможных схем развития следует, что метод адаптивного анализа месторождений с использованием фазовых диаграмм «Запасы руды – Качество руды» достаточно результативен (см. рис. 5.2.2, 5.2.3, 5.2.4, 5.2.5).

При прочих равных условиях, развитие с расширением свидетельствует о превышении скорости приноса металла в зону рудогенеза над выносом металла. Причину этого следует искать либо в достаточно богатом источнике мобилизации на глубоких этажах, либо в малой скорости твёрдофазной диффузии рудогенного элемента внутри месторождения.

5.2.4. Анализ влияния состава боковых пород на формирование месторождения

Необходимо по всему множеству или подмножеству месторождений отдельно анализировать влияние подстилающих залежь пород, рудовмещающей толщи, рудогенных пород. Для каждой породной толщи надо строить диаграммы: «*P* - запасы руды»; «*P* - содержание металла». Где *P* - следующие параметры толщи: доля магматических пород; доля интрузивных пород; доля пород основного, ультраосновного состава; доля пород среднего, кислого состава; доля экранирующих пород: аргиллитов, известняков, соленосных пород и других. Здесь известняки создают геохимический барьер.

На некоторых диаграммах каждую точку можно характеризовать интенсивностью магматического воздействия. Тем самым будет учитываться комплексное влияние вещественного состава объектов среды и вещественно - энергетического воздействия среды. Это позволяет выявить факторы, влияющие на масштаб и качество оруденения, в том числе золотооруденения (см. п.3.6.4, рис. 3.6.8).

5.2.5. Анализ взаимосвязи между содержанием различных рудогенных элементов

Анализ взаимосвязи между содержанием различных рудогенных элементов в руде позволяет решить следующие задачи:

- (a) выявить генетические подтипы рудных месторождений по их объединению внутри кластеров;
- (b) установить влияние вещественно-тепловых потоков на содержание рудогенных элементов;
- (c) выяснить возможность прогнозирования масштаба месторождения по химическому составу руды.

Для выявления генетических подтипов на каждой диаграмме «Содержание i -го элемента - Содержание j -го элемента» выделяются кластеры. Те месторождения, которые попадают в один кластер, считаются родственными по (i, j) - му признаку.

Если изучаемые месторождения родственны по многим признакам, то они образуют генетический подтип. Число необходимых признаков определяет исследователь, исходя из генетических предпосылок. В ходе оценки воздействия вещественно-теплого потока, фазовая точка характеризуется значением вещественно-теплого воздействия Q . Для каждого кластера вычисляется средняя величина \bar{Q} , по которой строится изолиния вещественно-теплого воздействия. Такой фазовый портрет позволяет оценить степень связности рудной залежи при ее изменении под воздействием вещественно-тепловых потоков.

Если фазовые точки на каждой диаграмме охарактеризовать запасами руды по месторождению, то это позволит выяснить взаимосвязь между качеством и запасами руды. Для этого выделяются области диаграммы с различающимися запасами руды по месторождениям. Для каждой выделенной области оценивается вероятность встречи крупных, средних и мелких месторождений. При наиболее благоприятных условиях взаимосвязи проводятся изолинии запасов руды.

5.2.6. Прогнозная оценка запасов руды на месторождении

Запасы руды на месторождении или на участке рудопроявления оцениваются по нескольким, ранее подготовленным диаграммам, а также по фазовым портретам различных подмножеств месторождений, включающих изучаемое. Из наиболее достоверных прогнозируемых значений берётся среднеарифметическая величина.

Используются следующие диаграммы:

- (а) запасы руды - магматическое воздействие;
- (б) содержание i -го элемента - запасы руды - магматическое воздействие;
- (с) содержание i -го элемента - содержание j -го элемента - запасы руды;
- (d) состав пород фундамента - запасы руды.

Прогнозируемая величина запасов руды должна корректироваться с учётом адаптационной модели месторождения.

5.2.7. Определение направления миграции рудогенных элементов на месторождении

Для составления адаптационной модели необходимо изучить миграцию рудогенных элементов внутри месторождения. Наиболее доступным методом исследования миграции является определение коэффициентов концентрации (K_K) химических элементов в одних породах относительно других пород, или в рудах относительно рудовмещающих пород, или в одной части месторождения относительно другой.

Для выявления внешних и внутренних факторов, управляющих перераспределением рудогенных элементов, необходимо строить фазовые портреты:

- 1) $K_k - \Theta$, (K_k - коэффициент концентрации, Θ - температура Дебая);
- 2) $K_k - R$, (R - атомный радиус);
- 3) $K_k - \mathcal{E}$, (\mathcal{E} - электроотрицательность);
- 4) $K_k - e$, (e - расстояние до инертного газа);
- 5) $K_k - M$, (M - атомная масса элемента);
- 6) $K_k - A$, (A - адаптивность элемента).

Для оценки влияния температуры и давления, коэффициент концентрации необходимо вычислять для различных глубин месторождения.

Если выполняется анализ рудовмещающей толщи по зонам, то информативным является фазовый портрет, построенный по наибольшим содержаниям рудогенных элементов.

Интерпретация фазовых портретов миграции основывается на адаптации устойчивых твёрдофазных соединений химических элементов (минералов) к внешним условиям. Так, в зонах с высокой температурой внешней среды преобладают минералы из элементов с высокой Дебаевской температурой (Θ_{max}). Высокое давление среды коррелируется с e_{max} ; большой геохимической неоднородности среды *во времени и в пространстве* соответствует высокая адаптивность элементов (A_{max}). Направление миграции элементов, совпадает с направлением увеличения на фазовом портрете их атомной массы (M^+) и атомного радиуса (R^+). Это обусловлено тем, что твёрдофазная диффузия химического элемента запускает его миграцию, поэтому концентрация данного элемента выше в той части массива, где ниже скорость его твёрдофазной диффузии.

Изменение в процессе рудогенеза внешних условий характеризуется « $V - t$ » диаграммами, где V - атомные параметры элементов ($\Theta, R, \mathcal{E}, e, M, A$); t - время минералообразования. Эти диаграммы базируются на последовательности минералообразования в рудных телах. Рассматривается последовательность накопления не минералов, а слагающих их элементов. Горизонтальная

ось образована временными точками (t), то есть, последовательностью минерогенеза элементов, а вертикальная ось - значениями того или иного атомного параметра (V), характеризующего эти элементы.

Строятся диаграммы двух типов:

(а) по первому появлению рудогенного элемента. Характеризует эволюцию магматического очага, то есть, источника вещественно – энергетического потока;

(б) по всем проявлениям элемента. Отражает условия среды в зоне рудообразования.

Собственно изучается не вектор миграции рудогенных элементов, а вектор изменения устойчивости минералов этих элементов. В первом приближении можно считать, что с вектором увеличения устойчивости минералов химических элементов совпадает вектор миграции элементов.

В основу адаптивного подхода, при изучении рудогенеза, положен установленный в данной диссертационной работе факт, что в тех или иных внешних условиях сохраняются устойчивые твёрдофазные соединения (минералы) соответствующих химических элементов. В минералы входят те элементы, которые способны образовать устойчивые соединения в агрессивной внешней среде. Устойчивость соединений определяется как соответствием минералообразующих элементов температуре среды, внешнему давлению, геохимической неоднородности во времени, так и продолжительностью разрушения минерала при несоответствии параметров минерогенных элементов внешним условиям.

Понятно, что эта связь между средой и минералами не столь чёткая, однако объективна и повсеместна. В связи с инерционностью системы «Среда – Минерал», химический состав минерала отражает палеоусловия, которые существовали в эпоху активного рудогенеза. А понижение температуры и

уменьшение количества горячих флюидов привело к снижению миграционной способности элементов в сотни и тысячи раз.

То есть, во многих случаях, мы имеем «замороженную» картину изменения параметров той палеосреды, которая существовала в эпоху активного рудогенеза и запечатлена в распределении рудогенных элементов внутри массива.

Изучение миграции химических элементов, вместе с оценкой влияния конкретных факторов среды рудогенеза: состава боковых пород, числа магматических инъекций, позволяет создать *один вариант адаптационной модели*, входящей во множество вариантов подобных моделей.

5.2.8. Создание адаптационной модели месторождения

Создание адаптационной модели месторождения начинается с поиска аналогичных месторождений, т. е. с формирования подмножества, соответствующего геолого-генетическому подтипу изучаемого месторождения. В результате разработки модели необходимо установить:

(а) тип развития объекта (*с расширением, со сжатием, с расширением → сжатием, со случайным распределением → сжатием*), указывает на изменение во времени степени открытости системы *среда – объект*;

(b) источники поступления (мобилизации) рудогенных элементов, с учётом их возможной ремобилизации из других рудных тел или рудопроявлений данной рудной зоны, из окраинных частей месторождения;

(c) тип развития рудных тел изучаемого месторождения;

(d) направление миграции рудогенных элементов в связи с адаптацией их твёрдофазных соединений (минералов) к условиям внешней среды.

(e) влияние рудогенной и рудовмещающей толщи в качестве источников вещественно - теплового потока; подстилающих пород, как экранирующих слоёв или как каналов для поступления флюидов в зону рудогенеза;

(f) последовательность поступления химических элементов в зону рудогенеза.

Адаптационная модель месторождения позволяет обосновать прогнозируемые значения параметров месторождения. Модель представляет собой совокупность диаграмм и фазовых портретов с описанием:

- (a) множества M генетически однотипных месторождений;
- (b) подмножества $M_1 \subset M$ генетического подтипа месторождений региона, включающего изучаемое месторождение (рудопроявление);
- (c) подмножества $M_2 \subset M_1$ месторождений рудной зоны, куда входит исследуемое месторождение (рудопроявление);
- (d) подмножества $M_3 \subset M_2$ рудных тел, образующих месторождение.

Фазовые портреты включают в себя:

- (a) фазовые портреты развития каждого множества (подмножества);
- (b) фазовые портреты объекта;
- (c) фазовые портреты адаптации объекта;
- (d) фазовые портреты миграции химических элементов.

5.3. Основные выводы по пятой главе «Особенности применения адаптивного подхода для реконструкции условий рудогенеза, прогнозирования рудопроявлений и дизъюнктивов»

Из пятой главы следует:

Защищаемое положение. На основе установленных закономерностей твёрдофазной диффузии; адаптации химических элементов, рудной залежи, вещества литосферы разработаны алгоритмы прогноза золотооруденения и методологические рекомендации по адаптивному анализу рудных месторождений.

Заключение

Диссертация является научно-квалификационной работой, в которой решена крупная научная проблема разработки основ теории адаптации объектов неживой природы и создания методологии их адаптивного анализа с целью установления закономерностей рудогенеза и углеобразования для прогноза параметров месторождений.

Получены следующие основные научные результаты:

1) разработаны основные положения теории адаптации объектов неживой природы. Эти положения стали научной базой для методологии адаптивного анализа. Теория адаптации объектов базируется на гипотезах автора о неравенстве элементов одного вида и свойстве элементов создавать между собой связи. Теория содержит следующие положения: единичным актом адаптации является случайная замена слабых межэлементных связей сильными; при росте внешнего воздействия объект проходит этапы стабильной, структурной, катастрофической адаптации; при адаптации объекта взаимосвязанно изменяются его величина и концентрация элементов; введённое автором понятие «нестационарная энтропия» позволяет отслеживать этапы адаптации объекта по изменению упорядоченности среды;

2) выявлены адаптационные закономерности формирования углеобразующего торфяника, обеспечивающие геолого-генетическую связь между параметрами угольного пласта и параметрами углевмещающей породной толщи. Это позволяет повысить достоверность прогнозирования параметров угольного пласта. Установлено, что осадконакопление в аллювиально-дельтовой равнине зависит от унаследованности русел, их миграции вследствие конечной скорости погружения дна, от пористости торфа, влияющей на скорость погружения дна через сжимаемость торфа. Выявлена, вытекающая из теории адаптации объектов, связь между площадью угольного бассейна и

коэффициентом торфоносности, а также связь между площадью угольного пласта и его мощностью;

3) установлено, что поведение химического элемента в геологических процессах зависит от его атомных параметров: скорость твёрдофазной диффузии, отвечающей за активацию и миграцию химических элементов, прямо пропорциональна массе и величине диффундирующего атома, и меняется скачком, если значения одного из этих параметров равны для диффундирующего атома и элемента матрицы; химический элемент адаптируется к *PT*-условиям следующим образом: если функции его адаптивных параметров «температура Дебая» и «расстояние до инертного газа», выше температуры и давления в массиве, то внутрикристаллические связи сохраняются. В противном случае связи рвутся, элемент диффундирует из минерала и мигрирует в составе флюидов. Адаптация химического элемента вызывает адаптацию к температуре и к давлению вещества литосферы и рудной залежи, с взаимосвязанным изменением запасов и состава руды. Адаптация залежи представляет собой её связную деформацию в фазовом пространстве, поэтому множество однотипных месторождений необходимо рассматривать как ряд последовательных деформаций адаптируемой эталонной залежи, что позволяет прогнозировать неизвестные параметры месторождения по известным параметрам данного множества месторождений. Адаптация залежи происходит с ростом запасов руды, если осадочные породы под залежью проницаемы для рудогенных флюидов, если же флюиды перестают поступать, то запасы руды уменьшаются из-за «метасоматически-конкреционного стягивания»;

4) установлено, что твёрдофазная диффузия и адаптация химических элементов, через их активацию и минерагенез, порождают транзитный поток элементов вверх сквозь литосферу. Поток состоит из множества этапов, каждый этап включает активацию элементов путем твёрдофазной диффузии, их последующую миграцию во флюидах и минерагенез в благоприятных *PT*-условиях. В потоке быстрее движутся элементы с бóльшей массой и

величиной атома вследствие более высокой скорости их твёрдофазной диффузии и активации. В ходе твёрдофазной диффузии химический элемент взаимодействует с матричными элементами минерала: с его атомами, ионами и молекулами, входя в состав минерала, если *PT*-условия благоприятны для минерогенеза и масса матричного элемента больше атомной массы диффундирующего элемента. Транзитный поток участвует в дифференциации вещества мантии и литосферы, приводит к изменению состава наиболее древних гранитов и базальтов. Благодаря участию в геологических процессах твёрдофазной диффузии и адаптации элементов, от атомных параметров химических элементов зависит их содержание в слоях литосферы и в других геологических объектах, последовательность рудогенеза и время возникновения ранних мировых запасов металлов. Установленные закономерности позволяют усовершенствовать модели рудогенеза.

Результаты исследований обеспечили:

1) прогноз золоторудных районов и локальных золоторудных тел путем построения карт палеодавления, палеотемпературы, адаптивности, единых прогнозных карт. Алгоритмы прогноза базируются на установленных автором закономерностях твёрдофазной диффузии и адаптации элементов, участия адаптации и твёрдофазной диффузии элементов в рудогенезе, в транзитном потоке и в дифференциации вещества литосферы;

2) повышение достоверности прогноза параметров рудной залежи с помощью фазовых диаграмм, установленных адаптационных связей между вещественно-тепловым воздействием среды, запасами руды и содержанием химических элементов в руде;

3) с помощью установленных закономерностей адаптации и твёрдофазной диффузии уточнение моделей минерогенеза, рудогенеза, дифференциации вещества литосферы, с определением направления миграции элементов, состава недоступной части литосферы и породных массивов;

4) уточнение масштаба золотооруденения путем включения в модель рудогенеза подстилающих осадочных слоёв;

5) прогноз глубинных разломов по картам палеодавления, палеотемпературы и адаптивности;

6) прогноз мощности, строения, зольности, распространения размывов в угольных пластах путем использования адаптационных связей между углеобразующим торфяником и углевмещающими отложениями;

7) прогноз малоамплитудных дизъюнктивов путем изучения внутрислоевой миграции химических элементов в результате их адаптации к *PT*-условиям;

8) оценку запасов угля или руды на стадии поисковой разведки по отдельным пластопересечениям.

Результаты работы использованы при создании:

1) методологии адаптивного анализа объектов;

2) методологических рекомендаций по адаптивному анализу угленосной толщи;

3) методологических рекомендаций по адаптивному анализу рудных месторождений;

4) методов реконструкции окислительно-восстановительных условий, палеотемпературы, палеодавления с целью прогноза глубинных разломов;

5) алгоритмов и программ для прогноза золотооруденения в регионах, золоторудных залежей на небольших площадях, геологических нарушений в шахтах.

Некоторые термины и обозначения⁹

Объект - упорядоченная часть среды, локализованная в его фазовом пространстве, образованном параметрами объекта и среды.

Элемент – в иерархии объектов является объектом нижнего уровня.

Фазовое пространство объекта – это n -мерное пространство n параметров объекта и среды.

Состояние объекта – его координаты в фазовом пространстве.

Геологический объект – часть геологической среды, локализованная в фазовом пространстве.

Связь - физический канал, по которому происходит обмен веществом, энергией и информацией.

Поле – создаваемый элементом вектор, действующий на другой элемент в данной точке.

Внешняя среда объекта – множество других объектов и полей разных видов.

Вещественно-энергетический поток возникает в результате взаимодействия объекта со средой и проходит сквозь объект.

Адаптивный анализ объекта состоит: из выявления вещественно-энергетических потоков, действующих на объект; из установления адаптивных параметров объекта, реагирующих на воздействие вещественно-энергетических потоков и вызывающих адаптацию объекта; из установления механизма адаптации объекта.

⁹ Описания новых терминов, введенных автором, выделены курсивом, а описания общепринятых обозначений и терминов выделены нормальным шрифтом.

Адаптивные параметры объекта реагируют на воздействие вещество-энергетических потоков и вызывают адаптацию объекта.

Адаптация объекта – это вынужденное изменение его состояния под воздействием вещество-энергетических потоков, обеспечивающее сохранение целостности и функциональности объекта.

Адаптационные закономерности и адаптационные взаимосвязи описывают механизм адаптации объекта к вещество-энергетическим потокам, т.е. к воздействию факторов среды.

Атомные параметры химического элемента:

R - радиус,

Э - электроотрицательность,

Θ - Дебаевская температура элемента, соответствует предельной температуре среды, при превышении которой рвутся кристаллические связи элемента;

M – масса атома;

A - «адаптивность химического элемента» - равна ширине электрохимической области существования его соединений, т.е., это ширина электрохимического ареала соединений элемента:

$$A_i = E_{i(max)}^o - E_{i(min)}^o, \text{ вольт,}$$

где A_i - адаптивность i -го химического элемента;

$E_{i(max)}^o, E_{i(min)}^o$ - соответственно наибольший и наименьший стандартные окислительно-восстановительные потенциалы образования соединений i -го химического элемента (термин автора);

e - «расстояние до инертного газа» – число электронов, получаемых или теряемых атомом при создании оболочки ближайшего инертного газа.

Если при этом атом теряет электроны - он электронофоб «+e» (имеет металлические свойства), если приобретает электроны – электронофил «-e» (имеет неметаллические свойства) (термин автора).

Активация химического элемента – его твёрдофазная диффузия из объёма минерала.

Метасоматическо-конкреционный процесс – включает первичный метасоматоз и последующее конкреционное переотложение его продуктов в результате взаимодействия гидротермальных растворов с вмещающими породами, при решающей роли снижения давления в результате трещинообразования (Барабанов В.Ф.).

Транзитный поток химических элементов в литосфере - состоит из многократно повторяющихся этапов минерогенеза, активации и миграции во флюидах, обусловлен их адаптацией (термин автора).

R^2 – достоверность аппроксимации,

R – индекс корреляции, для прямолинейной связи он равен коэффициенту корреляции r . Например, если $R^2=0,15$, то $r = R = 0,38$.

Шкала Чеддока – используется для облегчения выводов относительно практической значимости синтезированной модели и характеризует тесноту связи следующим образом:

- 1) слабая: $r = 0.1 \div 0.3$; $R^2 = 0.01 \div 0.09$,
- 2) умеренная: $r = 0.3 \div 0.5$; $R^2 = 0.09 \div 0.25$,
- 3) заметная: $r = 0.5 \div 0.7$; $R^2 = 0.25 \div 0.49$,
- 4) высокая: $r = 0.7 \div 0.9$; $R^2 = 0.49 \div 0.81$,
- 5) весьма высокая: $r = 0.9 \div 0.99$; $R^2 = 0.81 \div 0.98$.

Кластер содержит объекты, подобные друг другу и отличающиеся от других объектов.

Кластерный анализ идентифицирует и классифицирует объекты или переменные на основе сходства характеристик, которыми они обладают.

Синергетика – самоорганизация неравновесных систем.

Литература

1. Абрамов Г.И. Исследование неоднородных температурно - электрических состояний в металлах./ Г.И.Абрамов, А.В.Гуревич, С.И Захарченко и др.// Физика тв. тела, т. 27, в. 8. - 1985 - С. 2250 - 2257.
2. Алабин Л.В. Рудные столбы и перспективы центрального месторождения./ Л.В.Алабин, А.М.Митюшин // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 136 - 139.
3. Алексеев Б.В. Физическая газодинамика реагирующих сред. / Б.В. Алексеев, А.Н. Гришин - М.: Высшая школа, 1985. - 464 с.
4. Альбом течений жидкости и газа: Пер. с англ. /Сост. М.Ван - Дайк. - М.: Мир, 1986. - 184 с.
5. Аммосов И.И. Палеотемпература угленосных осадочных пород./ И.И. Аммосов, И.В. Еремин // Стратиграфия карбона и геология угленосных формаций СССР.- М.: Недра, 1975.- С. 179-186.
6. Ананьев Ю.С. Метасоматизм и благороднометалльное оруденение в черносланцевых толщах Западной Колбы: монография / Ю.С. Ананьев, А.Ф. Коробейников – Томск: Изд-во ТПУ, 2009. – 206 с.
7. Анохин П.К. Опережающее отражение действительности. / П.К. Анохин // Вопросы философии, 1962, №7.
8. Афанасьев В.Г. О целостных системах. / В.Г.Афанасьев // Вопросы философии, №6, 1980 г.
9. Афоникова Н.С. Кристалл - геометрические аспекты сопряжения доменов и доменных комплексов и структурная память в $VaTiO_3$. / Н.С. Афоникова, В.Ш. Шехтман, И.Н. Шмытько // Физ. тв. тела, т. 27, в. 8 - С. 3201 - 3207.
10. Бабкин П.В. Типы и генезис рудных столбов ртутных месторождений северо - востока СССР. / П.В. Бабкин, Е.П. Ким // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 299 - 307.
11. Барабанов В.Ф. Геохимия./ В.Ф. Барабанов - Л.: Недра, 1985. - 423 с.

12. Барабанов В.Ф. Генетическая минералогия. / В.Ф. Барабанов - Л.: Недра, 1977. - 327 с.
13. Бартоломью Д. Стохастические модели социальных процессов./ Д. Бартоломью - М.: Финансы и статистика, 1985. - 295 с.
14. Барышев А.Н. Модель саморазвития структур колчеданоносных систем в вулканогенных геосинклиналях. Т.2. / А.Н. Барышев - М.: Наука, 1983. - С. 73 - 86.
15. Башкина Э.Ф. Об условиях локализации свинцово - цинкового оруденения на Садонском месторождении. / Э.Ф. Башкина // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 275 - 281.
16. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. / Н.В. Белов - М.: Недра, 1976. – 344 с.
17. Белов Н.В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. / Н.В.Белов // Химия земной коры. Т.1. - М.: Из-во АН СССР, 1963. - С. 13 - 19.
18. Bergey W. R. The Highmont copper - molybdenum deposits, Highland Valley, British Columbia. / W.R. Bergey, J.M. Carr, A.J. Reed // Can. Mining and Met. Bull. - 1971, 64, N 716, p. 68 - 76.
19. Берзина А.П. Летучие компоненты рудно - магматических систем (к генетической модели медно - молибденовых месторождений). / А.П. Берзина, Е.Н.Нигматилина, В.И. Сотников // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 44 - 62.
20. Бетгер Х. Принципы динамической теории решетки. / Х. Бетгер - М.: Мир, 1986. - 392 с.
21. Блейкмор Дж. Физика твёрдого тела. / Дж. Блейкмор - М.: Мир, 1988. - 608 с.
22. Бокий Г.Б. Кристаллохимия. / Г.Б. Бокий - М.: Наука, 1971. - 400 с.
23. Борисенко А.С. Основные черты генетических моделей эпитермальных серебряных месторождений. / А.С. Борисенко, А.А. Оболенский,

- В.И.Лебедев // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 107 - 119.
24. Бородаевская Н.Б. Структурные типы колчеданных месторождений. / Н.Б. Бородаевская, А.И.Кривцов, Г.Ф. Яковлев // Разведка и охрана недр, 1978, №1.
 25. Браунлоу А.Х. Геохимия: Пер. с англ. / А.Х. Браунлоу - М.: Недра, 1984. - 463 с.
 26. Бровков Г.Н. Генетические модели формаций полиметаллических месторождений Енисейского края. / Г.Н. Бровков, А.Е. Мирошников, Н.А. Охупкин // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 121 - 126.
 27. Брок Д. Цеолитовые молекулярные сита. / Д. Брок - М.: Мир. 1976 . - 782 с.
 28. Брюшинкин В.Н. Информативность логических процедур. / В.Н. Брюшинкин // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. - М.: Наука, 1984. - С. 194 - 205.
 29. Буллард Дж.П. Землетрясения как индикатор тектонической активности Северной Америки. / Дж.П. Буллард // Земная кора и верхняя мантия. Серия «Науки о Земле», т.43. - М.: Мир. 1972. - С. 103 - 112.
 30. Буллард Дж.П. Стандартизация измерений силы тяжести. / Дж.П. Буллард // Земная кора и верхняя мантия. Серия «Науки о Земле», т.43. - М.: Мир.1972.- С. 241-250.
 31. Булынников В.А. О закономерностях морфологии и формирования рудных столбов Старо - Бериккульского месторождения. В.А. Булынников, В.Н. Пономарев // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 140 - 146.
 32. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. / В.А Буряк.- М.: Недра, 1982. - 256 с.

33. Буряк В.А. Генетическая модель метаморфогенно – гидротермального рудообразования. / В.А. Буряк // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 139 - 145
34. Ведерников П.Г. Рудные столбы в жилах оловорудных месторождений юга Дальнего Востока. / П.Г. Ведерников // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. с. 362 - 370.
35. Верховская Л.А. Использование концепции целостности в дескриптивном моделировании некоторых геологических объектов. / Л.А. Верховская // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. - М.: Наука, 1984. - С. 339 - 350.
36. Воин М.И. О влиянии диагональных структур и состава вмещающих пород на образование рудных столбов в золотоносных минерализованных зонах. / М.И. Воин // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 181 - 193.
37. Войткевич Г.В. Основы геохимии. / Г.В.Войткевич, В.В.Закруткин - М.: Высшая школа, 1976. - 368 с.
38. Волков В.Н. Генетические основы морфологии угольных пластов. / В.Н. Волков - М.: Недра, 1973. - 136 с.
39. Волостных Г.Т. Эволюция пористости и объёмного веса в процессе гидротермальной аргиллизации пород. / Г.Т.Волостных // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 223 - 226.
40. Вольдман Г.Н. Основы экстракционных и ионообменных процессов гидротермальной металлургии. / Г.Н. Вольдман - М.: Металлургия, 1982. - 376 с.
41. Ворошилов В.Г. О взаимосвязи структуры аномального геохимического поля с механизмом формирования гидротермальной системы // Изв. Томского политехнического университета. – 2006. – Т. 309 - №4 - С. 35-40.
42. Васильев М.А. Структура и динамика поверхности переходных металлов. / М.А. Васильев - Киев: Наукова думка, 1988. - 248 с.

43. Габуда С.П. Внутренняя подвижность в твёрдом теле. / С.П. Габуда, А.Г.Лундин - Новосибирск: Наука, 1986. - 174 с.
44. Габелмен Дж.У. Металлотектоническая зональность Аппалачского региона Северной Америки. / Дж.У. Габелмен // Геология и геохимия рудных месторождений. - М.: Мир, 1971.- 272 с.
45. Галусташвили Н.В. Самопроизвольное выделение преимущественной системы скольжения при одноосном сжатии щелочногалоидных кристаллов. / Н.В.Галусташвили, Д.Г.Дрияев, З.К. Саралидзе // Физика твёрдого тела, т. 27, в. 8, - С. 2320 - 2324.
46. Гапонов - Грехов А.В. Нелинейная физика. Стохастичность и структуры. / А.В. Гапонов - Грехов, Н.И. Рабинович // Физика XX века: Развитие и перспективы. - М.: Наука, 1984. - 336 с.
47. Гвишиани Д.М. К.Маркс и методологические проблемы системных исследований. / Д.М. Гвишиани // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. 1983. - М.: Наука, с. 7 - 10.
48. Гелейшвили В.И. Роль физико - механических свойств рудовмещающих горных пород в формировании структурно - морфологических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. / В.И. Гелейшвили - М.: Наука, 1973. с. 207 - 211.
49. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. - М.: Недра, 1978. -259 с.
50. Гибшер Н.А. Поведение флюидов при формировании одного из золоторудных месторождений Енисейского кряжа. / Н.А. Гибшер // Термобаро-геохимические исследования процессов минералообразования. - Новосибирск: Наука, 1988. - С. 177 - 185.
51. Гинзбург А.И. Вертикальная зональность редкометальных месторождений, связанных с гранитоидами. / А.И. Гинзбург // Прогнозирование скрытого оруденения на основе гидротермальных месторождений. - М.: 1972, с. 110 - 112.

52. Гладков В.Г. О кинематике формирования рудных столбов. / В.Г. Гладков, В.А. Филонюк - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 38 - 47.
53. Глущенко И.М. Теоретические основы технологии горючих ископаемых. / И.М. Глущенко - М.: Metallurgy, 1990.- 296 с.
54. Голованов И.Н. Об источнике вещества меднопорфировых месторождений (на примере Алмалыка, УзССР). / И.Н. Голованов // Зап. Узб. отд. Всес. минер. о - ва, 1977, в. 30, с. 145 - 149.
55. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. / И.В. Гончаров - М.: Недра.1987.-181 с.
56. Гончаров В.И. Образование и развитие сульфидного вкрапленного и жильного оруденения в структурах привулканической зоны. / В.И. Гончаров, А.А. Сидоров // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. - Новосибирск: Наука, 1988. - С. 154 - 165.
57. Горелов А.А. Философские проблемы междисциплинарных исследований. / А.А. Горелов // Вопросы философии, №9, 1985. - С. 111 - 118.
58. Горелова В.Л. Основы прогнозирования систем. / В.Л. Горелова, Е.Н. Мельников - М.: Высшая школа, 1986. - 287 с.
59. Горжевский Д.И. Геолого - генетические модели колчеданно - полиметаллических месторождений. / Д.И.Горжевский, В.Б. Чекваидзе // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 69 - 73.
60. Goossens Pierre J. Lithologic, geochemical and metallogenic belts in the northern Andes, and their structural relationships. / Pierre J. Goossens // "Trans. Soc. Mining Eng. AIME", 1976, 260, N1. 4
61. Hoffman David J. Deformational effects on iron occurrence and ore potential at Queco. / Hoffman David J.// Econ. Geol. ., 1970, 65, N 5, 583 - 587.
62. Гребенников В.И. Проблемы магнетизма переходных металлов. / В.И. Гребенников, Ю.И.Прокопьев, Е.А. Туров // Физика многочастичных систем, 1984, вып. 6, с. 22 - 36.

63. Грибковский В.П. Стримеры в полупроводниках - кооперативные самоорганизованные процессы. / В.П. Грибковский // Докл. АН БССР, 1985, т. XXIX, № 10, с. 895 - 898.
64. Грин Д.Х. Происхождение базальтовых магм. / Д.Х. Грин, А.Э. Рингвуд // Земная кора и верхняя мантия. Серия «Науки о Земле», т.43. - М.: Мир. 1972. - С. 427-434.
65. Гринберг Б.А. Новые методы упрочнения упорядоченных сплавов. / Б.А.Гринберг, В.И. Сюткина - М.: Metallurgia, 1985. - 174 с.
66. Гриненко Л.Н. Генетическая модель формирования сульфидных медно - никелевых месторождений на основании изотопно - геохимических данных. / Л.Н. Гриненко // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 119 - 128
67. Гришин В.М. О закономерностях размещения и образования рудных столбов на месторождениях золота Казахстана. / В.М. Гришин // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. с. 168 - 176.
68. Гумиров Ш.В. О прогнозировании конседиментационных нарушений угольного пласта. / Ш.В.Гумиров // Уголь Украины, 1979, №7, с. 36-37
69. Гумиров Ш.В. Адаптация систем и прогнозирование параметров месторождений. / Ш.В.Гумиров // Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты). 2 - я Всес. конф. Тезисы Докл. - М.: 1986, с. 175 - 176.
70. Гумиров В.Ш. Новые методы системного анализа объекта. / В.Ш.Гумиров, Ш.В.Гумиров // Системный подход в геологии. 3 - я Всес. конф. Тезисы Докл. - М.: 1989.
71. Гумиров Ш.В. Сингенетические нарушения разрабатываемых угольных пластов в шахтах Восточного Донбасса и прогноз их распространения (на

- примере Гуково - Зверевского угленосного района). / Ш.В.Гумиров // Дисс. . . . канд. геол. - мин. н. - Новочеркасск, - Л.: 1981. - 251 с.
72. Гумиров Ш.В. Накопление осадков над уплотняющимся торфяником в карбоне. / Ш.В.Гумиров // Геол. журнал, 1982, №3, с. 115 - 120.
73. Гумиров Ш.В. Адаптивный анализ в геологии. / Ш.В Гумиров // Геология, геохимия, минералогия и металлогения юга Сибири. - Томск, 1990, с. 20 - 21.
74. Гумиров Ш.В. Адаптивный подход в анализе генезиса Сухаринского месторождения. / Ш.В.Гумиров, Е.Д. Шпайхер, Л.С.Петченко // Геология, геохимия, минералогия и металлогения юга Сибири. - Томск, с. 138 - 139.
75. Гумиров Ш.В. О факторах локализации рудных месторождений. / Ш.В. Гумиров и др. // Актуальные вопросы геологии Сибири (тезисы докладов). Т.2, Томск, ТГУ, 1988. - С. 32 - 33.
76. Гумиров Ш.В. Пострудное изменение железорудных месторождений. / Ш.В.Гумиров // Актуальные вопросы геологии Сибири (тезисы докладов). - т. 2, Томск, ТГУ, 1988. с. 125 - 126.
77. Гумиров Ш.В. Адаптация геологического объекта и прогнозирование его параметров. / Ш.В.Гумиров // Актуальные вопросы геологии Сибири (тезисы докладов). Т.2. - Томск, ТГУ, 1988. - С. 123 - 125.
78. Гумиров Ш.В. Временное методическое руководство по прогнозированию сингенетических нарушений угольных пластов. / Ш.В.Гумиров, А.К. Шаульский - Гуково, ПО "Гуковуголь", 1981, 29 с.
79. Гумиров Ш.В. Прогноз горно-геологических условий в лавах путем реконструкции палеоландшафта. / Ш.В.Гумиров // Уголь Украины, 1981, №7, с. 35-37
80. Гумиров Ш.В. Прогнозирование замещений угля терригенными отложениями. / Ш.В. Гумиров, В.В. Бодасюк // Уголь Украины, 1985, №3, с. 39-40.

81. Гумиров Ш.В. Взаимосвязь между морфологией и тектоникой Горловского угольного бассейна (Западная Сибирь). / Ш.В. Гумиров, Е.Д. Шпайхер, В.Н. Бикмулин // Тез. Докл. регион. научно-практ. конф., посвящ. 60-летию СМИ. Новокузнецк, 1990. с.207-208.
82. Гумиров Ш.В. Самоорганизация древнего осадконакопления в устьевой зоне. / Ш.В. Гумиров // Тез. Докл. регион. Научно-практ. конф., посвящ. 60-летию СМИ. Новокузнецк, 1990. - с.208-209.
83. Гумиров Ш.В. Восстановление палеотермических условий рудогенеза по Дебаевской температуре рудогенных элементов. / Ш.В.Гумиров, Е.Д. Шпайхер // Тез. докл. регион. конф., посвящ. 100 - летию со дня рождения А.Я.Булыникова, Томск, 1992.
84. Гумиров Ш.В. Выделение рудогенных стадий по атомным параметрам. / Ш.В.Гумиров // Тез. докл. регион. Научно-практ. конф., посвящ. 60-летию СМИ. Новокузнецк, 1990. - с.209-210.
85. Гумиров Ш.В. Новые методы анализа горного объекта в фазовых пространствах. / Ш.В. Гумиров, А.И. Домрачев, С.Н. Загребин // Тез. докл. регион. научно-практ. конф., посвящ. 60-летию СМИ. Новокузнецк, 1990. с.210-211.
86. Гумиров Ш.В. Роль твёрдофазной диффузии в рудогенезе и в дифференциации примесных элементов в литосфере. / Ш.В. Гумиров // Научная конференция "Рудная геохимия Сибири", посвящённая 100-летию со дня рождения Ф.Н.Шахова, Томск.
87. Гумиров Ш.В. Основы теории адаптации неживых объектов и адаптивный анализ в геологии. / Ш.В. Гумиров - Новокузнецк, СМИ, 1993. - 409 с.
88. Гумиров Ш.В. Прогнозирование мелкоамплитудных тектонических нарушений на угольных пластах по геохимическим аномалиям. / Ш.В. Гумиров, В.А. Салихов, С.М. Макеев // Тезисы докладов первого

международного симпозиума "Молодёжь и проблемы геологии", Томск, 1997 г., с. 104.

89. Гумиров Ш.В. Метод построения карт палеотемпературы и палеодавления для выявления глубинных разломов и для прогноза эндогенных месторождений. / Ш.В. Гумиров // VI Межд. научн.-пр. конф. "Перспективы развития горно-добывающей промышленности" Новокузнецк, 1999.- С. 163-167.
90. Гумиров Ш.В. О роли транзитного потока химических элементов в рудогенезе и в развитии мантии земной коры. / Ш.В. Гумиров // VI Межд. научн.-пр. конф. "Перспективы развития горно-добывающей промышленности" Новокузнецк, 1999.- С. 167-172.
91. Гумиров Ш.В. Построение карт палеотемпературы и палеодавления по параметрам рудогенных элементов для прогноза глубинных разломов и эндогенных месторождений. / Ш.В. Гумиров // Техника и технология разработки месторождений полезных ископаемых. Межд. научно-техн. сборник, вып. 5, Новокузнецк, 1999.- С. 3-7.
92. Гумиров Ш.В. О транзитном потоке химических элементов в мантии и в литосфере. / Ш.В. Гумиров // Техника и технология разработки месторождений полезных ископаемых. Межд. научно-техн. сборник, вып. 5, Новокузнецк, 1999.- С. 13-34.
93. Гумиров Ш.В. Роль глубинных разломов в образовании нефти и метана в Кузбассе. / Ш.В. Гумиров, Е.В. Пугачев // Всероссийская Научно-практическая конференция "Проблемы электроснабжения и электросбережения на горнорудных и металлургических предприятиях Кузбасса".- С. 35-41.
94. Гумиров Ш.В. Адаптивный анализ природных объектов. / Ш.В. Гумиров // Перспект. технол. разработ. и использ. минер. Ресурсов. Труды VIII межд. научн. практ. конфер. Новокузнецк, 2001.- С. 201-204.

95. Гумиров Ш.В. Электронные приборы для работы в условиях высоких температур и интенсивного электромагнитного воздействия. / Ш.В. Гумиров, Е.В. Пугачев // Перспект. технол. разраб. и исполъз. минер. ресурсов. Труды VIII межд. научн. практ. конфер. Новокузнецк, 2001.- С. 201.
96. Гумиров Ш.В. Адаптация химических элементов к температуре и давлению в процессах минерагенеза, рудогенеза и дифференциации вещества в мантии и литосфере. / Ш.В. Гумиров // Вестник РАЕН (Западно-Сибирское отделение) Выпуск 5. Кемерово, 2002 г.- С. 195-213
97. Гумиров Ш.В. Моделирование процесса твёрдофазной диффузии химических элементов для объяснения их дифференциации в литосфере. / Ш.В.Гумиров, Ш.Ш. Гумиров // Вестник РАЕН (Западно-Сибирское отделение) Выпуск 5. Кемерово, 2002 г.- С. 273-282.
98. Гумиров Ш.В. Улучшение системы управления организацией и предприятием путем использования закономерностей адаптации. / Ш.В. Гумиров, Е.В. Пугачев // Вестник РАЕН (Западно-Сибирское отделение) Выпуск 6. Кемерово, 2004 г.-с. 115-122.
99. Гумиров Ш.В. Приуроченность тектонических нарушений к неоднородностям в угленосной толще. / Ш.В. Гумиров // Научные технологии разработки и использования минеральных ресурсов. Матер. Междунар. научно-практ. конф. Сб. науч. ст. Новокузнецк 2004 г.
100. Гумиров Ш.В. Адаптивное управление производством и организацией. / Ш.В. Гумиров, Е.В. Пугачев // Научные технологии разработки и использования минеральных ресурсов. Матер. Междунар. научно-практ. конф. Сб. науч. ст. Новокузнецк 2004 г.
101. Гумиров Ш.В. Теория адаптации объектов неживой природы и адаптивный анализ в геологии. / Ш.В. Гумиров // Научные технологии разработки и использования минеральных ресурсов. Матер. Междунар. научно-практ. конф. Сб. науч. ст. Новокузнецк 2004 г.

102. Гумиров Ш.В. Кратко об адаптивном анализе угленосной толщи. – Естественные и технические науки, №6, 2007. – с. 162-164.
103. Гумиров Ш.В. Кратко об адаптивном анализе рудных месторождений. – Естественные и технические науки, №6, 2007. – с. 154-161.
104. Гумиров Ш.В. Кратко о теории адаптации объектов, методологии адаптивного анализа и результатах ее применения в геологии. – Естественные и технические науки, №6, 2007. – с. 148-153.
105. Гумиров Ш.В. Участие адаптации и транзитного потока химических элементов в их дифференциации в литосфере и в рудогенезе. – Естественные и технические науки, №1, 2008. – с. 189-195.
106. Гумиров Ш.В. Моделирование твёрдофазной диффузии элементов для объяснения их дифференциации в литосфере и рудогенеза. – Естественные и технические науки, №1, 2008. – с. 183-188.
107. Гумиров Ш.В. Адаптивный подход при прогнозировании золотооруденения. – Естественные и технические науки, №1, 2008. – с. 179-182.
108. Guimaraes D. Tendencia hodierna no sentido de refo - rmulacao de conceito metalogenetico. / D. Guimaraes // Notas prelim. e estud. Dep. nac. prod. miner. Div. geol. e miner. ., 1971, N 151, 9 p.
109. Давиташвили Л.Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием растительного мира. / Л.Ш. Давиташвили - М.: Наука, 1971.- 295 с.
110. Dan L. Mosier. Geologic and Grade - Tonnage Information on Tertiary Epithermal Precious - and Base Metal Vein Districts Associated with Volcanic Rocks. / Dan L. Mosier, V. David Menzie, Frank J. Klienhample. // U. S. Geological Survey Bulletin 1666 "October 29, 1985".
111. Даниэльс Ф. Физическая химия. / Ф. Даниэльс, Р. Олберти - М.: Мир, 1978. - 645 с.

112. Дерни Д. Нарастающие деформации, измеряемые по синтетектоническому росту кристаллов. / Д. Дерни, Дж. Рамсей // Сила тяжести и тектоника. - М.: Мир, 1976. - С. 88 - 115.
113. Дистанов Э.Г. Особенности структурных факторов локализации богатых руд на колчеданно - полиметаллических месторождениях различных формационных типов (на примерах юга Сибири.). / Э.Г.Дистанов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 211 - 215.
114. Дистанов Э.Г. Некоторые итоги изучения эндогенных рудных формаций Сибири. / Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский, В.И. Сотников и др. // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 5 - 41.
115. Добровольская М.Г. Генетические особенности свинцово - цинковых месторождений в карбонатных породах и скарнах. / М.Г. Добровольская // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 141 - 152.
116. Донцова Е.И. Опыт применения изотопных соотношений кислорода в геохимических исследованиях. / Е.И. Донцова // Химия земной коры, т.2. Изд.Наука, М.: 1964, с. 631-637
117. Дорохова Т.Г. Повышение эффективности прогнозирования и поисков железных руд на основе прямых корреляционных связей запасов с геологическими признаками. / Т.Г. Дорохова // Вопр. организ. и экон. геолого-развед. работ и минеральн. сырья. - Алма - Ата, 1971, с. 187 - 196.
118. Дриц М.Е. Свойства элементов. / М.Е. Дриц, П.Б. Будберг, Г.С. Бурханов, А.М. Дриц, В.М. Пановко - М.: Металлургия, 1985, 672 с
119. Дударев А.Н. Мобилизация и перераспределение рудного вещества во влажных средах в термоградиентном поле по экспериментальным и геологическим данным (на примере Сорского месторождения). / А.Н.

- Дударев, В.И. Сотников // Физ. и физ. - техн. процессы в динамич. рудообразующих системах. - Новосибирск, Наука, 1971. - С. 146 - 165.
120. Егоров А.И. Палеогеографическая сопряжённость карбоновых угленосных и нефтегазоносных площадей. / А.И. Егоров // Стратиграфия карбона и геология угленосных формаций СССР.- М.: Недра, 1975.- С. 145-153.
121. Епифанов Г.И. Физика твёрдого тела. / Г.И. Епифанов - М.: Высш. школа, 1977. - 288 с.
122. Еремин Н.И. О формировании руд Октябрьского медноколчеданного месторождения на Урале в связи с распределением рудообразующих элементов. / Н.И. Еремин, А.И. Кривцов, В.М. Шепелев // Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1975, №2, с. 57 - 64.
123. Ермоленко В.А. О новом способе графо - аналитического определения корреляции двух компонентов. / В.А. Ермоленко // В сб. "Материалы 4 Науч. конф. молодых геологов Белоруссии". Минск, 1971, с. 249 - 251.
124. Ермолаев К.Ф. Лениногорское рудное поле - результат проявления сложной термогидроколлонны. / К.Ф. Ермолаев // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 252 - 257.
125. Жариков В.А. Некоторые физико - химические закономерности фильтрации растворов через горные породы. / В.А. Жариков, Ю.В. Алехин, В.Т. Рысикова // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 7 - 25.
126. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. / В.Н. Жарков - М.: Наука, 1983. - 416 с.
127. Желобов П.П. Роль гипербазитов в локализации красичных жил на Березовском рудном поле. / П.П. Желобов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 199 - 204.
128. Зарицкий П.В. О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе. / П.В. Зарицкий // Литология и полезные ископаемые, 1966, N1, с. 97-100.

129. Зарянов Ю.П. Генезис колчеданных залежей в метатерригенных толщах Кубы (на примере месторождений Карлота). / Ю.П. Зарянов // Тр. ЦНИГРИ, 1977, в. 126, с. 108 - 114.
130. Звягин В.Г. Критерии оценки рудных столбов на Дарасунском месторождении. / В.Г. Звягин, В.А. Фаворов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 87 - 103
131. Зейлик Б.С. Зональность в пределах рудного поля Акчатау (Центральный Казахстан) и прогнозирование скрытого оруденения. / Б.С. Зейлик // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. - М.: Наука, 1976.- С. 160-167.
132. Злобин В.А. Эффект прокаливания и проблема формирования золотого оруденения в черносланцевых толщах. / В.А. Злобин, В.Г. Цимбалист // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука. 1983. - С. 162 - 169.
133. Злобин В.А. О некоторых причинах возникновения рудных столбов в гидротермально изменённых породах. / В.А. Злобин // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 29 - 33.
134. Зобов Н.Е. Объемное моделирование внутреннего строения и структуры скарново - магнетитовых месторождений центральной части Алтае - Саянской области с целью прогноза. / Н.Е. Зобов, Ш.Д. Курцерайте // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 187 - 195.
135. Золотарев В.Г. Генезис колчеданно - полиметаллических руд Шубинского месторождения (Рудный Алтай). / В.Г. Золотарев, Л.Н. Гриненко, Н.Г. Сухарев // Вестник Мос. ун - та. Геология, 1976, №6, с. 41 - 50.
136. Золотухин В.В. Геолого - генетическая модель сульфидного медно - никелевого оруденения. / В.В. Золотухин // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 55 - 63.

137. Зубков Ю.Д. О некоторых закономерных соотношениях бедных и богатых руд на месторождении Темир - Тау. / Ю.Д. Зубков, Н.Л. Денисенко // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 281 - 286.
138. Иванкив Л.И. Эмиссионные явления на начальных стадиях окисления тонких пленок магния. / Л.И. Иванкив, А.Н. Пенцак, С.Г. Тхир // Изв. АН СССР, сер. физич., т. 49, №9. - С. 1850 - 1854.
139. Иванов О.П. Специфические особенности касситерит - силикатно - сульфидной формации и проблема выбора непротиворечивого варианта ее геолого - генетической модели. / О.П. Иванов, Э.А. Ефременко // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 24 - 31.
140. Ильенок С.С. Генезис бонанц Знаменитинского золоторудного месторождения. / С.С. Ильенок // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 153 - 156.
141. Кавардин Г.И. Геолого - генетическая типизация сульфидных медно - никелевых месторождений. / Г.И. Кавардин // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 63 - 70.
142. Каган М.С. Система и структура. / М.С. Каган // Системное исследование. Методологические проблемы. Ежегодник. - М.: Наука, 1983. - С. 86 - 106.
143. Казанский В.И. Эволюция земной коры и эндогенное рудообразование. / В.И. Казанский // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. - М.: Наука, 1983. - С. 5 - 24.
144. Казанский В.И. Условия возникновения анизотропных горных пород в разломах кристаллического фундамента. / В.И. Казанский // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. с. 59 - 74.

145. Кайбышев О.А. Границы зерен и свойства металлов. / О.А. Кайбышев, Р.З. Валиев - М.: Metallurgy, 1987. 214 с.
146. Калугин А.С. Железорудные месторождения Сибири. / А.С. Калугин и др.- Новосибирск: Наука, 1981. - 234 с.
147. Калугин И.А. Железорудные осадки как источник вещества при формировании метаморфогенных месторождений. / И.А. Калугин // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 173 - 186.
148. Калугин И.А. Петрохимические критерии подвижности железа при эндогенном рудообразовании. / И.А. Калугин // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 105 - 111.
149. Каменцева З.П. Явление фрагментации в проблеме пластичности и разрушения металлов. / З.П. Каменцева и др. // Проблемы теории трещин и механика разрушения. - Л.: Изд. ЛГУ, 1986. - С. 52 - 65.
150. Канарчук В.Е. Адаптация материалов к динамическим воздействиям. / В.Е. Канарчук - Киев: Наукова думка, 1986. - 246 с.
151. Канторович М.Е. Системный подход в методологии математики. / М.Е. Канторович, В.Е. Плиско // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. - М.: Наука, 1983. с. 27 - 41.
152. Карамян К.А. Роль физико - механических свойств горных пород в размещении медно - молибденового оруденения Дастакерского месторождения. / К.А. Карамян, С.П. Саркисян // Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 164 - 171.
153. Карери Дж. Порядок и беспорядок в структуре материи: Пер. с итал. / Дж. Карери - М.: Мир, 1985. - 232 с.
154. Касти Дж. Большие системы. Связность. сложность и катастрофы: Пер. с англ. / Дж. Касти - М.: Мир, 1982. - 216 с.

155. Кемпбел Дж. Современная общая химия. Т.3. / Дж. Кемпбел - М.: Мир, 1975. - 447 с.
156. Кернс - Смит А.Дж. Первые организмы. / А. Дж. Кернс - Смит // В мире науки, №8, 1985, с. 46 - 55.
157. Кинг Б.К. Природа и происхождение метасоматитов; метасоматоз или анатексис. / Б.К. Кинг // Природа метаморфизма. Серия «Науки о Земле», т.2. - М.: Мир. 1967. - С. 227-242.
158. Климонтович Ю.Л. Энтропия и производство энтропии при ламинарном и турбулентном течениях. / Ю.Л. Климонтович // Письма в ЖТФ, т. 10, в. 2. - С. 80 - 82.
159. Климонтович Ю.Л. Уменьшение энтропии в процессе самоорганизации. {S} - теорема (на примере перехода через порог генерации). / Ю.Л. Климонтович // Физ. тв. тела, т. 27, в. 11, 1985. с. 1412 - 1414.
160. Клер Дж. Наука о системах: новое измерение науки. / Дж. Клер // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. 1983. - М.: Наука, с. 61 - 85.
161. Кобилев А.Г. Методика литолого-фациального прогноза условий разработки угольных пластов. / А.Г. Кобилев, М.М. Лось - М.: Недра, 1976.- 120 с.
162. Когарко Л.Н. Режим флюидной фазы щелочных магм. / Л.Н. Когарко, Ч. Костольяни, И.Д. Рябчиков // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.- С. 41-50.
163. Комаров Ф.Ф. Ионная имплантация в металлы. / Ф.Ф. Комаров - М.: Металлургия, 1990. - 216 с.
164. Конников Э.Г. Факторы локализации медно - сульфидного оруденения в Чинейском габбро - норитовом плутоне. / Э.Г. Конников, М.Ф. Трунев // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 71 - 77.

165. Кононов А.Н. Поведение элементов в метасоматических образованиях Казского железорудного месторождения в Горной Шории. / А.Н. Кононов // Миграция химических элементов в процессах петро- рудогенеза, с. 58-64.
166. Константинов М.Н. Рудоконтролирующие факторы золота - серебряных месторождений. / М.Н. Константинов // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 151 - 156.
167. Копытин В.И. Условия образования рудных залежей Пламенного ртутного месторождения. / В.И. Копытин // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 312 – 320.
168. Коржинский Д.С. Кислотность-щёлочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. / Д.С. Коржинский // Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. С.П.: Госгеолтехиздат. 1960.-782 с.
169. Коробейников А.Ф. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов северо - восточного Казахстана. /А.Ф. Коробейников, В.В.Масленников. – Томск: Изд-во Том. Ун-та, 1994 - 337 с.
170. Коробейников А.Ф. Прогнозирование рудоносных площадей и месторождений полезных ископаемых. / А.Ф. Коробейников. – Томск: Изд-во ТПУ, 2008. - 204 с.
171. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов./ А.Ф. Коробейников. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. - 326 с.
172. Королев В.А. Зависимость структур рудных полей и месторождений от сочетания вмещающих толщ. / В.А. Королев // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 139 - 145.
173. Косалс Я.А. Генетические основы модели редкометального рудообразования, связанного с многофазными гранитоидальными интрузиями. /

- Я.А. Косалс, Г.Р. Колонин // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 39 - 48.
174. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. / А.И. Кривцов - М.: Недра, 1989. - 288 с.
175. Кринчик Г.С. Физика магнитных явлений. / Г.С. Кринчик - М.: Изд. МГУ, 1985. - 336 с.
176. Криштал М.А. Многокомпонентная диффузия в металлах. / М.А. Криштал, А.И. Волков - М.: Metallurgy, 1985. - 176 с.
177. Кузнецов А.Е. К вопросу об оценке длительности процессов минералообразования. / А.Е. Кузнецов // Физико-химия эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1979 г. – с. 163-176.
178. Кузнецов К.Е. К оценке явления самодиффузии в бинарных системах. / К.Е. Кузнецов // Физико-химия эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1979. – с. 129-162.
179. Кузнецов В.А. Геолого - генетические модели рудных формаций. / В.А. Кузнецови др. // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 5 - 14.
180. Кузнецов В.Р. Турбулентность и горение. / В.Р. Кузнецов, В.А. Сабельников - М.: Наука, 1986. - 288 с.
181. Кулагашев А.И. Особенности распределения богатых руд в полиметаллических рудных полях Восточного Забайкалья. / А.И. Кулагашев // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 235 - 239.
182. Куно Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии. / Х. Куно // Земная кора и верхняя мантия. Серия «Науки о Земле», т.43. - М.: Мир. 1972. - С. 448-455.
183. Курдюмов Л.Д. Закономерности эрозионно-аккумулятивного процесса. - Л.: Гидрометеиздат, 1977-128 с

184. Кучеренко И.В. Базальтогенная концепция образования мезотермальных золотых месторождений / И.В. Кучеренко // Современные наукоёмкие технологии, 2008, №4, с. 35-37
185. Кучеренко И.В. Теория и практика формационного метода в рудной геологии. Ч.1 // Изв. Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. - №4. - С. 30-37.
186. Кучеренко И.В. Теория и практика формационного метода в рудной геологии. Ч.2 // Изв. Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. - №5. - С. 28-35.
187. Кучеренко И.В. Теория и практика формационного метода в рудной геологии. Ч.3 // Изв. Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. - №6. - С. 25-30.
188. Кюнён Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий. / Ф. Кюнён // Геология и геофизика морского дна. - М.: Мир, 1969, с. 59-87
189. Лаверов Н.П. Влияние физико - механических свойств пород на рудообразование в депрессиях вулканического происхождения. / Н.П. Лаверов, В.Л. Барсуков // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 86 - 95.
190. Лазько Е.М. Термобарогеохимия и прогнозирование постмагматического оруденения. / Е.М. Лазько и др. // Термобарохимические исследования процессов минералообразования. - Новосибирск: Наука, 1988. - С. 136 - 149.
191. Лапухов А.С. О влиянии внутреннего развития рудообразующих динамических систем на распределение рудных столбов в полиметаллических месторождениях Салаирского кряжа. / А.С. Лапухов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 243 - 251.

192. Лебедев В.И. Кобальтовые рудные формации юга Сибири. / В.И. Лебедев // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 76 - 84.
193. Левенштейн М.Л. Особенности преобразования органического вещества на поздних стадиях литогенеза (катагенез и метагенез). / М.Л. Левенштейн, М.В. Голицын, Э.М. Пах, Н.В. Иванов // Угленосные формации и их генезис. - М.: Наука. 1973. – с. 105-112
194. Лейе Ю.А. Структурные условия локализации рудных тел и рудных столбов на некоторых месторождениях линейно - трещинного типа. / Ю.А. Лейе, Э.П. Тихоненков // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 270 - 274.
195. Лейси Э.Д. Изучение скорости метаморфических реакций. / Э.Д. Лейси // Природа метаморфизма. Серия «Науки о Земле», т.2. - М.: Мир. 1967. - С. 147-160.
196. Леоненко Л.Л. О применении языка тернарного описания к моделированию значений системных параметров и установлению общесистемных закономерностей. / Л.Л.Леоненко, И.Н. Сараева // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. 1984. - М.: Наука, с. 181 - 193.
197. Ли В.Г. Обобщённая модель стратиформных свинцово - цинковых месторождений Казахстана. / В.Г.Ли, Н.М.Митряева, Г.Б. Паталаха // Генетические модели эндогенных рудных формаций, т. 2. - М.: Наука, 1983. - С. 95 - 102.
198. Лисовский А.Ф. Миграция расплавов металлов в спечённых композиционных телах. / А.Ф. Лисовский - Киев: Наукова думка, 1984, 256 с.
199. Littleford D. H. Kalengwa copper mine is Zambia's mighty midget. / D. H. Littleford, A. R. Maycock // World Mining., 1972, 25, N6, 32 - 37 .
200. Лозовский В.И. Методика геометризации и анализа рудных столбов в месторождениях золота Восточного Забайкалья. / В.И. Лозовский, С.С.

- Максимов, В.Н. Никулин // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 124 - 130.
201. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. /Ф.А. Летников – Новосибирск: Наука, 1992. – 229 с.
202. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. – 2001. - Т.43. - №4. – С. 291 – 307.
203. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики / Отв. Ред. Д.В. Рундквист. – М: ГЕОС, 2000. С. 204 – 214.
204. Лучшева А.А. Практическая гидрология. / А.А. Лучшева - Л: Гидрометеоиздат, 1976. - 440 с.
205. Любов Б.Я. Диффузионные процессы в неоднородных твердых средах. / Б.Я. Любов - М.: Наука, 1981. - 295 с.
206. Мазуров В.П. Формационные типы и генетические модели эндогенных месторождений. / В.П. Мазуров // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 99 - 105.
207. Мазуров М.П. Структура рудообразующих систем скарново - магнетитовых месторождений. / М.П. Мазуров // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 129 - 135.
208. Мак-Лин Д. Метаморфизм в металлах. / Д. Мак-Лин // Природа метаморфизма. Серия «Науки о Земле», т.2. - М.: Мир. 1967. - С. 109-125.
209. Макеев Б.В. Структура рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова. / Б.В. Макеев, А.Б. Павловский, В.Т. Покалов и др.- М.: Недра, 1983. - 234 с.
210. Малиновский Е.П. Джидинский рудный район. / Е.П. Малиновский, Д.О. Онтоев // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. - М.: Наука, 1983. - С. 182 - 207.

211. Малыгин А.А. Магматические и другие факторы контроля рудных масс в Лениногорском рудном поле. / А.А. Малыгин // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 258 - 264.
212. Маннинг Дж. Кинетика диффузии атомов в кристаллах. / Дж. Маннинг - М.: Мир, 1971- 431 с.
213. Маракушев А.А. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. / А.А. Маракушев, Н.И. Безмен - М.: Наука, 1971. - 229 с.
214. Матвеев А.К. Угольные месторождения зарубежных стран (Евразия). / А.К. Матвеев - М.: Недра, 1966. - 460 с.
215. Матвеев А.К. Угольные месторождения зарубежных стран (Африка). / А.К. Матвеев - М.: Недра, 1969. - 128 с.
216. Математический энциклопедический словарь. /Гл. ред. Ю.В.Прохоров. – М. Сов. энциклопедия,1988.-847с.
217. Меликян Л.С. Физико - механические свойства рудовмещающих пород и некоторые вопросы локализации гидротермального оруденения на Зодском золоторудном месторождении. / Л.С. Меликян // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 187 - 195.
218. Менерт К.Р. Мигматиты и происхождение гранитов. / К.Р. Менерт - М.: Мир, 1971. - 328 с.
219. Мигматиты. (Под ред. Дж. Р.Эшуорта).- М.: Мир, 1988.-344 с.
220. Миловский А.В. Минералогия и петрография. / А.В. Миловский - М.: Недра, 1973, - 368 с.
221. Миронов К.В. Справочник геолога - угольщика. / К.В. Миронов - М.: Недра, 1982. - 311 с.
222. Михалева Л.А. Латеральная зональность базитов самостоятельных малых интрузий и связанного с ними оруденения в активизированных структурах юга Сибири. / Л.А. Михалева // Эндогенные рудные

- формации Сибири и проблемы рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 185 - 191.
223. Мияки Я. Основы геохимии. / Я. Мияки - Л.: Недра, 1969. - 324 с
224. Моисеенко В.Г. Рудные столбы в некоторых месторождениях золота Приамурья. / В.Г.Моисеенко, И.И. Фатьянов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 61 - 70.
225. Молдованов А.И. Заиление прудов и водохранилищ в степных районах. / А.И. Молдованов -Л.: Гидрометеиздат, 1978.-128 с.
226. Мюкке Г. Не такие уж редкие эти "редкие земли". / Г. Мюкке, П. Меллер - В мире науки, 1988, №3. с. 50 - 56.
227. Налдретт А.Дж. Сульфидные никелевые месторождения. / А.Дж. Налдретт // Генезис рудных месторождений. Т.2. - М.: Мир, 1984
228. Нарсеев В.А. Критерии выделения рудных столбов месторождений золота Казахстана. / В.А. Нарсеев, Г.Б. Левин, Н.Г. Гражданцев // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 177 - 181.
229. Наумов В.Б. Генетические аспекты формирования редкометального ору-денения. / В.Б. Наумов, Г.Ф. Иванова, В.В. Шапенко // Генетические мо-дели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 48 - 56.
230. Наумов Г.Б. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процес-сов в моделях эпигенетического рудообразования. / Г.Б. Наумов и др. // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 34 - 42.
231. Невский В.А. Влияние геологических условий деформации на изменение физико - механических свойств горных пород. / В.А. Невский // Роль фи-зико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 52 - 59.
232. Некрасов И.Я. Физико - химические условия образования оловянной ми-нерализации двух геохимически различных типов. / И.Я. Некрасов //

- Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 56 - 62.
233. Некрасов И.Я. Физико - химические параметры и модели минералообразования месторождений серебра. / И.Я. Некрасов // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 34 - 43.
234. Некрасов Е.М. Систематика и особенности образования рудных столбов свинцово - цинковых месторождений трещинного типа. / Е.М. Некрасов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 215 - 225.
235. Никитин А.А. Физико-химические условия образования урановых месторождений, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах. – В кн. Геохронология и проблемы рудообразования. – М.:Наука, 1977, с.151-154.
236. Николаев В.И. Системотехника: методы и приложения. / В.И. Николаев, В.М. Брук - Л.: Машиностроение, Ленингр. Отд - ние, 1985. - 199 с.
237. Новик И.Б. Системный стиль мышления (особенности познания и управления в сложных системах). / И.Б. Новик // Новое в жизни, науке, технике. Сер. "Философия", №1. - М.: Знание, 1986. - 64 с.
238. Оболенский А.А. Генетические ряды рудных формаций эпитеpmальных месторождений областей мезозойского дейтероорогенеза и их прогнозно - металлогеническое значение. / А.А. Оболенский, Р.В. Оболенская, А.С. Борисенко // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1986. – С. 47 - 58.
239. Овчинников Л.Н. Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения. / Л.Н. Овчинников // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 26 - 34.
240. Овчинников Л.Н. О физико - химических факторах пространственного разделения металлов в динамических условиях. / Л.Н. Овчинников, Н.Ф. Челищев, В.Н. Наджарян // Кинетика и динамика геохимических процессов. - М.: 1971, с. 144 - 150.

241. Овчинников Л.Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. / Л.Н. Овчинников // Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. - С. 443 - 490.
242. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. / Л.Н. Овчинников - М.: Недра, 1988. - 255 с.
243. Онихимский В.В. Важные факторы построения модели эндогенного рудообразования. / В.В. Онихимский, В.И. Гаврилов // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 42 - 46.
244. Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений забайкалья. / Д.О. Онтоев - Новосибирск: Наука, 1974, 242 стр.
245. Орир Дж. Физика. / Дж. Орир - М.: Мир, 1981. - 336 с. - Т.1.
246. Осипов А.И. Самоорганизация и хаос. (Очерк неравновесной термодинамики). / А.И. Осипов // Новое в жизни, науке, технике. Сер. "Физика", №7. - М.: Знание, 1986. - 64 с. -
247. Основные проблемы современной металлогении / Н.С.Малич, К.А. Марков, В.Е. Попов, Б.В. Соловьев, В.М. Терентьев, А.Д. Щеглов - СПб, Изд. ВСЕГЕИ.1995.- 32 с.
248. Основные типы рудных формаций: Терминологический справочник. Под ред. Ю.А.Косыгина, Е.А.Кулиша. - М.: Наука, 1984. - 316 с.
249. Павлова И.Г. Геолого - генетические модели молибдено - медных порфировых месторождений. / И.Г. Павлова // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 127 - 135.
250. Парк Ч.Ф. Рудные месторождения. / Ч.Ф. Парк, Р.А. Мак - Дормид - М.: Мир, 1966. - 544с.
251. Перваго В.А. Условия формирования и геолого - экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. / В.А. Перваго - М.: ,Недра,1983. 406 с.

252. Pelissonnier H. Les dimensions des gisements de cuivre du monde. Essai de metallogenie quantitative. / H. Pelissonnier // Mem. Bur. rech. geol. et minieres., 1972, N57, 405 p., ill., cart. (франц.).
253. Пизнюр А.В. Модель эволюции рудоносных флюидов - основа локальной оценки и прогноза оруденения. / А.В. Пизнюр // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 148 - 153.
254. Покровская И.В. Модель формирования многоэтажного вулканогенного полиметаллического месторождения Рудного Алтая. / И.В. Покровская, О.А. Ковриго // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 112 - 121.
255. Половинкина Ю.И. Геологические закономерности развития магматизма на территории СССР. / Ю.И. Половинкина // Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. - М.: Госгеолтехиздат. 1960.-782 с.
256. Попов В.С. Геология и генезис медно - и молибден - порфириновых месторождений. / В.С. Попов - М.: Наука, 1977. – 201 с.
257. Поспелов Г.Л. Статические и динамические факторы локализации рудных столбов и месторождений. / Г.Л. Поспелов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. с. 12 - 22.
258. Потапов А.А. О проявлении рудных столбов на некоторых месторождениях Змеиногорского рудного района. / А.А. Потапов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 264 - 270.
259. Поцелуев А.А. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез / А.А. Поцелуев, Л.П. Рихванов, А.Г. Владимиров, И.Ю. Анникова, Д.И. Бабкин, А.Ю. Никифоров, В.И. Котегов – Томск: СТТ, 2008. – 226 с.
260. Поцелуев А.А. Углеродистые вещества в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях / А.А. Поцелуев // Изв. Томского политехнического университета. – 2010. – Т. 316. - №1. - С. 16-23.

261. Пригожин И. Порядок из хаоса. / И. Пригожин, И. Стенгерс - М.: Прогресс, 1986. - 432 с.
262. Прокин В.А. Модель формирования медноколчеданных месторождений Уральского типа. / В.А.Прокин, П.Я. Ярош, В.Ф. Рудницкий // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 102 - 108.
263. Пуарье Ж.- П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. / Ж.- П. Пуарье - М.: Мир, 1988. - 287 с.
264. Пэк А.А. Роль фильтрационных свойств пород Гайского рудного поля в локализации медноколчеданного оруденения. / А.А. Пэк, В.С. Требухин, А.Н. Геракови др. // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 102 - 118.
265. Рабинович К.Р. Рудные столбы и зональность золоторудных месторождений. / К.Р. Рабинович, В.Н.Акчурина, В.А. Булытников // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 75 - 81.
266. Рапопорт А. Различные подходы к построению общей теории систем: элементаристский и организмический. / А. Рапопорт // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. 1983. - М.: Наука, с. 42 - 60.
267. Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов. / Н. Раст // Природа метаморфизма. Серия «Науки о Земле», т.2. - М.: Мир. 1967. - С. 78-108.
268. Рехарский В.И. Изменение физико - механических свойств пород при формировании метасоматитов и оруденения Каджаранского месторождения. / В.И. Рехарский // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 160 - 164.

269. Розанов Ю.А. Роль физико - механических свойств горных пород в процессах петро - и рудогенеза. / Ю.А. Розанов // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 25 - 35.
270. Ронов А.Б. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. / А.Б. Ронов - М.: Наука, 1990. - 182 с
271. Росляков Н.А. Геохимические поисковые критерии золоторудных столбов в кварц - сульфидных зонах. / Н.А. Росляков, В.Г. Звягин // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 111 - 119.
272. Рослякова Н.В. Зависимость концентрации золота в рудных столбах Старо - Берикульского месторождения от условий их образования. / Н.В. Рослякова // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 146 - 153.
273. Рундквист Д.В. Общие принципы построения геолого - генетических моделей рудных формаций. Т.1. / Д.В. Рундквист - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 14 - 26.
274. Рундквист Д.В. Металлогения на рубеже столетия / Д.В. Рундквист, И.К. Рундквист // Вестник Российской Академии Наук – 1994. – Т. 64. - №7. - С. 588-605.
275. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. / К.А.Марков, В.А.Трофимов, Ю.Г.Старицкий и др.; Под ред. Д.В. Рундквиста. – Л.:Недра, 1981.-423 с.
276. Ручкин А.И. Холоднинское месторождение - представитель докембрийских колчеданно - полиметаллических месторождений. / А.И. Ручкин и др. // Геолог. рудн. местор., 1975, №5, с. 3 - 17.
277. Сальников В.Н. Геология и самоорганизация жизни на Земле. / В.Н. Сальников, Е.С. Потылицына. – Томск: СТТ, 2008. – 429 с.
278. Самарский А.А. Нелинейные явления и вычислительный эксперимент. / А.А. Самарский и др. // Вестн. АН СССР, №9, 1985. - С. 64 - 77.

279. Санин Б.П. Основные закономерности локализации полиметаллического оруденения Приаргунья. / Б.П. Санин, Р.А. Торосян, А.Д. Глазунова и др. // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 226 - 231.
280. Сауков А.А. Геохимия. / А.А. Сауков - М.: Госгеолыздат, 1950. - 347 с.
281. Сахарова М.С. Минералого - геохимические особенности золоторудных столбов на Дарасунском месторождении. / М.С. Сахарова // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 103 - 111.
282. Сахарова М.С. Накопление и перегруппировка вещества в процессе образования золото - сульфидного оруденения в терригенно - осадочных толщах. / М.С. Сахарова, Н.Н. Кривицкая, С.К. Роховская // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 227 - 236.
283. Свойства элементов: Справ. изд. - М.: Металлургия, 1985. - 672 с.
284. Семенов Е.И. Минералогия редких земель. / Е.И. Семенов - М.: Изд. АН СССР, 1963.- 412 с.
285. Семинский Ж.В. Структуры рудных месторождений Сибири. / Ж.В. Семинский, В.А. Филонюк, А.Л. Черных - М.: Недра, 1987. - 183 с.
286. Семенов Е.И. О содержании циркония в титановых минералах. / Е.И. Семенов. // Труды ИМГРЭ АН СССР, 1959, в. 2.
287. Сидоров А.А. К вопросу о формировании бананц в месторождениях золото - серебряной формации Охотско - Чукотского вулканогенного пояса. / А.А. Сидоров, В.И. Найбородин, Р.А. Еремин и др. // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 70 - 75.
288. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза. / В.И. Синяков - Л.: Недра, 1987. - 192 с.
289. Системный анализ в геологии. 2 Всес.конф. Тезисы // Докл.- М.: 1986.
290. Слейбо У. Общая химия. / У. Слейбо, Т. Персонс - М.: Мир, 1979. - 550 с.

291. Смирнов В.И. Согласно и секущие границы рудных тел стратиформных рудных месторождений. / В.И. Смирнов - // Минер. месторождения. - М.: Наука, 1979. - С. 5 - 19.
292. Смирнов В.И. Энергетические основы постмагматического рудообразования. / В.И. Смирнов - Геол. рудн. месторожд., 1981, №1, с. 5 - 17.
293. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. / В.И. Смирнов - М.: Недра, 1976. - 688 с.
294. Соловова И.П. Глубинные флюиды по данным термобарогеохимии. / И.П. Соловова, В.Б. Наумов, И.Д. Рябчиков и др. // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.- С. 31-41.
295. Сотников В.И. Генетическая модель медно - молибденовой формации. / В.И. Сотников, А.С. Калинин, А.П. Берзина // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 112 - 127.
296. Сотников В.И. Некоторые проблемы формирования аномальных рудных концентраций на штокверковых месторождениях субвулканического типа. / В.И. Сотников // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 370 - 378.
297. Справочник по геохимии. - М.: Недра, 1990.-480 с.
298. Спроул Р. Современная физика. Квантовая физика атомов, твёрдого тела и ядер. / Р. Спроул - М.: Наука, 1974. - 591 с.
299. Spooner E. T. C. Hydrothermal fluids of seawater salinity in ophiolitic sulphide ore deposits in Cyprus. / E. T. C. Spooner, C. J. Bray // Nature, 1977, 266, N5605, p. 808 - 812.
300. Страйер Л. Биохимия: В 3 - х томах. Т.3. Пер. с англ. / Л. Страйер- М.: Мир, 1985. - 400 с.
301. Стромберг А.Г. Физическая химия. / А.Г. Стромберг, Д.П. Семченко - М.: Высшая школа, 1973. - 480 с.

302. Sullivan C. J. Relative discovery potential of the principal economic metals. / Sullivan C. J. // Can. Mining and Met. Bull. ., 1970, 63, N699, 777 - 783 ; Repr. - CIM Trans. ., 1970, 73, 163 - 173.
303. Сыромятников А.Л. Структурная многоярусность рудных столбов на Западно - Палянском ртутном месторождении. / А.Л. Сыромятников // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 307 - 312.
304. Тананаев Г.А. Алмалыкский рудный район. / Г.А. Тананаев, И.Н. Голованов // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. - М.: Наука, 1983. - С. 130 - 151.
305. Тварчрелидзе А.Г. Генетическая модель стратиформного колчеданообразования в вулканогенных и осадочных формациях. / А.Г. Тварчрелидзе // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 80 - 86.
306. Тверитнев Ю.И. Структурные условия локализации руд скарнового типа на примере месторождений Горного Алтая. / Ю.И. Тверитнев // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. с. 156 - 160.
307. Thiergartner Hannes. Zur systemgerechten mathematischen Fassung und rechetchnischen Behandlung geologischer Stoffbeziehungen. / Thiergartner Hannes. // Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. ., 1971, A 16, N3 - 5, 351 - 363 (нем.) .
308. Тимофеевский Д.А. О структурно - морфологических типах рудных столбов в золоторудных месторождениях и соотношение их с зональностью. / Д.А. Тимофеевский // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 50 - 54.
309. Титов В.Н. Роль физико - механических свойств горных пород в размещении апатитового оруденения Хибинского массива. / В.Н. Титов // Роль физико - механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1973. - С. 151 - 160.

310. Томпсон Дж. М.Т. Неустойчивости и катастрофы в науке и технике: Пер. с англ. / Дж. М.Т. Томпсон - М.: Мир, 1985. - 254 с.
311. Трошин Ю.П. Модель формирования геохимического поля вокруг редко-металльных плюмазитовых гранитов. / Ю.П. Трошин, В.И. Гребенщикова, С.М. Бойко и др. // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 209 - 217.
312. Тугаринов А.И. Общая геохимия. / А.И. Тугаринов - М.: Атомиздат, 1973. - 288 с.
313. Туркин И.С. Вертикальная зональность распределения элементов в рудах Чаганузунского месторождения ртути в Горном Алтае. В сб.: Минералогия, геохимия рудных месторождений Сибири. 1977. Вып.6, с.56-61.
314. Тычинский А.А. Условия образования руд формации стратиформных сингенетично - эпигенетических свинцово - цинковых месторождений Прибайкалья. / А.А. Тычинский // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1986. с. 150 - 156.
315. Уемов А.И. Основы формального аппарата параметрической общей теории систем. / А.И. Уемов // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. 1984. - М.: Наука, с. 152 - 180.
316. Ушаков В.Я. О роли неоднородности полимеров в развитии разрушения под действием электрического поля. / В.Я. Ушаков и др. - Физ. тв. тела, т. 27, в. 8, 1985. - С. 2361 - 2366.
317. Файзиев А.Р. Использование декриптофонического метода при поисково - разведочных работах на серебро - полиметаллическое оруденение. / А.Р. Файзиев, Ф.Ш. Искандеров // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. - Новосибирск: Наука, 1988. с. 185 - 194.
318. Файф У. Несколько мыслей о гранитных магмах. / У. Файф // Механизм интрузий магмы. Серия «Науки о Земле», т.48. - М.: Мир. 1972. - С. 173-186.

319. Ферхуген Дж. Земля. Введение в общую геологию. / Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др. - М.: Мир, 1974. - 845 с.
320. Философские проблемы теории адаптации. Под ред. Г.И. Царегородцева. - М.: Мысль, 1975. - 277 с.
321. Флеров Б.Л. Рудные столбы на оловянных месторождениях северо - востока СССР. / Б.Л. Флеров // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 346 - 355.
322. Флеров Б.Л. Модель формирования оловорудных формаций. / Б.Л. Флеров // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. с. 17 - 24.
323. Фокс Р. Энергия и эволюция жизни на Земле. / Р. Фокс – М.: «Мир», 1992. – 215 с.
324. Фортескью Дж. Геохимия окружающей среды. / Дж. Фортескью - М.: Прогресс, 1985. - 360 с.
325. Франклин Дж. Н. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации. / Дж. Н.Франклин, Дж.У. Лайдон, Д.Ф. Сангстер // Генезис рудных месторождений. Т.2. - М.: Мир, 1984. - 390 с.
326. Хазагаров А.М. Особенности образования и размещения рудных столбов на золоторудных месторождениях Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. / А.М. Хазагаров // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 131 - 136.
327. Харрисон У. Электронная структура и свойства твердых тел: Физика химической связи: Пер. с англ. / У. Харрисон - М.: Мир, 1983. - Т.1. - 381 с.
328. Хомич В.Г. Об условиях образования рудных столбов в жилах Балейского рудного поля. / В.Г. Хомич // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 81 - 89.
329. Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). / Р. Хорн - М.: Мир, 1972. - 399 с.

330. Хребтов В.М. Роль дизъюнктивных нарушений в локализации оруденения Певекского оловорудного узла. / В.М. Хребтов // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 355 - 362.
331. Хрусталеv Б.П. Обменные взаимодействия в ферромагнитных плёнках Fe - SiO с кластерной структурой. / Б.П. Хрусталеv, А.Д. Балаев // Физ. тв. тела, т. 27, в. 11, 1985. с. 3222 - 3229.
332. Чевычелов В.Ю. Возможный механизм формирования рудоносного (свинец - и цинксодержащего) магматогенного флюида. / В.Ю. Чевычелов // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 71 - 84.
333. Чекалин В.М. Геолого - генетическая модель полиметаллических месторождений Таловского рудного района. / В.М. Чекалин // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 87 - 95.
334. Чхартишвили Г.С. Машинно - ориентированный подход к исследованию динамических систем. / Г.С. Чхартишвили, В.А. Шахин // Электронное моделирование. - 1985, т. 7, №5. - С. 36 - 39.
335. Шарапов В.Н. Физическая модель генетической связи с интрузивными массивами. / В.Н. Шарапов, А.Н. Черепанов // Эндогенные рудные формаций Сибири и проблемы рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 110 - 118.
336. Шафрановский И.И. Симметрия в природе. / И.И. Шафрановский - Л.: Недра, 1968. - 184с.
337. Шварцев С.Л. Геологическая система «вода - порода» / С.Л. Шварцев // Вестник Российской Академии Наук, т.67, №6, 1997.
338. Шварцев С.Л. Природа и механизм самоорганизации геологической системы вода – порода // Самоорганизация природных и социальных систем: Материалы семинара. Алма-Ата, 1995. – С. 63-65.
339. Шкловский И.С. Звезды: их рождение, жизнь и смерть. / И.С. Шкловский - М.: Наука, 1984. - 384 с.

340. Шрейдер Ю.А. Особенности описания сложных систем. / Ю.А. Шрейдер // Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник. - М.: Наука, 1983. - С. 107 - 124.
341. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). / А.Д. Щеглов - Л.: Недра, 1987. - 231 с.
342. Шейнманн Ю.М. Связь щелочных формаций со структурами материков. / Ю.М. Шейнманн // Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. - М.: Госгеолтехиздат. 1960.-782 с.
343. Щерба Г.Н. Геолого - генетические модели главных типов эндогенных редкометальных месторождений Казахстана. / Г.Н. Щербаи и др. // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. - С. 3 - 14.
344. Щербаков Ю.Г. Золоторудные столбы в скарнах Синюхинского месторождения. / Ю.Г.Щербаков, Н.В. Рослякова // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 160 - 165.
345. Щербаков Ю.Г. Генетическая модель гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений. / Ю.Г. Щербаков, Н.В. Рослякова // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2. - М.: Наука, 1983. с. 132 - 137.
346. Эбелинг В. Теория связанных состояний и ионизационного равновесия в плазме и твердом теле. / В. Эбелинг, В. Крефт, Д. Кремн - М.: Мир, 1979. - 262 с.
347. Яковлев Г.Ф. Первичные и преобразованные вулканогенные колчеданно - полиметаллические месторождения Рудного Алтая. / Г.Ф. Яковлев и др. // Проблемы генезиса колчеданно - полиметаллич. месторождений Рудного Алтая. - Алма - Ата: Наука, 1977. - С. 49 - 61.
348. Яковлев Г.Ф. Полигенность и полихронность колчеданно - полиметаллических месторождений Рудного Алтая. / Г.Ф.Яковлев, М.Г. Хисамутдинов, Ю.А. Демин // Геол. рудн. месторожд., 1976, №2, с. 66 - 77.

349. Янишевский Е.В. О факторах формирования рудных столбов. // Проблемы образования рудных столбов. / Е.В. Янишевский - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 231 - 235.
350. Яновский В.Н. Рудные столбы в боковой структуре Кочканарского золото - мышьякового месторождения. / В.Н. Яновский // Проблемы образования рудных столбов. - Новосибирск: Наука, 1972. - С. 193 - 198.
351. Хакен Г. Синергетика. / Г. Хакен – М.: «Мир», 1980. – 404 с.
352. Химический энциклопедический словарь. /Гл. ред. И.Л.Кнунянц. - М.: «Советская энциклопедия», 1983 - 792 с.