

В обычной практике геохимическое картирование предполагает отражение геохимических полей, специфика которых позволяет геологам решать различные прикладные задачи. Уникальность предлагаемого принципа литолого-геохимического картирования осадочных бассейнов заключается не только в выделении уровней накопления и рассеяния элементов в разрезах осадочных комплексов на основе расчёта региональных кларков (что само по себе очень важно для поисков стратиформных рудных месторождений), но и получить информацию об источниках металлов при формировании рудных месторождений под влиянием различных агентов рудообразования на матрицу осадочных пород (регионального метаморфизма, магматизма, метасоматизма, гидротермальной деятельности). Реализованный принцип картирования на примере складчатых структур юго-восточного обрамления Сибирской платформы позволил рассмотреть фундаментальные вопросы эволюции самих источников рудообразования с непременным участием химического состава матрицы осадочных пород.

Геохимия осадочных бассейнов

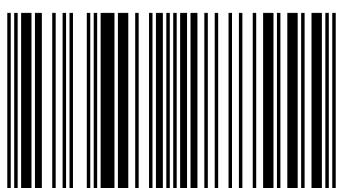


Александр Кокин



Александр Кокин

Кокин Александр Васильевич — доктор геолого-минералогических наук. Специалист в области поисков, оценки перспективности рудных объектов. Основное направление деятельности: геология, минералогия, геохимия рудных месторождений, минералогическое, геохимическое картирование, эволюция источников металлов при формировании рудных месторождений.



978-3-659-28855-5

Кокин

Геохимическое картирование с целью оценки источников рудообразования

Анализ источников рудообразования в
рамках геохимического картирования

LAP LAMBERT
Academic Publishing

Александр Кокин

**Геохимическое картирование с целью оценки источников
рудообразования**

Александр Кокин

**Геохимическое картирование с
целью оценки источников
рудообразования**

**Анализ источников рудообразования в рамках
геохимического картирования**

Impressum / Выходные данные

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Alle in diesem Buch genannten Marken und Produktnamen unterliegen warenzeichen-, marken- oder patentrechtlichem Schutz bzw. sind Warenzeichen oder eingetragene Warenzeichen der jeweiligen Inhaber. Die Wiedergabe von Marken, Produktnamen, Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen u.s.w. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutzgesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Библиографическая информация, изданная Немецкой Национальной Библиотекой. Немецкая Национальная Библиотека включает данную публикацию в Немецкий Книжный Каталог; с подробными библиографическими данными можно ознакомиться в Интернете по адресу <http://dnb.d-nb.de>.

Любые названия марок и брендов, упомянутые в этой книге, принадлежат торговой марке, бренду или запатентованы и являются брендами соответствующих правообладателей. Использование названий брендов, названий товаров, торговых марок, описаний товаров, общих имён, и т.д. даже без точного упоминания в этой работе не является основанием того, что данные названия можно считать незарегистрированными под каким-либо брендом и не защищены законом о брэндах и их можно использовать всем без ограничений.

Coverbild / Изображение на обложке предоставлено: www.ingimage.com

Verlag / Издатель:

LAP LAMBERT Academic Publishing

ist ein Imprint der / является торговой маркой

OmniScriptum GmbH & Co. KG

Heinrich-Böcking-Str. 6-8, 66121 Saarbrücken, Deutschland / Германия

Email / электронная почта: info@lap-publishing.com

Herstellung: siehe letzte Seite /

Напечатано: см. последнюю страницу

ISBN: 978-3-659-28855-5

Copyright / АВТОРСКОЕ ПРАВО © 2014 OmniScriptum GmbH & Co. KG

Alle Rechte vorbehalten. / Все права защищены. Saarbrücken 2014

Оглавление

Введение.....	2
1. Объекты и масштаб геохимического картирования.....	9
2. К методике литогеохимического опробования разрезов в бассейнах осадко-накопления.....	12
2.1. Геологическая основа геохимического картирования.....	16
2.2. Требования к аналитике.....	18
3. Теоретические основы геохимического картирования.....	22
3.1. Принцип выделения геохимических ассоциаций в картируемых геологических телах.....	31
3.2 Региональные кларки как основа расчёта и выбора элементов геохимического картирования.....	40
3.3 Расчёт региональных кларков химических элементов на примере геологических структур восточного обрамления Сибирской платформы.....	41
3.4. Временная циклично - зональная последовательность накопления и рассеяния химических элементов и волновая природа флюидонасыщенности разреза исследуемой земной коры Южного Верхоянья.....	51
4. Процедура подготовки основы геохимического картирования при лито-геохимических исследованиях осадочных бассейнов.....	57
5. Процедура выделения и картирования геохимических ассоциаций.....	64
6. Отражение на карте геохимических ассоциаций, участвующих в рудообразовании различных источников.....	101
7. Комплексирование литого-геохимических с петрофизическими исследованиями разрезов осадочных бассейнов.....	103
8. К эволюции источников металлов при формировании рудных месторождений.....	113
Заключение.....	116
Литература.....	119
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	128

Введение

Геохимия, как наука об истории образования ядер, атомов, изотопов химических элементов, как наука об истории вхождения их в различные иерархические уровни организации геологических тел (минеральные, породные, формационные и т. д.), как прикладная наука о миграции (накоплении и рассеянии) элементов в различных образованиях и средах [84, 88-91, 31, 62, 27, 28], является, кроме того, мощным инструментом в выявлении особенностей геохимии как самих осадочных бассейнов, так и рудных месторождений, локализованных в них. В этом смысле картирование накопления и рассеяния химических элементов в геологических телах в их пространственно-временных связях даёт возможность не только прочитать их историю, но и получить важную научную и прикладную информацию об источниках рудообразования, поскольку *рудообразование пространственно и парагенетически связано не только с осадконакоплением, магматизмом, вулканизмом, гидротермально-метасоматической деятельностью, но и с обменом вещества между вмещающей средой, находящейся под постоянным влиянием теплового потока, исходящего из недр Земли.*

В основе прикладных геохимических исследований лежат различные аналитические методы и средства [7], которые получили самостоятельное направление изучения в рамках аналитической геохимии [4,64]. Особенно интенсивно развивается прикладная геохимия при исследовании закономерностей распределения отдельных элементов в осадочных [29, 30, 38, 40, 51, 58, 59], метаморфических [5, 63, 77, 88], изверженных породах [1, 3, 23, 84], рудах [65], минералах [20, 21, 23, 24], живом веществе, углях [89], при изучении поведения различных изотопов [11, 81]. Важное направление получили термобарогеохимические исследования руд, минералов и самих пород вмещающей геологической среды для построения различных моделей рудообразования [8, 50]. Наиболее перспективными являются исследования количественных распределений элементов в геологических телах разного иерархического уровня относительно региональных кларков или геофона [9, 10, 12] осадочных, изверженных, метаморфических пород [88, 54, 42] с целью последующей оценки уровня накопления [74, 48, 73] и рассеяния [34] элементов при геохимическом картировании.

Многообразие существующих современных геохимических карт — это попытка поиска эффективных решений по отображению геохимической информа-

ции в разных средах с целью возможности не только выявить, но и понять особенность и специфику [80, 91] формирования геохимических полей, решать прикладные задачи в области геохимии ландшафтов, выявления различных аномальных концентраций химических элементов с целью поисков широкого круга месторождений полезных ископаемых, включая рудные и нерудные, месторождения нефти и газа, радиоактивных и других элементов. Предлагаемый новый метод — один из них.

Как известно, элементом картирования могут выступать как отдельные химические элементы в различных геологических телах [56] и средах (осадочных, изверженных, метаморфических породах, формациях, комплексах, вторичных ореолах и потоках рассеяния, газовых ореолах), так и ассоциации химических элементов. Обычно используются различные методы усиления геохимических сигналов (положительных и отрицательных аномалий на основе расчета геохимического фона) с помощью отражения на картах аддитивных или мультиплексивных показателей. Эффектный результат получается, если геохимик в качестве элемента картирования использует различные отношения концентраций химических элементов или их ассоциаций в первичных ореолах, способных отражать зональность геохимических полей. На этой основе могут быть определены уровни эрозионного среза геохимических аномалий при условии выявления векторов зонального распределения элементов или их ассоциаций. Важно только понять, какие элементы или их ассоциации необходимо брать в качестве таких отношений? Общепринятой методики и модели на этот счёт не существует и геологи опираются на собственный опыт с большей или меньшей эффективностью в приложении к поискам месторождений полезных ископаемых и оценки перспектив на обнаружение новых в пределах выявленных геохимических аномалий. В этом смысле геохимическое картирование как таковое до сих пор не обрело принципа, который бы мог позволить в рамках откартированных геологических тел одновременно получить:

- представление о химическом составе и геохимических особенностях среды, в которой происходит рудообразование;
- степени её неравновесности (энергоёмкости) относительно стратифицированного разреза и способности при определённых условиях вмещать или экстрагировать химические элементы;
- получить представление о возможных источниках рудообразования.

Наконец не известно, как вписываются химические свойства отдельного элемента в ассоциации, которые, как правило сопровождают интересующие нас металлы? Если эти геохимические ассоциации устойчивы, то каковы условия их образования, способствующие каждому элементу входить в структуру ассоциаций?

Вопросов много. Но на большинство из них уже ответил Ю.Г.Щербаков [83 – 86], когда составил свою космохимическую классификацию элементов, из которой вывел *новое коллективное геохимическое свойство элементов — образовывать устойчивые ассоциации, сообразуясь с законом периодичности их свойств.*

Автору монографии удалось завершить незаконченную работу выдающегося русского геохимика и показать, что выделенные им восемь основных геохимических ассоциаций в истории земной коры сохраняют свою структуру на разном уровне организации геологических тел: минеральном, породном, на уровне осадочных и изверженных формаций и комплексов, на уровне руд [48].

Весьма перспективны методы картирования косвенных показателей формирования геохимических полей, например, по уровню силы корреляционных связей элементов или их ассоциаций, отражающих информационную сущность не только в первичных ореолах, но и рудах, располагающихся в контуре изученных месторождений, рудопроявлений или точек минерализации.

Интерпретация откартированных геохимических полей зависит не только и не столько от умения геохимика использовать математические методы усиливать тот или иной геохимический сигнал, сколько от знания условий локализации аномалий (специфики ландшафтов, уровня подвижности элементов, форм вхождения элементов в те или иные образования, геологии, структуры, литологии, структурных и текстурных особенностей осадочных пород, их физико-химических свойств и т.д.) [45,55].

Элементами картирования могут также выступать не только избыточные относительно кларка (геофона) элементы или ассоциации элементов, но и дефицитные (например, ниже кларка), картирование которых в конце-концов приведёт к возможности составления динамических геохимических и даже стереогеохимических карт в понимании Ю.Г.Щербакова [46, 86]. Если картирование положительных аномалий связано с возможностью оценить привнос элементов или их ассоциаций в геологическую среду, то картирование отрицательных ано-

малий даёт возможность оценить масштабы их выноса из картируемых геологических сред. Это очень важно для установления источников вещества, генезиса рудных месторождений и масштабов перераспределения вещества при рудообразовании.

Картирование химических, физико-химических особенностей геологических тел на основе выполнения комплекса химических (силикатных, например), петрофизических (плотности, пористости, магнитной восприимчивости, модуля Юнга и др.), радиохимических и других анализов даёт возможность отразить особенности поведения петрогенных и рудогенных элементов в процессе преобразования осадочных толщ и магматических тел под влиянием метаморфизма, метасоматизма и гидротермальной деятельности.

В любом случае геохимическое картирование сводится к оценке геофона картируемых геологических тел, относительно которого по уровню концентраций могут быть выделены избыточные (надкларковые), инертные (равновесные — фоновые или кларковые), дефицитные (ниже кларка, геофона) элементы или ассоциации элементов. Естественно толщи с такими состояниями концентраций будут находиться между собой в неравновесном состоянии. В рамках закона динамического равновесия такие состояния под влиянием различных агентов неизбежно должны переходить в новое состояние равновесности. Непрерывность этого процесса в истории земной коры превращает само её состояние в динамическую открытую систему непрерывного энергетического и химического взаимодействия между различными её стратоуровнами, включая мантию.

Для выделения аномалий в условиях прикладных исследований (поиски по первичным, вторичным ореолам и потокам рассеяния) обычно используют методы математической статистики с оценкой вероятности геохимического сигнала по правилу трёх сигм. А можно воспользоваться методами расчёта региональных кларков пород складчатых областей, и на основе кларков концентраций выделить области избыточного накопления элементов, ассоциаций элементов в геологических комплексах, формациях. Таким образом, могут быть выделены геохимические провинции [29,30], целевые эпохи накопления металлов [37,38] в осадочных комплексах, выявлена периодичность накопления и рассеяния металлов в истории формирования складчатых структур [34,65,66,79].

Первые попытки литолого-геохимического картирования на основе получения новой специфической информации, связанной с возможностью определе-

ния источников металлов при формировании рудных месторождений были предприняты автором ещё в начале восьмидесятых годов прошлого столетия. Этот опыт был обобщён в работе автора [33]. Им была составлена геохимическая карта масштаба 1:500000, включающая геологические структуры восточного обрамления Сибирской платформы: Кыллахское поднятие, Сетте-Дабанский антиклиниорий, Южно-Верхоянский синклиниорий, часть Охотского вулканогенного комплекса в возрастном диапазоне формирования геологических тел от рифея по мел включительно с весьма широким разнообразием по возрасту и составу осадочных и изверженных пород. Особенность этого региона заключается в отсутствии на его территории высоких ступеней метаморфизма. Это позволило впервые выявить в разрезе земной коры Восточной Якутии мощностью около 31 — 33 км уровни и эпохи избыточного накопления различных металлов [34], которые периодически сменялись уровнями рассеяния.

В настоящей монографии предлагается новый принцип геохимического картирования, который позволяет получить информацию о возможных источниках металлов при образовании рудных месторождений разного генезиса.

Необходимые пояснения.

1. В монографии восточное обрамление Сибирской платформы включает в себя с запада на восток: Кыллахское поднятие (КП), Сетте-Дабанский антиклиниорий (СДА), Южно-Верхоянский синклиниорий (ЮВС), а также южную окраину Бараннского антиклиниория и часть Сартангского синклиниория. Эта совокупность структур получила название Южное Верхоянье. Поэтому в тексте, если говорится о Южном Верхоянье (геофон, кларки), имеется ввиду весь разрез, включающий КП, СДА и ЮВС, для которого и рассчитан химический состав и региональные кларки (геофон) элементов.

2. Автор в тексте и в приложениях к нему представил всю имеющуюся необходимую и достаточную на его взгляд химическую, петрофизическую, термобарогеохимическую и геохимическую основу для составления геохимической карты Южного Верхоянья масштаба 1:500000 в рамках обоснованного выбора элементов картирования на основе количественных расчётов степени неравновесности S геохимических ассоциаций, входящих в состав неравновесных картируемых геологических тел (осадочных и изверженных пород).

3. Ввиду невозможности представить сам макет и оригинал геохимической

карты в масштабе 1:500000, автор даёт возможность познакомиться с принципом её составления на разномасштабных фрагментах карт и литолого-геохимических разрезах.

4. Работа выполнена автором на основе многолетних исследований Якутии за период 1972 — 2011 гг.

5. Оригинальный материал исследований, положенный в основу предлагающегося метода геохимического картирования опубликован в многочисленных статьях в журналах и трёх монографиях, которые приводятся в списке литературы не ради самоцитирования, а для обращения к материалам, дополняющим или поясняющим выводы в настоящем тексте.

6. В рамках выявления источников рудообразования мы будем говорить о том, что одним из источников металлов при формировании рудных месторождений является вмещающая среда осадочных пород, если она геохимически типизирована на тот комплекс элементов, какие входят в состав руд в толщах. Автор сознательно будет избегать необходимости объяснения, каким образом в осадочных породах оказались надкларковые концентрации рудогенных элементов. Автор просто будет фиксировать факт их наличия и принадлежности к той или иной геохимической ассоциации и возможность перераспределения металлов в процессе влияния на осадочные комплексы процессов, сопровождающих рудообразование. Источник повышенных концентраций металлов в самих осадочных породах может быть не обязательно сингенетичен осадокообразованию, а чаще является постседиментационным, эпигенетическим при их превращении в горные породы. Сами же породы не являются изолированными и закрытыми системами, а находятся под непрерывным влиянием (изменением) не только окружающей их среды, но и глубинных агентов (градиентов изменчивости температуры, давления и др.).

7. Если (в качестве примера) в составе геохимических ассоциаций осадочных комплексов будут устанавливаться металлы, формирующие ассоциацию руд (вне зависимости от их морфологии) с наличием в них элементов, накопление которых типично для основного или ультраосновного магматизма (например, восьмая ассоциация по классификации Ю.Г.Щербакова [83]: Fe, Ni, Cr, Mn, платиноиды), то в этом случае источником металлов в рудах будет признаваться как сами осадочные породы, так и основной или ультраосновной магматизм, а по величине показателя неравновесности вмещающей среды S – относительный

вклад каждого из них. В случае, если осадочные комплексы не содержат надкларковых концентраций элементов 8-ой ассоциации, а в рудах они присутствуют, значит делается однозначный вывод об источнике металлов, который связан парагенетически с основным или ультраосновным магматизмом. Подобный приём будет использоваться и для установления источников металлов с кислым магматизмом.

Автор искренне благодарен за подготовку рукописи к изданию Марии и Константину Дзреевым.

1. Объекты и масштаб геохимического картирования

Как известно геохимическое картирование для различных целей [80] может проводится в разных масштабах [56]. В рамках обсуждаемого принципа геохимического картирования оно может применяться в масштабах от 1:10000 до 1:1 5 000 000.

В крупном масштабе геохимическое картирование с целью установления возможных источников металлов при образовании рудных месторождений может проводиться на площадях, расположенных на территории рудных месторождений и полей, с одновременным решением задач геохимических поисков рудных тел на флангах месторождений, рудных полей, оценки их перспективности и уровня эрозионного вскрытия рудных тел, геохимических аномалий по индикаторным отношениям элементов, их ассоциаций на основе выявления геохимической зональности первичных или вторичных ореолов рассеяния (если решение такой задачи необходимо).

В этом случае фактура, на которой будет основано геохимическое картирование, включает: наличие геологической карты на картируемую площадь в масштабе геохимического картирования; литолого-геохимических разрезов всего комплекса вмещающих осадочных, вулканогенно-осадочных, метаморфических и магматических пород за пределами влияния рудопроявлений, месторождений и рудных полей в масштабе картирования; результаты представительного опробования пунктов минерализации, рудопроявлений, рудных тел месторождений (или использование имеющихся уже данных по ним), выходов изверженных и метаморфических пород и т.д.; данные по опробованию первичных и вторичных ореолов рассеяния рудных тел, рудных полей в рамках требований соответствующих инструктивных положений в процессе проведение комплекса поисковых работ данного масштаба.

При мелкомасштабном геохимическом картировании (например, как это сделано в настоящей монографии для составления геохимической карты Южного Верхоянья в масштабе 1:500000) для решения проблем выяснения источников металлов при формировании рудных месторождений достаточно в масштабе геохимического картирования составить литолого-геохимические разрезы осадочных, вулканогенно-осадочных, метаморфических и изверженных пород

как за пределами рудных месторождений, рудных полей, рудных узлов, металлогенических зон, так и внутри их (если такая задача ставится). Для совмещённых целей и задач, связанных с поисками и оценкой перспективности рудных объектов, потребуется в масштабе геохимического картирования воспользоваться результатами геохимических съёмок (разного масштаба) по первичным, вторичным ореолам и потокам рассеяния или заново провести эти виды опробования при условии такой необходимости.

Возможен вариант составления мелкомасштабных геохимических карт с целью определения возможных источников металлов при образовании рудных месторождений путём обобщения ранее проведённого комплекса специализированных (геологических, геофизических, литолого-геохимических, геохимических, петрофизических, металлогенических исследований и т. д.) без выполнения полевых работ.

В рамках настоящей монографии ниже будет показан пример подготовки и обработки фактического материала для геохимического картирования с возможным определением источников металлов рудных месторождений в масштабе 1:500000 - 1:1500000 на территории, включающей геологические структуры восточного обрамления Сибирской платформы: Кыллахского поднятия (КП), Сетте-Дабанского антиклиниория (СДА), Южно-Верхоянского синклиниория (ЮВС) с захватом части Охотского вулканогенного пояса (ОВП).

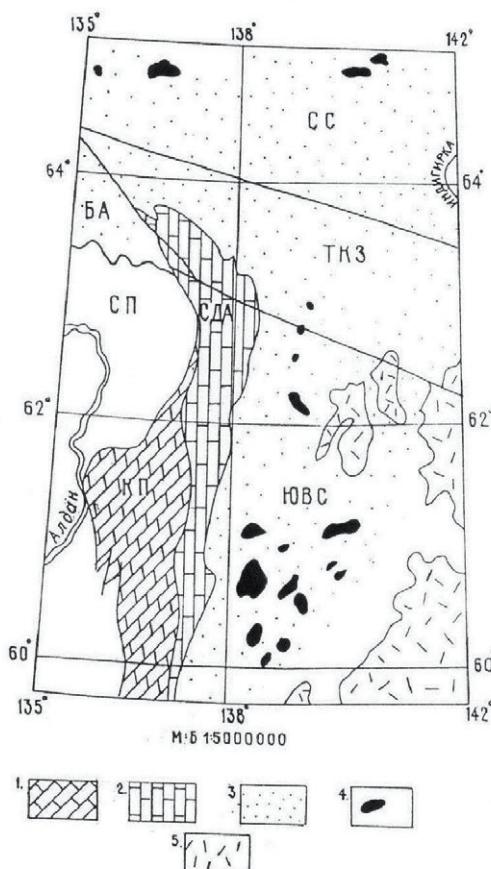


Рис. 1. Структуры юго-восточного обрамления Сибирской платформы:
 СП — Сибирская платформа; КП — Кыллахское поднятие; СДА — Сетте-Дабанский антиклинорий; ЮВС — Южно-Верхоянский синклиниорий; БА - Бараинский антиклиниорий; СС — Сартангский синклиниорий. 1. Терригенно-карбонатный комплекс рифея — венда — кембрия; 2. Карбонатный комплекс кембрия — раннего карбона; 3. Терригенный верхоянский комплекс среднего карбона — юры; 4. Интрузии кислого состава ранне-позднемелового возраста; 5. Вулканогенный охотский комплекс поздней юры — позднего мела.

2. К методике литогеохимического опробования разрезов в бассейнах осадконакопления

Литогеохимическое опробование разрезов может проводиться в разных вариантах, согласуясь с требованиями стандартной методики геохимического опробования. Проводится за пределами влияния глубинных разломов, вне полей развития магматизма и вулканизма за исключением случаев, когда непосредственно ставится задача оценки геофона изверженных пород и разрезов вулканическо-осадочных образований.

Наилучшим (по многолетним исследованиям автора) является вариант опробования разрезов осадочных пород в условиях проведения специализированных литолого-геохимических исследований в процессе геологического картирования масштаба 1:200000 — 1:50000 как самими геологами-съёмщиками, так и специализированными отрядами.

Достоинство варианта специализированных литолого-геохимических исследований заключается в том, что для составления обычных геологических карт геологи на основе стратотипов (в стратотипической местности) выделяют типы геологических разрезов в складчатых структурах, характеризующие исторические и вещественные особенности образования осадочных толщ и в рамках разработанной легенды проводят описание разрезов с одновременным их опробованием. В этом случае, во-первых, достигается единое понимание и представление об истории формирования осадочных образований в бассейнах седиментации с единым принципом выделения опробуемых интервалов разреза с учётом структурно-текстурных особенностей пород, их вещественного состава. Во-вторых, эти же лица проводят литогеохимическое опробование разрезов. Аналитические исследования выполняются в одной лаборатории одним составом исполнителей. Состав исполнителей, занятый на литогеохимическом опробовании разрезов, интерпретирует результаты опробования в рамках собственного понимания и толкования особенностей формирования осадков, влияния на них постседиментационных преобразований, регионального метаморфизма и т. д. Тем самым исключается ряд ошибок, связанных с возможностью по-разному трактовать историю формирования осадочных бассейнов в выделении и интерпретации объектов опробования, влияния лабораторных ошибок за счёт выполнения анализов в различных лабораториях с разной чувствительностью и

др.

Другой вариант опробования разрезов может заключаться в специализированных тематических исследованиях в отрыве от геологического картирования, но в рамках следования утверждённой и апробированной картированием легенды составления геологических карт. В этом случае возможны ошибки в отнесении отдельных слоёв, пачек к тому или иному возрасту, формации, комплексу пород и, как следствие, разной интерпретации полученных результатов. Однако грубых ошибок в этом случае можно избежать.

Третий вариант (компилятивный) возникает в случае невозможности проведения специализированных литолого-геохимических исследований в силу экономических причин. Тогда используют архивные материалы литолого-геохимического опробования разных лет разным составом исполнителей, проведённых в разных масштабах, но привязанных к разработанной и утверждённой легенде геологической карты. При возможности проводится выборочное (целевое) полевое уточнение на основе собственного опробования спорных (или недоизученных, недоопробованных) разрезов. В этом случае количество ошибок может возрастать, но, как показывает авторский опыт литолого-геохимических исследований в Восточной Якутии, подобное использование результатов литолого-геохимического опробования может привести к весьма неплохим результатам в случае, если автор геохимического картирования хорошо ориентируется в геологии и истории формирования региона. *Не знание геологии, истории её развития может привести не только к ошибкам, но и дискредитации самого метода геохимического картирования. Добротная геохимическая карта может быть построена только на добротной геологической фактуре исследователем, понимающим историю развития региона.*

В основе специализированного литогеохимического опробования лежат два метода. Метод пунктирной борозды и сколков.

Пунктирная борозда. Длина её зависит от опробуемой мощности разреза, структурных, текстурных особенностей, вещественного состава опробуемых интервалов. Количество проб зависит от цели и задач опробования и оценки вероятности соответствия средних концентраций элементов в условиях статистической погрешности. Обычно достаточно 12 проб на выделенный стратиграфический интервал в зависимости от структурных, текстурных и вещественных особенностей. Вес пробы пунктирной борозды (состоящей в среднем из 12

сколков) составляет 200 — 250 г (с учётом возможности часть материала направить на разные виды анализов). Опробование сопровождается (*при комплексном изучении разрезов*) отбором сколков на изготовление шлифов, при наличии рудных интервалов — аншлифов (с непременным рудным опробованием интервала), отбором проб на силикатный или карбонатный анализ (в зависимости от вещественного состава опробуемого интервала разреза), на определение физико-механических свойств пород.

Отбор сколков. Допускается в условиях монотонности выделенных интервалов разреза с шагом, определяющим возможность статистической оценки изменчивости концентраций химических элементов (12 проб на выделенный для опробования интервал с оценкой вероятности соответствия средним концентрациям элементов на 5% уровне значимости). Размер сколков обычно составляет 3x2x5 см. При комплексном изучении разреза опробование сопровождается отбором заготовок на шлифы, силикатный, карбонатный (в зависимости от вещественного состава опробуемого интервала) и петрофизический, спектральный анализ.

В случае решения других проблем в рамках геохимического картирования и проведения комплексного опробования, стратиграфическое подразделение (вне зависимости от мощности разреза) характеризуется не менее, чем 12-ю заготовками проб на выполнение силикатного, карбонатного анализов, петрофизических свойств, спектральных анализов.

Методика литолого-геохимического опробования осадочных бассейнов при выполнении специализированных исследований может проводиться с учётом следующих особенностей поведения разреза осадочных, вулканогенно-осадочных, метаморфических пород.

1. *В условиях отсутствия фациальной изменчивости разреза.* Первый шаг — осмотр разреза. Второй шаг — выделение интервалов опробования разреза в зависимости от вещественного состава и структурных-текстурных особенностей. Третий шаг опробование выделенных интервалов опробования разреза. Каждое стратиграфическое подразделение, подлежащее отображению на геохимической карте опробуется минимумом 12-ю пробами.

В условиях разрезов, состоящих из терригенного, терригенно-карбонатного флиша, выделение интервалов опробования производится с учётом ритмослоёв, ритмопачек и изменения состава пород, слагающих ритм.

При исследовании вулканогенно-осадочных построек выделяются все разновидности пород и они опробуются отдельно с представительностью, достаточной для статистической оценки средних концентраций химических элементов, химических и петрофизических характеристик.

2. В условиях фациальной изменчивости разрезов опробованию подлежат разные фации с равной представительностью, но, по возможности, не менее чем в трёх пространственных сечениях.

3. Изверженные породы, секущие осадочные образования в бассейнах седиментации, а также покровы, силлы, дайки и др. образования опробуются отдельно с учётом их возраста, вещественного состава, структурных и текстурных особенностей пород с представительностью, отвечающей возможности оценить вероятность определения средних концентраций элементов, химического, минерального состава и физических свойств. Для этого проводится представительный отбор проб на химический и петрофизический анализ, сколки для определения минерального состава рудных и нерудных минералов изверженных пород.

4. Метаморфические породы опробуются с учётом фаций метаморфизма, возраста, вещественного состава, структурных и текстурных особенностей с представительностью, достаточной для оценки средних концентраций химических элементов, химического состава и петрофизических характеристик.

5. Точки минерализации, рудопроявления, рудные тела месторождений на площади геохимического картирования опробуются согласно соответствующей методики опробования при их поисках и оценке перспективности, разведке месторождений. Могут быть использованы данные поисков и разведки месторождений по результатам предшествующих (поисковых, разведочных, тематических) исследований.

2.1. Геологическая основа геохимического картирования

Геохимическое картирование должно проводиться на геологической основе того же масштаба с разработанными легендами либо изданных геологических карт, либо готовящихся к изданию и представляют собой законченный вид геологического изучения территории согласно требованиям к составлению геологических карт различного масштаба, в основе которых должны лежать результаты геологического картирования м-ба 1:200000 — 1:50000. Только в этом случае возможна надёжная интерпретация результатов геохимического картирования в рамках изученной геологической истории формирования осадочных бассейнов и складчатых структур.

Геохимическая типизация откартированных геологических тел может проводиться в границах выделенных стратиграфических интервалов (свит, ярусов, пачек) или в границах отделов, горизонтов, зон, формаций, комплексов на геотектонической или геодинамической основе. Особый интерес может представлять собой геологическая основа карты полезных ископаемых в совмещённом масштабе с геохимическим картированием, а также специализированные структурно-минералогические основы геохимического картирования. В последних случаях с геохимически типизированных осадочных комплексов, формаций может быть «считана» информация об источниках элементов в составе рудных месторождений, рудных полей, рудных узлов, металлогенических зон, провинций, поясов и т. д.

Если опробование проводится при составлении литолого-геохимических разрезов, то геохимическое картирование отображается в границах стратиграфических подразделений. В случае совпадения условий и вещественного состава осадкообразования в разных возрастных границах осадков, разрезы могут объединяться. И напротив, в случае выделения специфических маломощных горизонтов, пачек в составе разреза, различно отличающихся по истории образования, вещественному, они могут быть отражены внemасштабным знаком. Особенно это касается стратиграфических подразделений, вмещающих первично осадочные образования (соли, гипсы, в целом эвaporиты или, например, кремни и т.д.) вмещающие стратифицированные тела полезных ископаемых.

Геологическая основа геохимических карт не раскрашивается, а выделяют-

ся только контуры откартированных геологических тел с индексами возраста или состава (отражаются в зависимости от сложности нагрузки карт). Напротив, цвет придаётся геохимическим ассоциациям в контурах геологических тел, типизированных на основе их литогеохимического опробования.

2.2.Требования к аналитике

Существуют разные точки зрения на методы аналитического сопровождения результатов геохимического опробования. Доминирующим является представление о том, что чем точнее метод анализа геологического образования, основанный на количественных и даже прецизионных измерениях концентраций химических элементов в исследуемых объектах, тем лучше, тем достовернее и с большей вероятностью можно говорить о тех или иных закономерностях поведения химических элементов в изучаемых средах.

Однако, как известно, всё зависит от целей, задач и масштаба геохимических исследований, объектов изучения, масштаба картирования, сложности строения самого геологического объекта изучения. И на самом деле *не всегда высокая точность анализов позволяет выделить главные особенности поведения элементов в геологических телах и средах*, их связи с тем или иным источником преобразования осадков, рудообразования и т. д. При мелкомасштабных геохимических исследованиях не так важна точность анализа, сколько необходимо оценить относительность и направленность изменений исследуемых количеств и качеств.

При геохимическом картировании наибольшее распространение получил полукачественный и количественный спектральный, спектрохимический, нейтронноактивационный анализ, а также химические (силикатные, карбонатные) анализы осадочных, изверженных и метаморфических пород. Наиболее распространённым методом исследования процессов накопления и рассеяния малораспространённых химических элементов (относящихся обычно к рудогенным) в разрезах осадочных, изверженных и метаморфических пород, как показал опыт, является полукачественный спектральный анализ. Он дешевле других и даёт возможность в зависимости от метода (просыпки, испарения) получить надёжную информацию, интересующую геолога о поведении химических элементов в геологических телах и средах. Подчеркнём, для целей геохимического картирования важна тенденция изменения концентраций, а не сами концентрации.

Количественный спектральный анализ, во-первых, дороже, во-вторых, измерения концентраций химических элементов сопровождается высокой их вар-

риацией и дисперсией в силу весьма их неравномерного распределения в геологических телах разного вещественного состава и структурно-текстурных особенностей, особенно в условиях наложения различных эпигенетических преобразований, с которыми связана миграция элементов. Высокая вариация концентраций элементов иногда затрудняет вычленить главную тенденцию по направлению миграции их по разрезу и латерали, увязки исторических процессов миграции в геологических телах и средах в связи с тем или иным источником при формировании пород и влияния на них эпигенетических преобразований, перераспределения концентраций под воздействием вулканизма, магматизма, метаморфизма.

Полуколичественный спектральный анализ обладает меньшей дисперсией и вариацией концентраций в геологических телах, меньшей контрастностью аномалий, большей их пространственной слаженностью распределения в разрезах осадочных комплексов. В процессе мелкомасштабных геохимических исследований, в частности картирования, выделяемые контуры аномальных геохимический полей не имеют резких границ (не определяются одной точкой, а несколькими, попадающими в контур аномалии), но при этом *не теряется информация о пространственных градиентах изменчивости концентраций*. Именно эта особенность делает использование полуколичественного спектрального анализа более приемлемым и менее затратным, особенно в условиях геохимического картирования без решения специфических задач, связанных с количественной оценкой концентраций элементов в рамках решения других специфических проблем, напротив, связанных с количественной оценкой исследуемых элементов.

Это не распространяется на необходимость решения вопросов о химическом составе, оценки физических свойств изучаемых разрезов осадочных, метаморфических, магматических, вулканических пород. Здесь (особенно для опорных разрезов и их стратотипов) необходимы точные количественные химические (силикатный, карбонатный и др. виды анализы) или петрофизические анализы (определения плотности, пористости, магнитной восприимчивости, модуля Юнга и др. показателей) с сопровождением количественных оценок концентраций спектра элементов для решения прикладных проблем в процессе интерпретации полученного комплекса данных. Но количественные виды анализов не могут носить площадной характер. Это ни к чему и слишком дорого.

Естественно необходим метрологический контроль лабораторных исследо-

ваний и методы сопоставления оценок при выделении важных статистических параметров, какие могут быть в дальнейшем использованы для перехода от общих к частным закономерностям пространственного поведения химических элементов в разрезе исследуемой части земной коры региона.

В качестве примера это можно проиллюстрировать на количественных и полуколичественных анализах изучения концентраций мышьяка и золота в Южно-Верхоянской геохимической провинции [29, 30, 58]. По результатам немногочисленных нейтронно-активационных анализов разными исследователями (И. Волкодавом, М. Силичевым, М. Афанасьевым, Н. Андрияновым и автором) было установлено [38], что кларк концентрации золота в отдельных разрезах чёрных сланцев позднего карбона-ранней перми [55, 61] варьируется от 1,5 до 12,0 и составляли от 6 до 70 мг/т при коэффициенте вариации концентраций золота в пробах 65 — 320%. По результатам спектрозволотометрии, но уже по многочисленным опорным и частным разрезам, с дублированием большим количеством нейтронно-активационных анализов было установлено обогащение золотом позднекарбон-раннепермских отложений на уровне 1,5 — 20 кларков концентрации при средней их вариации 75 — 150%. То есть принципиально обогащение черносланцевой толщи за пределами рудных полей была установлена обоими методами при разных ценах на один анализ [31]

Аналогичные исследования нами были проведены для мышьяка, обычного спутника золоторудных месторождений в пределах Южно-Верхоянской геохимической провинции [29, 30, 58, 60]. Первые аномальные концентрации мышьяка в разрезах терригенного верхоянского комплекса были выявлены именно на основе полуколичественного спектрального анализа, а затем подтверждены количественным спектральным анализом. Концентрации мышьяка оказались аномально высокими относительно рассчитанного кларка по К. Ведеполю, А. Виноградову, К. Таркъяну [12], А. Ярошевскому и составляли в отдельных разрезах от 2,5 до 12 кларков.

Следующий пример. На основе полуколичественного спектрального анализа впервые удалось выделить, а затем количественными методами подтвердить уникальную подвижность, считавшегося малоподвижным в геохимических средах бериллий, но оказавшимся очень подвижным в криогенной обстановке [27].

Полуколичественный спектральный анализ успешно был применён на стадиях локального и регионального металлогенического анализа, а также геохими-

ческого картирования Южно-Верхоянской металлогенической провинции [33].

3. Теоретические основы геохимического картирования

Базируются на законах сохранения и самоорганизации геологических систем, обычно находящихся в условиях неустойчивого равновесия. А также на законе динамического равновесия, определяющего механизм перехода геологических и геохимических систем из равновесного в неравновесное состояние и обратно под влиянием различных геологических, геодинамических, физико-химических воздействий. А также на принципах количественного учёта поведения геохимических ассоциаций в геологических телах разного уровня организации. Элементами геохимического картирования являются геохимические ассоциации.

Смысл выбранной основы геохимического картирования, во-первых, базируется на втором начале термодинамики, суть которого заключается в том, что в геологических телах невозможно передать тепло от менее нагретого тела к более нагретому, не совершив при этом работы (постулат Клаузиуса). Это также будет верно и в случае, когда невозможно передать количество вещества от менее насыщенной в более насыщенную среду этим веществом, также не совершив при этом работы. Во-вторых, на особенностях, которые не всегда учитывается геологами в процессе построения моделей рудообразования. Они заключаются в том, что в рудоформирующейся среде происходит непрерывное во времени химическое взаимодействие её с источником вещества под влиянием как внутренних (например, фазовых переходов, метаморфизма), так и внешних условий (влияние вулканизма, магматизма, гидротермальной деятельности и др.). При этом источник рудного вещества сам эволюционирует во времени [33]. Не учитываются факторы граничащих условий рудообразования, как то: наличие структурных и стратиграфических несогласий; присутствие геологических тел, отличающихся разным химическим составом, физическими свойствами и кларками, разными структурными и текстурными особенностями пород и т.д.

В-третьих, главной особенностью предлагаемого метода является оценка степени равновесности-неравновесности геохимических сред (пород), не стимулирующие или способствующие миграции химических элементов. В первом приближении можно считать, что если система не способна обмениваться веществом и энергией, то она находится в состоянии равновесия с окружающей

средой. Такое состояние может быть приравнено к геологическим телам, например, характеризующимся постоянством химического состава, и фоном концентраций (кларковыми количествами, например) с окружающими его геологическими телами или геохимическими средами. Напротив, геологические тела с наличием в них избыточных (надкларковых) концентраций по сравнению с имеющими их образованиями будут представлять собой неравновесные системы, поскольку при наличии любого агента внутреннего или внешнего воздействия на них (химического, физического, физико-химического, эндогенного, экзогенного и т. д., способных совершить работу) избыточные (надкларковые) концентрации могут стать источником вещества в среду менее насыщенную этими компонентами. Отсюда равновесные системы с фоновыми концентрациями будут характеризоваться как среды, обладающие минимальной энергией рудообразования (большой энтропией), чем те, которые характеризуются надкларковыми концентрациями. А системы с надкларковыми концентрациями по истечении времени могут обращаться в фоновые по завершению процессов транзита вещества в кларковые системы до установления равновесия с ними. И этот процесс взаимного перехода состояний периодично меняет вектор направленности с транзита вещества и обратно.

Рассмотрим предлагаемый принцип работы этого механизма более детально.

Известно, что энтропия термодинамической системы (S) определяется как натуральный логарифм различных её микросостояний W , соответствующих данному макросостоянию системы, то есть:

$$S = k \ln W \quad (1),$$

где k – постоянная Л. Больцмана, равная
 $k = 1,3806488 \times 10^{-23} \text{ } \text{m}^2 \text{kg} \text{s}^{-2} \text{K}^{-1}$ или Дж/К.

Это выражение удобно для теоретических расчётов состояния энтропии микросостояний изучаемого геологического объекта разного уровня организации (минерал, порода, свита, комплекс, формация и т.д.).

Состояние осадочной породы, как геологического тела, в первом приближении, можно сравнить с макросистемой, в которой микросостояния атомов химических элементов её слагающих, находятся в состоянии равновесия с атомами других элементов при данной температуре, а потому характеризуются максимальной энтропией (минимальной энергией, при минимальной способности к

флуктуациям их концентраций). В этом случае вся система осадочной породы также находится в равновесном состоянии с её микросостояниями атомов, входящих как в структуру минералов, цемента, так и в кластогенную составляющую материала в ней. Но если система характеризуется избытком (наличием в ней атомов химических элементов выше, например, кларка) или дефицитом (ниже кларка) каких-либо элементов, то они, как микросостояния подсистемы, уже находятся в неравновесном состоянии с самой системой (породой) и окружающей её геологической средой, отличающейся кларковыми концентрациями элементов. Поэтому слои, превышающие кларковые концентрации элементов, неизбежно должны либо «отдать» свои избыточные концентрации элементов, либо при их дефиците в породе принять в своё лоно, чтобы перейти в новое состояние равновесия с окружающей породной средой. То есть согласно теории систем, любая система стремится из неравновесного перейти в состояние равновесия с окружающей геологической средой. Агентами перехода системы породы из одного состояния в другое является температура, давление, растворы и другие факторы.

Следовательно одним из показателей состояния равновесности или неравновесности системы может служить кларк и его кларк концентрации.

В силу того, что обычно порода состоит из множества элементов, характеризующихся разными свойствами, то в одной и той же системе одни элементы будут находиться в надкларковых, а другие ниже кларковых состояниях и в целом система может также оказаться в неравновесном состоянии.

В конечном итоге можно заключить, что **любые геологические системы** (тела, представленные минералом, породой, формацией, комплексом и т.д.) **являются открытыми, находящимися в состоянии неустойчивого динамического равновесия** и к ним применимы принципы неравновесной термодинамики (синергетики).

Уместно рассмотреть возможность оценки степени равновесности-неравновесности микросостояния породы, например, при наличии в ней примеси золота. Для этого в уравнение (1) необходимо подставить число Авогадро $N_A = 6,002214078 \times 10^{-23} \text{ моль}^{-1}$, чтобы отразить численное значение микросостояний атомов золота, молекулярная масса которого равна 0,196967 кг на площади в 1 м², в течение времени в 1 сек и температуре 573К (300°C). Следовательно для золота $S = 0,0731669 \text{ Дж/К}$.

Если в породе кроме золота находится мышьяк, то для мышьяка (мольная масса которого 74,92 г) при таких же условиях $S = 0,0108352$ Дж/К. То есть энтропия мышьяка меньше золота, а энергии для его миграции потребуется больше, чем золоту. Таким же образом можно рассчитать микросостояния всех элементов в породе и определить их суммарное значение величины S системы на уровне кларковых микросостояний всех атомов.

Выбор элемента картирования по величине S -состояний осадочных толщ не совсем удобен, поскольку для этого потребуется рассчитать вклад S всего разнообразия химических элементов, которые нам могут быть неизвестны в породе в силу ограниченности возможностей практического использования различных методов анализа. Да и экономически это не целесообразно. Поэтому попытаемся подобрать более подходящий элемент картирования, основанный на механизме учёта макросостояний системы, основанный на кларке концентрации элементов в породе. Поскольку, во-первых, кларк концентрации выражает энергетическое состояние породы (показатель энтропии), а, во-вторых, геолог обычно имеет дело с макросостояниями и опирается на значение кларка концентрации при количественных оценках учёта состояния осадочных, изверженных пород и других образований.

Если в первом приближении геохимическую систему (осадочную толщу, например) в какой-то данный момент времени можно рассматривать как равновесную и изолированную, не обменивающуюся ни веществом ни энергией с окружающей средой (как это принято в равновесной термодинамике), то к ней также можно применить вышеприведённое уравнение (1) с той лишь разницей, что вместо постоянной Л. Больцмана необходимо подставить величину кларка системы (характеризующей её постоянство минимальной энергии в околов равновесном микросостоянии микросистем), а вероятность перехода микросостояния из равновесного в неравновесное макросостояние оценить кларком концентрации (характеризующим степень энергетического возбуждения системы). Другими словами геохимическая система (порода, комплекс, формация и т.д.) в каждый конкретный момент времени может представлять собой стехиометрическую, характеризующуюся близким к равномерному распределению в ней атомов, минералов, кластогенных частиц и т.д. Это подтверждается тем, что, например, любая попытка оценить среднее распределение оксидов в породах (при изучении их химического состава) или элементов в них (при геохимических исследованиях) приводит к представлению о кларке или геофоне, относи-

тельно которых геологи и геохимики решают задачу баланса привноса или выноса элементов в геологических телах разного уровня организации [61]: минералах, породах, слоях, фациях, формациях, комплексах, геосферах.

В этом смысле уравнение для идеального газа Л. Больцмана может в первом приближении принять вид для среды осадочных пород:

$$S = k \ln k \quad (2),$$

где k — кларк элемента, kk его кларк концентрации, а (S) — *состояние относительной величины энтропии (энергии) исследуемой среды* осадочной породы, характеризующей степень её равновесности-неравновесности относительно других. Потому эта величина S может характеризоваться в относительных % вклада энергии в состояние степени неравновесности.

Теперь представим себе ситуацию, когда, например, в исследуемом разрезе терригенной черносланцевой толщи ранней перми, *расположенном за пределами влияния рудных полей*, в качестве надкларковых концентраций установлены следующие породообразующие и рудогенные элементы: Si (1,11), Al (1,21), K (1,41), Na (1,15), Au (2,4), As (2,6), S (1,17), Pb (1,31). Остальные — на уровне ниже кларковых концентраций. Стало быть терригенные осадочные породы ранней перми до момента воздействия на них факторов рудообразования уже находились в состоянии неустойчивого равновесия и способны к миграции, чтобы вернуться в равновесное состояние с окружающими породами.

Рассчитаем степень состояния неравновесности толщи, выражив её в виде энтропии (S) микросостояний атомов химических элементов, использовав расчётные значения региональных кларков концентрации (*табл. 2 и табл. 1-18 приложений 1 — 8*).

Для Si величина $S = 25,45 \ln 1,11$, $S = 25,45 \cdot 0,0953 = 2,4254$. Подобным образом рассчитаем S для остальных элементов, находящихся в надкларковых концентрациях в терригенной толще и сопоставим их значения:

Для $Al = 5,60 \ln 1,21 = 1,02089$; $K = 2,17 \ln 1,41 = 0,7302$; $Na = 1,13 \ln 1,15 = 0,1580$; $Au = 0,0000004,4 \ln 2,4 = 0,00000038$; $As = 0,0045 \ln 2,6 = 0,0040$; $S = 0,07 \ln 1,17 = 0,011$; $Pb = 0,0007 \ln 1,31 = 0,019\%$.

Таким образом, для оценки степени равновесности-неравновесности толщ при геохимическом картировании можно использовать величину S . Но, как видим, она сильно зависит от величины кларка исследуемого элемента. Чем

больше его кларк, тем выше его доля влияния на состояние энергии в оценке неравновесности исследуемой геохимической системы (в данном случае осадочной толщи). Если в выше приведённом примере выразить это в виде % вклада каждого элемента в степень геохимической неравновесности толщи, то на кремний придётся относительная доля энергии 55,76%, алюминий — 23,47%, калий — 16,79%, натрий — 3,63%, мышьяк — 0,11%, свинец — 0,017%, серы — 0,221%, а золота — всего 0,000002 %. Стало быть именно петрогенные элементы: кремний, алюминий, натрий и калий определяют основную долю вклада в энергетическое состояние толщи, а не интересующее нас золото в его ассоциации с мышьяком, свинцом и серой — важнейшими элементами, входящими в состав сульфидов золоторудных месторождений.

То есть подобный способ оценки степени геохимической неравновесности исследуемой толщи осадочной породы позволяет сделать весьма любопытный вывод. Для мобилизации и переноса золота, мышьяка, серы и свинца в рудовмещающую среду из терригенной толщи требуется ничтожное количество энергии (меньше 0,35%) от общего количества энергии, необходимой для переноса петрогенных элементов в рудовмещающую среду. Оказывается, *чем менее распространён элемент в земной коре, тем он при прочих равных условиях мигрирует лучше и с меньшими энергетическими затратами, чем более распространённый*. То есть соблюдается закон сохранения количества движения (закон сохранения импульса), который связан, согласно теореме Нётер, с одной из фундаментальных симметрий — однородностью пространства.

Не в этом ли кроется причина такого состояния, когда *один из самых малораспространённых элементов — золото, обладает высочайшим уровнем энергетической способности к концентрации в рудах?* Как известно из работы Л.Н. Овчинникова (рис. 2) коэффициент концентрации золота (как отношение количества металла в промышленных концентрациях к его среднему содержанию в земной коре) один из самых высоких в рудах и составляет от $10 \cdot 10^8$ до $2 \cdot 10^9$ (!), против, например, железа в рудах всего, от 6 до 5, а серы около 100. Как следует из рис. 2 *корреляция между распространённостью элементов в земной коре, концентрациями их в рудах есть выражение общего геохимического свойства элементов образовывать устойчивые геохимические ассоциации в различных геохимических средах и в относительных устойчивых отношениях*.

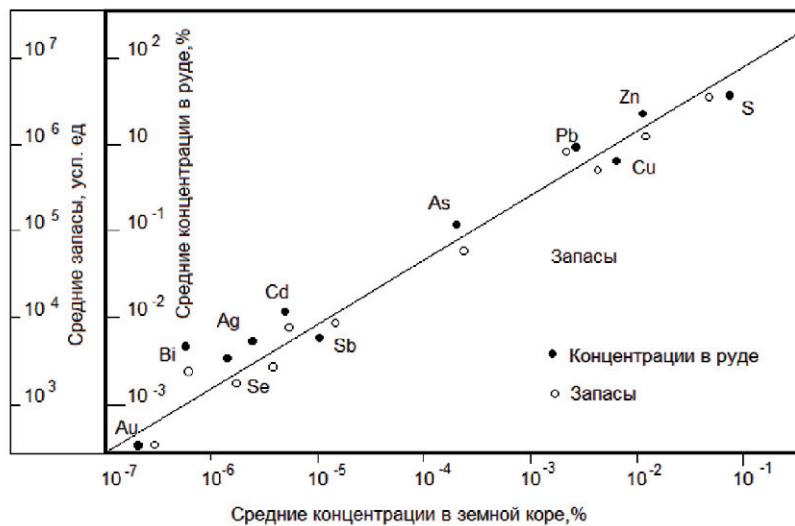


Рис. 2. Соотношения между средними концентрациями металлов в земной коре, их средними запасами и средними концентрациями в алтайских колчеданно-полиметаллических месторождениях (Овчинников, 1976) [68].

Но поскольку процесс рудообразования неизбежно сопровождается (например, для тех же золоторудных месторождений) переносом и петрогенных компонентов с образованием жил, в составе которых доминирует кварц, алюминий (в составе серицитов, мусковитов, полевых шпатов и т. д.), затем по степени убывания: кальций (в форме карбонатов), калий, натрий, сера, то на долю самих рудогенных сульфидов во всей массе рудных тел золоторудных месторождений действительно приходится не более 0,35 — 5% (для месторождений золотокварцевой малосульфидной формации, например). Другими словами подобным расчётом можно действительно перейти к количественной оценке энергетического вклада различных источников металлов при формировании любых эндогенных рудных месторождений, если сопоставить данные по геохимии возможных участников рудообразования: вмещающие породы, изверженные породы (по составу, возрасту) и т. д. То есть, в первом приближении можно считать, что в процессе мобилизации металлов из различных геологических тел или их переносе на пути в рудоформирующую среду они мигрируют в рамках

степени подвижности ассоциаций геохимических элементов с близкими геохимическими свойствами (здесь играет роль не только химия, но и состояние среды, определяющей условия миграции ассоциаций элементов). Такие ассоциации (как новое коллективное геохимическое свойство геологических систем) и были впервые выделены Ю.Г.Щербаковым из учёта степени дифференцированности геологических образований в геохимической истории Земли и периодического закона Д.И.Менделеева [83,84].

Рассмотренные теоретические аспекты приложения к геохимическому картированию осадочных бассейнов открывают большие возможности по количественной оценке относительного энергетического вклада макросистем, находящихся в том или ином состоянии неравновесности, которые могут быть использованы и для количественной оценки влияния источников рудообразования при формировании рудных месторождений разной природы.

Однако для целей геохимического картирования опять же не совсем удобно использовать выражение (2). Лучше воспользоваться другим выражением (3):

$$S = n \ln k \quad (3),$$

где n — количество зафиксированных элементов в картируемом геологическом теле (составляющих геохимическую ассоциацию) в надкларковых (например, относительно региональных кларков) концентрациях, а $\ln k$ — натуральный логарифм суммы их величин. Здесь величина S — безразмерная и характеризует относительную количественную степень неравновесности геохимической системы или определяется как относительная (по отношению к равновесному состоянию) потенциальная энергия состояния макро-геохимической системы (породы). Заостряем внимание на том, что речь идёт не только и не столько о каком-то одном элементе, а об ассоциации элементов, способных к транзиту из одной среды в другую, обладая близкими геохимическими свойствами в конкретной обстановке транзита и рудоотложения (известняках, алевролитах, песчаниках, изверженных, метаморфических породах и т. д.).

В этом смысле устоявшиеся методы произвольного выделения аддитивных или мультипликативных показателей при геохимических исследованиях просто абсурдно, поскольку в одну продуктивную, по мнению геолога, ассоциацию могут быть включены элементы с противоположными геохимическими свойствами.

Применяемый ниже нами метод удобен для геохимического картирования,

поскольку характеризуется простотой оценочных параметров картируемого геологического объекта и небольшим порядком чисел. При этом чем выше значение S геохимической системы , тем она более неравновесна и способна к транзиту металлов (в условиях картирования надкларковых концентраций) или к поглощению металлов (если картируются дефицитные относительно кларков ассоциации химических элементов).

Рассмотрим механизм и смысл расчёта состояния равновесности-неравновесности геохимических систем с использованием выражения (3) .

Например, если в разрезе осадочных пород отмечена ассоциация из 5 элементов, имеющих суммарное значение величины надкларковых концентраций 21,41 , то $S = 5 \times \ln 21,41 = 5 \times 3,06 = 15,3$. В случае, если все элементы в осадочной толще равны кларковым значениям, то относительная её величина $S=0$ (система в таком случае находится в равновесном состоянии при данных условиях среды, поскольку $n = 0$), то есть обладает максимальной энтропией.

Конечно, каждый элемент, обладая собственными свойствами подвижности в той или иной геохимической обстановке, будет вносить разный вклад в энергетику геохимической системы в целом и абсолютно равновесных геохимических систем не существуют, поскольку они являются открытыми системами. Однако согласно принципам синергетики внутренние коллективные свойства любой системы (в т.ч. геохимической) имеют для неё определяющее значение и аддитивная оценка уровня её энергоёмкости имеет под собой серьёзное основание использовать надкларковые или нижекларковые уровни концентраций геохимических ассоциаций в качестве элементов геохимического картирования и оценки степени равновесности-неравновесности осадочных, изверженных пород и т.д. И чтобы сгладить эффект разности в свойствах подвижности химических элементов в разных геохимических средах, автор и пришёл к мысли картировать не просто энергику системы по совокупности находящихся в ней элементов, а по ассоциациям, которые в реальной геодинамической обстановке обладают близкими геохимическими свойствами.

3.1.Принцип выделения геохимических ассоциаций в картируемых геологических телах

Обычно выбор элементов геохимического картирования в подавляющих случаях произведен и чаще всего зависит от целей и задач прикладных геохимических исследований, от геохимической специфики объектов геохимического картирования, металлогении, минерагении исследуемой территории. Однако поведение химических элементов в той или иной конкретной геологической обстановке чрезвычайно трудно предсказать, в особенности способности их образовывать устойчивые ассоциации в геологической истории, которые можно было бы выбрать в качестве элементов картирования. Необходимо скептически относится к процедуре использования математических или сугубо статистических моделей, целью которых является *только усиление «геохимического сигнала» во что бы то ни стало*, поскольку сигнал-то увеличить можно (аддитивным или мультипликативным методом, расчётом различных отношений концентраций элементов и т. д.), но эти «сигналы» могут оказаться ложными против слабоконтрастных ассоциаций, отражающих истинную картину коллективной миграции химических элементов в конкретной геолого-структурной и геохимической обстановке, особенно в случае наложенных процессов, которые сопровождают рудообразование. Напомним, что один элемент не может мигрировать ни в растворах, ни в какой-то другой среде, он всегда мигрирует в сообществе элементов с близкими химическими свойствами при данных параметрах среды. Ведь хорошо известно, что в составе рудных месторождений всегда обнаруживаются устойчивые геохимические ассоциации как петрогенных, так и рудогенных элементов, для которых каким-то образом обеспечивались близкие условия на путях миграции к рудолокализующей структуре.

Автор, длительное время занимающийся практическим использованием прикладных методов геохимического картирования для целей поисков и оценки перспективности площадей на различный комплекс полезных ископаемых, пришёл к достаточно простому выводу: *выбор элементов геохимического картирования не должен противоречить периодическому закону Д.И.Менделеева, поскольку фундаментальные свойства химических элементов, а также формы и свойства образуемых ими простых соединений (веществ) находятся в периодической зависимости от величины зарядов ядер и их атомов, от термодинамических*

мических свойств самих элементов [48].

Кто-то может просто сказать, а кто же не знает этого? Знают, наверно, многие, но мало кто задумывается о том, что периодичность связана не только с химическими особенностями элементов, касающихся электронной оболочки атомов, но и свойствами ядер и атомов, участвующих в историческом (во времени и пространстве) процессе космохимической и геохимической дифференциации элементов при формировании недр Земли. А это процессы не только химические, но и ядерные.

Щербаков Ю.Г. один из первых (при многочисленнейших попытках на базе периодического закона создать собственные классификации элементов, которые бы решали какие-то поставленные перед исследователем специфические задачи) предпринял попытку объединить периодичность свойств атомов элементов с космохимической и геохимической дифференциацией вещества от времени образования Солнца до планет Солнечной системы, опираясь на механизм *нового геохимического свойства — стремления к пространственному разделению во времени по степени центробежности и центростремительности элементов с образованием ими устойчивых геохимических ассоциаций* [83].

Терминология, взятая из техники и механики движения, наглядно иллюстрирующая известный механизм «сепарации» и принятая Ю.Г.Щербаковым, может не столь привычна геохимикам. Но тем самым он дал возможность исследователям обратить внимание на то, что *в природе космохимические и геохимические процессы связаны единым законом не только периодичности свойств атомов, но и направленной дифференциацией вещества во времени и пространстве по степени подвижности элементов в его составе*. И это разделение началось ещё на звёздной стадии (термоядерный синтез в направлении от лёгких к тяжёлым ядрам) и продолжилось на стадии образования планет, потом на стадии геологической истории Земли, а с участием живого вещества — не завершилось до сих пор.

Автором настоящей монографии в 1990 вместе с Ю.Г.Щербаковым на базе уточнённой им же космогеохимической классификации была разработана легенда к геохимической карте Сете-Дабанского региона, охватывающего структуры Кыллахского поднятия и Сетте-Дабанского антиклиниория, а в 1991 — 1992 гг была составлена первая геохимическая карта в масштабе 1:500000 на основе возможной оценки источников металлов при формировании рудных месторо-

ждений. Элементами геохимического картирования впервые были принятые именно ассоциации Ю.Г.Щербакова на базе разработанной им космогеохимической классификации элементов (рис. 3).

Метод геохимического картирования с учётом выделенных геохимических ассоциаций Ю.Г.Щербаковым (рис. 3) оказался настолько чувствительным, что пространственно-временное разделение геохимических ассоциаций «работало» на разных уровнях организации геологических тел, подчёркивая чётко выраженную и структурированную геохимическую зональность первичных ореолов, рудных тел месторождений, рудных полей и узлов [45]. Представляется, что это и есть выражение закона химической дифференциации вещества в истории Земли в направлении от мантии к земной коре, который справедлив для любых процессов в условиях сохранения информации о направленности вектора химической дифференциации вещества [34] в строгом соответствии с периодичностью свойств элементов, способных формировать только им присущие тесные ассоциации.

Таким образом, опираясь на космогеохимическую классификацию Ю.Г.Щербакова, в качестве элементов геохимического картирования можно выделить восемь геохимических ассоциаций, включающих в себя сиалические и фемические оксифилы и гетерофилы, отличающиеся по степени подвижности в процессе формирования земной коры. В этом смысле, с одной стороны, исключается всякий произвол в выборе элементов картирования, с другой — элементы картирования отражают общую историческую тенденцию дифференциации вещества в геологическом времени в направлении от ультраосновных к ультракислым породам и, в-третьих, ещё раз подчеркнём, их выделение лежит в рамках свойств периодического закона. Стало быть картирование этих ассоциаций должно отражать закономерный процесс образуемых ими пространственно-временных связей в геологических телах разного уровня организации в геологической истории Земли: от базальтов к осадочным породам, от основных — к кислым, от осадочных, вулканогенно-осадочных, изверженных пород к метаморфическим и т.д.

Одно из важных достоинств классификации элементов Ю.Г.Щербакова является то, что если в составе геологических формаций устанавливается идентичность геохимических ассоциаций с аналогичным сообществом элементов в рудах, то очень высока вероятность, что эти формации могли служить одним из источников металлов в рудных месторождениях. Здесь важно уяснить, что вы-

деленные ассоциации это своего рода геохимическая матрица связей элементов, способных включить в своё сообщество только те элементы, которые будут обладать способностью к концентрации (в минеральной или иной форме).

В рамках космогеохимической классификации Ю.Г.Щербакова в качестве элемента картирования могут выступать только восемь ассоциаций: сиалических центробежных окси菲尔ов (подвижная и малоподвижная), фемических минимально центробежных окси菲尔ов (подвижная и малоподвижная), дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов (подвижная и малоподвижная), центростремительных фемических гетерофилов (подвижная и малоподвижная).

Достоинством этой классификации является выделение в периодическом законе **новых геохимических свойств** (идея о стереогеохимических свойствах элементов Ю.Г.Щербаковым докладывалась им не раз при жизни на научных конференциях [46]).

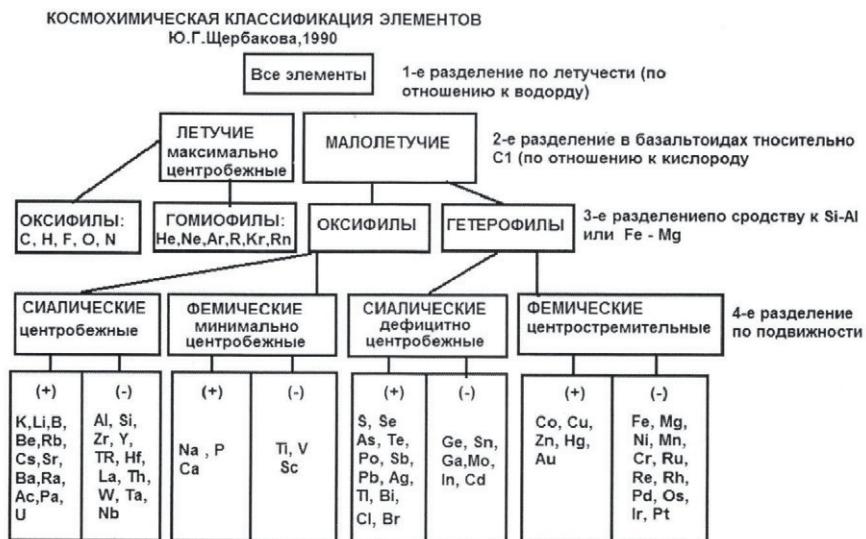


Рис. 3. Космогеохимическая классификация Ю.Г. Щербакова

1-е разделение элементов по их летучести ; 2-е разделение — по величине отношения концентраций элементов в базальтах к углистым хондритам С1; 3-е разделение — по сродству элементов к Si – Al (окси菲尔ы) и к Fe и Mg (гетерофилы) — также по величине отношений концентраций элементов в базальтах к углистым хондритам; 4-е разделение по подвижности элементов в глинистых сланцах по отношению к ба-

зальтам. Знак (+) означает подвижные элементы в выделенных геохимических ассоциациях; знак (-) означает малоподвижные элементы в выделенных геохимических ассоциациях.

Чем большее количество элементов в геохимической системе (породе) выходит за величину кларковых значений, тем она становится более неравновесной по отношению к окружающим геохимическим системам и способна не только обмениваться с ними веществом и энергией, но и потенциально обладать высокой относительной энергоёмкостью по отношению к другим геохимическим системам (геологическим телам) находящимися, например, в состоянии близком к равновесному.

Таким образом, принятное нами допущение о возможности использования уравнения Л. Больцмана для целей оценки степени неравновесности геохимических систем имеет под собой физический энергетический смысл. Равновесные геохимические системы характеризуются максимальной энтропией, а неравновесные — меньшей энтропией, а, стало быть, большей внутренней энергией, способной к взаимодействию с окружающей геохимической средой (осадочными толщами, изверженными породами и т. д.).

В случае, если геохимическая система характеризуется тем, что в ней устанавливается, например, как в предыдущем рассмотренном случае, 5 не избыточных (надкларковых), а дефицитных (ниже кларковых концентраций) элементов с суммарным значением величины 21,41, то она также находится в неравновесном состоянии. Разница состоит только в том, что она способна не отдавать, а принимать на себя недостающее количество вещества дефицитных геохимических ассоциаций элементов из окружающей геологической среды, отличающейся повышенными против кларков концентрациями элементов дефицитных ассоциаций, чтобы вернуться в равновесное состояние с ней. В этом и заключается динамика вечного поиска любой геохимической системой своего равновесного состояния, к которому она никогда не приходит в силу того, что сама (например, осадочная порода) представляет собой гетерогенную среду, состоящую из из микросистем цемента, обломков разных по составу пород, минералов, обладающих разными свойствами, плотностью, структурой, текстурой, разной концентрацией химических элементов. И самая важная особенность любой геохимической системы заключается в том, что она сама находится в состоянии накопленной потенциальной энергии, способной к обмену веществом с окружаю-

щей средой в силу наличия в ней неравновесных микросостояний, представляющих собой коллективные силы, способные повлиять на состояние равновесности-неравновесности самой макросистемы. В этом и состоит особенность самоорганизации геохимических систем, её синергетика.

Действительно, мы часто можем наблюдать, как в осадочной породе по системе кливажных или контракционных трещин могут формироваться кварцевые прожилки содержащие рудное вещество, источником которого может служить сама порода, отдавшая избыток собственной энергии и концентраций элементов под влиянием различных факторов: диагенеза, эпигенеза, дислокаций и т.д.

Таким образом, любая геохимическая система может быть количественно оценена с позиции её равновесности-неравновесности. А исследователь, на основе их энергетического состояния, способен выделить направление движения вещества в определённых физико-химических условиях, а значит установить источник(и) рудообразования.

То есть, количественный показатель энергоёмкости состояния системы в выделенных геохимических ассоциациях по кларку концентрации (kk) может выступать как элемент количественного геохимического картирования осадочных бассейнов в условиях их взаимодействия с геологической окружающей средой (осадочными, изверженными, метаморфическими и др. породами).

Подобный подход использования зависимости Л. Больцмана в своё время предложили авторы [77] применительно к энергии рудообразования, но он не был реализован на практике в качестве элемента геохимического картирования и поэтому предлагается для этой цели впервые в рамках других акцентов на саму теорию равновесных-неравновесных систем.

Принятую модель также можно использовать при количественной оценки потенциальной возможности переноса массы вещества из любой среды (неважно из осадочных или изверженных пород, в процессе метаморфизма или магматизма, гидротермальной деятельности). Например, рассчитав какое количество вещества надкларковых концентраций ассоциаций элементов может быть выделено из 1м^3 среды (например, из толщи осадков), можно вычислить необходимую потенциальную энергию для транзита вещества в окружающую геологическую (в рамках наличия благоприятной структуры) и геохимическую среду. Но это уже предмет другого исследования количественной оценки потенциала, например, геохимических зон, провинций, поясов и т.д.

Итак, следуя второму началу термодинамики, если источником вещества служит вмещающая среда, отличающаяся надкларковыми концентрациями какой-либо ассоциации элементов с близкими геохимическими свойствами, то для этого необходимо совершить работу над ней по экстракции вещества и переносу его в среду, отличающуюся более низкими концентрациями, более низкой температурой и давлением. Эта работа может быть выполнена при участии регионального метаморфизма или под влиянием химических, физикохимических процессов тепломассопереноса интрузиями различного состава (их погонами), влиянием вулканизма, метасоматизма, гидротермальной деятельности, формирующих градиенты теплопотока, тепломассопереноса, давления, энергии, концентрации и т. д.

Известно, что *процесс перемещения массы вещества сопряжен с выносом (от источника) или привносом его в рудовмещающую среду только при определенных условиях развития геологической структуры*. А изменение вмещающей (рудолокализующей среды) сопровождается изменением текстурных и структурных её особенностей, минерального состава. При этом *градиент концентраций может самопроизвольно возникать на уровне (или границе) разного химического состава вмещающей (пассивной) и динамической среды тепломассопереноса (по фронту теплового потока)*, которые могут характеризоваться только кларковым уровнем концентраций в них, то есть относящиеся к равновесным системам. Поскольку осадочные бассейны, как правило, сложены гетерогенными по составу породами, то *в процессе возникновения лишь градиента температуры и давления, может совершаться работа по экстракции и перемещению градиентов вещества в пространстве инертной осадочной среды с разными уровнями кларковых концентраций элементов в ней*. То есть *пассивная гетерогенная вмещающая и динамические среды работают по принципу самоорганизующихся систем*, когда каждая из них может рассматриваться отдельно как равновесная, а в совокупности представлять собой вариант взаимодействия коллективных (сред) и сил, ведущих к формированию условий неравновесности, и стало быть к формированию градиентов изменчивости параметров самой среды.

Можно представить себе процесс, когда внедряющаяся в осадочную толщу интрузия, близкая по химическому составу с вмещающими породами, не может быть источником рудообразования при отсутствии градиентов концентраций вещества. Напротив, интрузия, отличающаяся по химическому составу со средой,

массовым количеством несущего вещества, может быть источником рудообразования при наличии благоприятной структуры, упреждающей рассеяние вещества в оклоинтрузивном пространстве. В этом смысле установление градиентов концентраций (надкларковых, ниже кларковых, над фоновых или ниже фоновых) во вмещающей пассивной (осадочной) и работающей (динамической) среде (например, магматизм, метасоматизм, гидротермальная деятельность) может служить надёжным показателем оценки возможного источника рудообразования. Это может быть как расчёт региональных кларков (геофона) пассивной (осадочной) и динамичной среды (интрузий, например), так и другие модели.

Естественно, может решаться и обратная задача. Например, если пассивная и активные среды отклоняются от состояния равновесности (кларка, геофона, градиентов состояния физико-химических параметров систем), значит они сами совершали или над ними совершена работа по переносу вещества под влиянием каких-то геологических процессов.

Перемещение (миграция), например, металлов в геологических средах не носит характер изолированности от других химических элементов, а сопровождается сообществом элементов с близкими геохимическими свойствами, называемыми геохимическими ассоциациями. Геохимические ассоциации не могут быть постоянными на пути миграции в среду рудообразования, но их устойчивость поведения в геохимической среде определяется периодическим законом, на основе которого Ю.Г.Щербаков и разработал классификацию элементов, отличающихся по степени подвижности относительно сиаличности и фемичности в геологической и геохимической истории Земли. Отсюда одним из важнейших диагностических признаков наличия или отсутствия внешнего источника (по отношению к вмещающим породам) рудообразования является принадлежность искомого металла (например, золота) к его геохимической ассоциации в том или ином минеральном виде, или золоторудной формации.

Например, если будет доказано, что интрузия гранитоидного состава характеризуется избыточными (надкларковыми концентрациями в гранитах) висмута и теллура, но дефицитом золота, а руды характеризуются золото-сульфотеллуридной ассоциацией минералов, то граниты могут быть однозначно связаны генетически и парагенетически с рудообразованием, если сами вмещающие породы отличаются дефицитом золота или кларковым уровнем концентраций, установленных в геологических разрезах за пределами рудных полей.

Напротив, если вмещающая среда отличается надкларковыми концентрациями золота, мышьяком, свинцом (устанавливается за пределами влияния кислого магматизма), а граниты — кларковыми концентрациями золота, висмута, теллура или даже ниже кларковых, а руды в своём составе характеризуются золото-пирит-ареснопирит-галенит-сфалеритовой минерализацией, то источник золота может быть связан с геохимической особенностью вмещающей среды. Рудные тела в таких случаях располагаются внутри обширных зон «истощения» золота во вмещающих породах (наличие отрицательных аномалий или зон выноса [40]). Неважно на какой стадии формирования осадочная толща оказалась с надкларковыми концентрациямиrudогенных элементов (на стадии осадкообразования, эпигенетических преобразований или регионального метаморфизма). Это исключительно важно при поисках и оценке перспективности площадей на золотое оруденение. Выделение подобной благоприятной вмещающей среды позволяет сузить ареал поисков новых месторождений в условиях проявления других агентов, способных влиять на тепломассоперенос металлов из вмещающей среды.

Поскольку транзит компонентов из среды с большим значением S в меньшую зависит от разных причин (температуры, давления, трещиноватости среды и т. д.), то, например, в выше приведённом примере значений $n = 5$, $kk = 21,41$ и температуры среды $600K$ ($323^{\circ}C$) потенциальная энергия среды в микросостояния среды $1 m^2$ пло́щади (S можно представить, как $S \frac{1\text{дж}}{K}$) выражается, как

$$S \cdot 1/600 \text{ дж} = 15,3 \cdot 600K = 9180 \text{ дж}/K$$

(памятуя о том, что энтропия, как показатель энергетического состояния системы, измеряется в дж/К). A в макросостоянии, например, на пло́щади $1 km^2$ будет составлять $9,18 \cdot 10^9 \text{ дж}/K$ или $9,18 \cdot 10^{12} \text{ кг}\cdot\text{м}^2/\text{с}^2$ или столько же $N\cdot\text{м}$, или $Bt\cdot\text{с}$. Это значительный энергетический потенциал возможного транзита (экстракции), например, металлов из гранитов в осадочную толщу или из осадочной породы в коллектор геологического тела при благоприятных геолого-структурных особенностях развития геологической среды. В этом смысле возможно построение карты степени равновесности-неравновесности геохимических систем в контурах геологических тел на расчетной энергетической основе.

3.2 Региональные кларки как основа расчёта и выбора элементов геохимического картирования

Для того, чтобы выделить геохимические ассоциации, как элементы геохимического картирования, необходима база, относительно которой возникает возможность выявить избыточные и дефицитные элементы в картируемых геологических телах. Такой базой может служить обычный геофон, который рассчитывается на основе использования математической статистики по выборкам отдельных составляющих геологического разреза с учётом состава пород и их количественных взаимоотношений. А также в самом общем случае за базу можно взять уже существующие кларки земной коры по тому или иному автору с оценкой кларков концентрации по типам и составу пород и т. д.

Если опираться на расчёт геофона, геолог может потерять главную информацию о наличии или отсутствии на определённом стратоуровне каких-то специфических изменений (например уровней обогащения или обеднения какими-то элементами: петрогенными или рудогенными), поскольку при оценке геофона пространственное положение таких уровней будет размытым.

Если брать за основу кларки земной коры, то в этом случае очень хорошо может быть выявлена региональная (например, минерагеническая) специфика осадочных бассейнов. Но каждый геолог хорошо знает, что эта специфика может чрезвычайно сильно сказываться на изучаемых геологических разрезах. И на фоне кларка земной коры будут выделяться не интересующие геолога какие-то детали, а общий специфический геофон складчатой структуры или её части, который и так давно ясен. То есть за высоким фоном мы не сможем выделить контрастную положительную или отрицательную аномалию, которая нас будет интересовать с разных позиций: минерагении, условий образования аномалий, их источник.

Расчёт регионального кларка даёт возможность, во-первых, погасить многие «геохимические шумы» в геологических структурах, характеризующихся особой минерагенией или какой-то геохимической спецификой, во-вторых, выявить тонкие нюансы в поведении химических элементов в картируемых геологических телах и, в-третьих, выделить их новую специфику посредством взаимодействия изверженных пород с геохимической спецификой вмещающих их сред (осадочных пород). А это уже выход на возможность определения источников рудообразования в самих осадочных толщах.

3.3 Расчёт региональных кларков химических элементов на примере геологических структур восточного обрамления Сибирской платформы

Значение кларка, как характеристики средних концентраций химических элементов в земной коре трудно переоценить, поскольку он играет важную роль в изучении закономерностей их накопления и рассеяния в геологических объектах и геохимических средах, включая живое вещество, гидросферу. Развитие учения о средних концентрациях химических элементов в земной коре, начиная от Ф. Кларка (1989 г), затем А.Ферсмана (1933 г), А.Виноградава (1962 г), С. Тейлора (1964 г), К.Ведеполя (1967 г), А.Ронова и , А. Ярошевского (1990) и др., позволило автору монографии использовать их уточнённые данные в прикладных геохимических исследованиях, особенно в оценке выделяемых геохимических аномалий в рамках провинций, узлов, полей и т.д.

Автором исследовались фрагменты разреза земной коры общей мощностью около 33 км (*табл. 1*) в различных сечениях на основе разработанной рабочей стратиграфической легенды геологами Якутии при составлении геологических карт масштаба 1:200000 — 1:50000. Фрагменты опорных стратиграфических разрезов обобщались в рамках представлений истории их формирования в разных структурно-формационных зонах Кыллахского поднятия (от раннего рифея по юру включительно), Сетте-Дабанского антиклиниория (от кембрия по ранний карбон включительно), Южно-Верхоянского синклиниория (от среднего карбона по мел включительно). Отдельно исследовались данные литохимического опробования изверженных (магматических, вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород) от ультраосновного и щелочного состава до кислых пород в возрастном диапазоне от позднего рифея, девона по палеоген включительно.

Опробование разрезов осадочных пород происходило по одной методике за пределами влияния рудных полей, месторождений и магматизма. Всего учтено 140 опорных разрезов от раннего рифея по юру включительно с отбором до 180 000 литогеохимических проб. Все пробы подвергались полуколичественному спектральному анализу в одной лаборатории Аллах-Юньской геологоразведочной экспедиции. По результатам выборок спектральных анализов по геологическим разрезам отбраковывались результаты с аномально высокими концен-

трациями элементов (относительно общего геофона) в породах (известняки, доломиты, глинистые, песчанистые породы, основные, средние, кислые изверженные породы) на уровне стандартного отклонения от средних ($2,5\sigma$).

Второй этап включал отбор дубликатов (около 2500 проб) на количественный спектральный анализ по всем представительным вещественным и возрастным разностям осадочных образований исследуемых складчатых структур на ограниченный круг элементов. Ограничение количества выполненных количественных анализов диктовалось сугубо экономическими условиями. Около 3800 заготовок проб из разреза осадочных образований складчатых структур КП, СДА, ЮВС отбирались для термовакуумной декрепитации глинистых и карбонатных разностей пород с целью изучения их флюидонасыщенности.

На этом этапе обобщались данные по разрезам силикатных и карбонатных анализов. Всего учтено около 3200 силикатных, и около 800 карбонатных анализов. Силикатные и карбонатные анализы выполнялись в одной химлаборатории Якутского производственного геологического объединения. Золото в разрезах анализировалось нейтронно-активационным методом (г. Ташкент, Челябинск). Всего в расчёт были включены 640 нейтронно-активационных анализов золота, отобранных из алевролитов, песчаников, известняков, доломитов, основных, средних и кислых пород, а также из наиболее распространённых жильных и рудных минералов (кварца, карбонатов, сульфидов). Ограничность количества анализов диктовалась экономическими соображениями.

На третьем этапе после, получения анализов, данные полукачественного и количественного спектральных анализов сравнивались по каждой разновидности опробования и выборке. В случае, если коэффициент вариации в полукачественных и количественных анализах по разновидностям пород достигал более 100%, такие полукачественные и количественные анализы отбраковывались.

Четвёртый этап включал в себя объединение в выборки данных полукачественного анализа, не отличавшихся больше, чем на величину выше ($2,5\sigma$) от количественных.

На пятом этапе обработки данных формировались выборки анализов по вещественному составу, возрасту, положению в складчатой структуре с целью определения геофона каждой структуры с количественным расчётом параметра относительной энергоёмкости S складчатых структур (табл. 1-18 приложений).

1-8) и для каждой выделенной геохимической ассоциации в разрезе стратифицированной земной коры Южного Верхоянья по степени их подвижности (табл. 2 и табл 1-18 приложений 1 - 8).

Шестой этап включал в себя составление выборки, отражающей средний элементный и химический состав всего разреза земной коры по типам пород (табл. 2). Оценка концентраций основных породообразующих элементов и элементов-примесей производилась с учётом средневзвешенных значений на мощность опробуемых интервалов (табл. 1).

Сравнение отдельных выборок, полученных по данным ограниченного числа количественных анализов с данными полуколичественного анализа для рудогенных элементов в геологических телах практически не противоречили оценочным количествам принятых средних значений.

Автор монографии отдаёт себе отчёт в том, что такой подход к расчёту региональных кларков (с учётом полуколичественных анализов) не может претендовать на большую точность, с какой могут быть оценены концентрации примесных элементов исследуемого разреза земной коры. Тем не менее массовое число полуколичественных анализов выступило слаживающим эффектом в возможности грубых просчётов в *оценке средних концентраций наиболее распространённых рудогенных элементов*. Поэтому рассчитанные региональные кларки могут скорее отражать геофон исследуемой земной коры, но он оказался весьма полезным в выявлении геохимической специфики разрезов исследуемой части земной коры и складчатых структур в отдельности.

Выполненные расчёты региональных кларков на примере земной коры Юго-Восточной Якутии мощностью около 33 км [54, 55] (табл. 1,2) позволили выделить временную циклично-зональную последовательность накопления и рассеяния элементов в осадочных комплексах стратифицированной земной коры Якутии в возрастном интервале от раннего рифея по мел включительно [33], наметить соответствие положения уровней минерализации с надкларковыми концентрациями отдельных ассоциаций рудных элементов, а также разработать новые принципы прогноза и оценки золотого оруденения в терригенных толщах [6], выделить новые геохимические провинции и провести геохимическое районирование территории Юго-Восточной Якутии с выделением геохимических зон, полей в масштабе 1:500000. На основе обобщения огромного числа химических, карбонатных, силикатных анализов был рассчитан средний

химический состав стратифицированной земной коры складчатых структур юго-восточного обрамления Сибирской платформы [42].

Особенностью изученного разреза земной коры в геологических структурах восточного обрамления Сибирской платформы является отсутствие высоких степеней метаморфизма. Региональный метаморфизм представлен самыми низкими субфаундациями [77], с минеральными ассоциациями кварца, серицита, хлорита, эпидота, реже (в отдельных зонах более интенсивного дислокационного метаморфизма) стильтиномелана, биотита. Лишь в некоторых частях осадочных бассейнов (например, в западной — Присеттедабанской зоне Южного Верхоянья) проявлен региональный метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, оказавший существенное влияние на перераспределение золота в осадочных толщах [2].

Таблица 1

Количественные соотношения пород стратифицированной коры Южного Верхоянья (ЮВ), учтённые при расчётах региональных кларков

Складчатая структура	Относительная доля осадочных пород, %			Относительная доля изверженных пород, %			8	9	10	11	12
	1	2	3	4	5	6					
Кыллахское поднятие	35,00	30,00	35,00	1,05	1,05	-	-	2,1	0,967	2,03	5,44
Сеге-Дабанский антиклиниорий	17,00	38,00	45,00	3,75	3,75	-	-	1,4	1,03	1,44	3,99
Южно-Верхоянский синклиниорий	44,00	56,00	0,10	4,28	0,25	1,03	3,00	7,2	1,12	8,05	21,14
Сартангский синклиниорий	53,00	47,00	0,05	2,00	0,10	0,50	1,50	2,97	0,75	2,23	5,79
В целом для ЮВ	38,80	48,76	12,44	3,64	0,85	0,71	2,07	10,70	3,11	33,27	88,20
											2,65

Примечание: 1- глинистые породы; 2- песчаники; 3- карбонатные породы; 4- по отношению к осадочным породам; 5- в том числе основных; 6- в том числе средних; 7- в том числе кислых; 8- площадь 10^{-4} см^2 ; 9- мощность 10^6 см ; 10- объем 10^{20} см^3 ; 11- масса 10^{20} г ; 12- плотность $\text{г}/\text{см}^3$

Таблица 2

Региональные кларки (геофон) и средние концентрации элементов в породах Южного Верхоянья, масс.%

Элемент	Кларка ЮВ	kk*	1	2	3	4	5	6	7	8
Li	0,003	1		0,0035	0,0030	0,0027				
Be	0,0003	0,79		0,0001	0,0003	0,0006	0,0004			
B	0,004	3,3	0,0055	0,00085	0,0014	0,0021	0,0016	0,005	0,0052	0,0026
O	47,90	1,02	44,07	46,24	48,07	48,50	45,77	49,30	47,90	47,00
Na	1,13	0,45	1,92	2,49	2,86	2,65	4,29	2,45	1,09	0,56
Mg	2,09	1,12	3,54	1,81	0,93	0,35	1,74	0,42	2,32	4,65
Al	5,60	0,69	7,32	8,66	8,34	7,84	9,47	5,69	5,90	4,49
Si	25,45	0,88	22,60	27,57	30,22	33,14	23,62	35,09	23,85	14,13
P	0,03	0,33	0,12	0,13	0,10	0,03	0,17	0,06	0,08	0,03
S	0,07	1,40	0,11	0,060	0,030	0,024	0,090	0,120	0,150	0,03
K	2,17	0,86	1,30	2,25	2,88	3,60	2,87	1,54	0,96	2,09
Ti	0,31	0,69	1,00	0,55	0,34	0,14	0,64	0,25	0,25	0,23
V	0,010	1,110	0,010	0,011	0,0045	0,0016		0,0085	0,014	0,008
Cr	0,0058	0,690	0,0072	0,0027	0,0016	0,0015	0,0011	0,0077	0,0090	0,0080
Mn	0,07	0,70	0,10	0,08	0,06	0,03	0,14	0,04	0,04	0,015
Ca	7,61	1,92	5,60	3,48	2,41	1,32	3,80	1,32	6,90	21,22

Продолжение таблицы 2

Элемент	Кора ЮВ	kk*	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	3,01	0,65	10,38	4,34	3,40	1,86	6,13	1,80	2,70	2,12
Ni	0,0060	1,0	0,0037	0,0013	0,006	0,004	0,007	0,006	0,007	0,003
Co	0,0018	1,0	0,0035	0,0012	0,005	0,003	0,006	0,0017	0,003	0,008
Cu	0,0023	0,49	0,010	0,0018	0,0020	0,0019	0,0058	0,0027	0,0044	0,0020
Ga	0,0015	0,79	0,0017	0,0032	0,0021	0,0038	0,0038	0,0013	0,0021	0,0005
Ge	0,0002	1,43	0,0003	0,0001	0,0001	0,0001		0,0003	0,0002	0,0001
As	0,0045	2,65	0,0034	0,0062	0,0036	0,0096		0,0046	0,0055	0,0045
Sr	0,043	1,26		0,001		0,048		43		
Mo	0,0007	0,64	0,00002	0,00007	0,00015	0,00027	0,0022	0,0007	0,00012	0,00004
Ag	0,000018	2,8	0,000022	0,00007	0,000015	0,000015	0,00006	0,00002	0,00009	0,00005
Sn	0,00026	1,10	0,00013	0,00006	0,00014	0,00012	0,00120	0,00027	0,00040	0,00016
Ba	0,016	0,25		0,012	0,01	0,04	0,036	0,017	0,03	0,035
Au, мг/т	4,4	1,1	8,6	6,0	5,3	2,7	3,0	4,2	5,8	2,1
Hg, мг/т	68	0,81		27	32	24		5	60	
Bi	0,0002	2,22	0,0010		0,0004	0,0002		0,0002	0,0002	

Продолжение таблицы 2

Элемент	Кора ЮВ	kk*	1	2	3	4	5	6	7	8
Pb	0,00007	0,46	0,00006	0,00114	0,00020	0,00448	0,0067	0,0015	0,0018	0,0005
Rb				0,00112	0,0090	0,0016				
Cs				0,0004	0,0002	0,0003				
Zn	0,0078	0,94	0,0078	0,0090	0,0095	0,0100	0,0034	0,0016	0,0095	0,0020
Кол-во проб	96070		1911	2950	6756	12011	1307	29678	30543	10914

* Кларк концентрации относительно кларка земной коры. Здесь и для табл. 3: 1 — основные породы, 2 — средние породы, 3 — гранодиориты, 4 — граниты, 5 — щелочные породы, 6 — глинистые сланцы, 7 — песчаники, 8 — карбонатные породы. Кора ЮВ — региональный кларк земной коры Южного Верхоянья с учётом количественных разностей пород по разрезу складчатых структур от рифей по мел включительно восточного обрамления Сибирской платформы. Незаполненные клетки означают, что кларки и средние значения не рассчитывались ввиду ограниченного числа данных.

Таблица 3

Корреляция уровней минерализации, накопления и рассеяния элементов в осадочных комплексах Южного Верхоянья					
Возраст	Структура	Комплекс	Уровни минерализации	Дефицитные элементы	Избыточные элементы
K	ОВП	Вулканогенный	Sn, Pb, Zn, Ag, Mn, In	Co, Ni, Mn, Cr, Ti, V, Fe, Mg,	K, Si, Al, Na, Ag, Sn, Cd, In
J	ЮВС	Терригенный верхоянский	P	Ba, Sr, Mo, Ce, Mn, Mg, Ca	Si, Ti, Al, Fe, K, Na, S P
T			Hg Cu, W		Ga, Ni, V, Ti, Fe, Hg, Sb Si, Al, Ti, Fe, K, Na, P, Cu
P			Au, Ag, Sb, As, Mn Pb, Zn Au, C	Cr, Co, Ni, Cu Mg, Ca,	S, Mn, K, Na, Si, Ti, Al, Fe, P, V, Au, Ce, La, As, Sn, Zn, Pb, Ag, Au, C
C ₂₃			Au	V, Ni, Co, Na,	Au, C Si, Al, Ti, Fe, K, P
C ₁			Cu, Ag, Fe	Ni, Cr, V, Ti,	Fe, Sn, B, Mo, Ce, La, Cu, Ag Al, Fe, Mg, P, S
D		Терригенно-карбонатный сегедабанский		Ti, V, Si, Fe, Mn, Na Pb, Zn	Al, Mg, Ca, K, P, S As
S			As, Hg, Sb Zn, F, Cl	Ni, Mo, Ni Si, Mn, Ca, K, Na, S	As, Sb, Hg Ti, Al, Fe, Mg, P
O			Cu, Zn, Pb P	Ge, Ni, Ga Al, Ti, Mn, Na, K, Ca	P, Mo, Co, Fe, Cr, V, Si, Mg, Ti, S, C Au, Zn, Ag, Pt, Pb
G			Pb, Zn, Ge Cu	Pb, Zn Ti, Al, Mn, Mg, Na, K, S	Mo, Ge, Hg Si, P
V				V, Co, Ni, Ga, Cr, B, Mn, Mo S, Mn, Mg, Ca, Na	Ce, La, Nb, Cu, Pb, Zn K, Ti, Si, Al, Fe, P
Rf ₃	КП	Карбонатно-терригенный калькахский	Cu, Pb, Zn Fe, Cr	Ga, Ti, S, P, Na, Mn, Ti	Cu, Zn, As, Fe, Cr, Si, Al, Mg, Ca, K
Rf ₂			Fe, Cr, Au	S, Ga, K, Na, Mn, Mg, Ni, Co	Si, Ti, Al, K, P, Cr, Au, C
Rf ₁					

Примечание: пунктирной линией показаны главные структурные и стратиграфические несогласия

Таблица 4

Корреляция температур флюидонасыщенности разреза осадочных пород, с температурой минералов на установленных уровнях рудной минерализации и уровнями надкларковых концентраций основных рудогенных элементов

Возраст осадков	Структура	Температуры максимальной флюидонасыщенности (отн. един.), установленные для складчатых структур Южного Верхояния по результатам темновакумного пропретра осадочных пород складчатых структур Южного Верхояния	Установленные уровни надкларковых концентраций основных рудогенных элементов				Температуры (°C) максимальной флюидонасыщенности жильных и рудных минералов *
			1	10	20	30	40
K	ОВП	80-112°	Sb, Ag, Sn, Zn, Pb, Mn, U, Mo, W, Be	P	Ag, Sn, Pb, Zn, Mn, Mo	80-112° _S	80-112°
J			Hg, Sb, As	Hg, Sb			Не определились
T	ЮВС	165-225°	Pb, Zn, Sn, Ag, Sb, Mn, Au, As, S, C	Pb, Zn, Sn, Ag, Sb, Mn, Au, As	80-112°, 112-225°	80-165° 165-225°	
P			Au, As, C	Au		165-225°, 225-265°	
C			Fe, Cu	Fe, Cu, Ag	112-225°, 265-340°		
D			Zn			Не определились	
S	СДА		Zn, Pb, Au	Zn, As, Sb, Hg	112-225°, 265-350°		
O			Au, Pt, S, Zn, Ag		80-112°, 225-350°		
G			Ge	Pb, Zn, Ge	225-265°, 270-340°		
V			Pb, Zn, Cu	Pb, Zn, Cu	165-265°, 340-430°		
R ₃	KII		Cr, Fe	Cr, Fe	225-265°, 340-430°		
R ₂			Fe, Au	Fe, Au	265-340°, 340-430°		
R ₁							

3.4. Временная циклично-зональная последовательность накопления и рассеяния химических элементов и волновая природа флюидонасыщенности разреза исследуемой земной коры Южного Верхоянья

Уже на этапе расчёта региональных кларков осадочных бассейнов складчатых структур юго-восточного обрамления Сибирской платформ путём обобщения и анализа отношений концентраций химических элементов, зафиксированных в изученных литолого-геохимических разрезах на уровне стратиграфических подразделов (свит) к рассчитанным кларкам земной коры Южного Верхоянья, удалось выделить их временную, периодичную циклично-зональную последовательность накопления и рассеяния в объеме земной коры [47] мощностью около 33 км (*табл.3*). Самым любопытным фактом оказалось то, что при сопоставлении уровней накопления и рассеяния петрогенных и рудогенных химических элементов обнаружилась корреляции между положением известных рудопроявлений и месторождений (стратифицированных и не стратифицированных, пространственно связанных и не связанных с магматизмом и вулканизмом) в разрезе исследуемой части земной коры с уровнями избыточного (относительно регионального кларка) накопления элементов. А положение уровней накопления элементов в разрезе периодически сменяется уровнями их рассеяния. При этом *в целом гетерогенный разрез земной коры как бы компенсирован, оставаясь в состоянии близком к равновесному по объему фиксированных уровней дефицита и избытка элементов относительно региональных кларков в разрезе изученной земной коры.*

Выявленная закономерность нуждалась в объяснении полученной корреляции распределения петрогенных и рудогенных элементов в разрезе с положением выявленных ранее проявлений и месторождений полезных ископаемых. Уместно напомнить ещё, что *разрезы осадочных пород опробовались за пределами влияния рудных полей, месторождений, влияния магматизма.*

Поэтому возникла необходимость исследования всего разреза осадочных пород бассейнов сидементации на их флюидонасыщенность путём отгона из них флюидной фазы. Для этого использовалась известная вакуумная аппаратура, разработанная в Ростовском госуниверситете на основе вакуумных декрепитации

тометров.

Опробованию подлежали исключительно глинистые отложения (такие образования имеются практически в каждом выделенных стратиграфических подразделах), как более гомогенные по петрофизическим особенностям, петрографическому и минеральному составу. Опробование проводилось Д.С. Баскаревым при составлении им эталонной коллекции горных пород Южного верхоянья в рамках разработанной стратиграфической легенды при геологическом картировании м-ба 1:200000 — 1:50 000 с дублированием образцов на силикатный, петрофизический, спектральный анализ, сколков на вакуумно-декрептометрический анализ.

Автор настоящей монографии, длительное время занимавшийся термовакуумными исследованиями пород и минералов, отдавал себе отчёт в том, что осадочные породы содержат флюидную fazу, законсервированную в их цементе и кластогенном материале, попавшим в породы из областей сноса в бассейны седиментации. Поэтому влияние кластогенного материала должно было непременно сказаться на общей картине флюидонасыщенности осадочных пород.

Всего вакуумно-декрептометрическим исследованиям было подвергнуто около 1800 проб при составлении эталонной коллекции. Около 2100 проб подверглись таким же испытаниям из сохранившихся коллекций по разрезам осадочных пород на период завершения литолого-геохимических исследований при геологическом картировании и доизучении м-ба 1:200000 — 1:50000 Южного Верхоянья.

В результате обработки полученного материала обнаружилось следующее (табл. 4). В составе отогнанной из осадочных пород газово-жидкой фазы при прогреве их в вакууме выше температурной точки полиморфизма кварца (573°C) выделились разные группы включений вблизи статистических значений следующих температур: 80°C , 112°C , 165°C , 225°C , 265°C , 340°C , 430°C , 570 — 580°C . Эти максимумы оказались близки к установленным температурным точкам структурного полиморфизма воды и кварца [26]. Это как раз указывало на то, что в составе пород кластогенный материал мог не только содержать разные температурные группы включений, например, в кварце осадочных пород, как более устойчивом к выветриванию минерале, но и оказывать влияние на общую картину распределения температур отгона флюидной фазы из цемента глини-

стых пород. Однако, когда были выделены только температурные группы с максимальной флюидонасыщенностью пород и отброшены спорадически встречающиеся остальные разнотемпературные группы с небольшим относительным объёмом газово-жидкой фазы, то оказалось, что флюидонасыщенность глинистых пород в разрезе земной коры ведёт себя периодично и волнообразно. Это, в первом приближении, можно было интерпретировать как изменение флюидонасыщенности цемента осадочных пород по разрезу стратифицированной земной коры, поскольку относительный вклад цемента всегда выше доли отдельно взятого кластогенного образования (например, минерального вида) в составе породы.

Снизу вверх флюидонасыщенность меняется от наиболее высоких температурных групп в осадочном бассейне КП, к среднетемпературным — в СДА и низкотемпературным — в ЮВС.

Позже, специально проведённые сопоставления экспериментально выделенных температурных групп газово-жидких фаз и включений в минералах руд разного состава (пространственно связанных и не связанных с магматизмом), локализованных на тех же стратоуровиях, где были установлены надкларковые количества рудогенных элементов, входящих в состав руд, позволили установить корреляцию между температурой флюидонасыщенности пород и минералов в рудах (*табл. 4*).

При этом, каждая геологическая структура (КП, СДА, ЮВС) на общем фоне разнотемпературных групп отгона в вакууме газово-жидкой фазы выделялась только присущей ей температурной группой максимальной флюидонасыщенности, а объём выделенной флюидной фазы увеличивается в направлении от древних бассейнов седиментации к более молодым.

На основе полученной информации (ещё до самой процедуры составления геохимической карты) можно было сделать следующие предварительные выводы.

1. Весь разрез изученной стратифицированной коры явно находится под влиянием как кондуктивного, так и конвективного теплопотока [14] с проявлением катазонального (КП), мезозонального (СДА) и эпизонального (ЮВС) регионального метаморфизма осадочных пород [33, 35, 36]. Зная температурные характеристики отгона включений из осадочных пород по всему разрезу

исследуемой части земной коры, оказалось возможным рассчитать средние значения термоградиента (изменение температуры вглубь земной коры на каждые 100 м). Для складчатой структуры КП термоградиент составляет 2,90 — 3,0°C, для СДА 3,2 — 3,6°C и ЮВС 3,8 — 4,0°C. Около границы ЮВС с Охотским вулканогенным поясом термоградиент иногда достигает значения 4,5 °C. Таким образом, чем дальше к востоку от Сибирской платформы (и ближе к границе Тихоокеанской плиты) расположены складчатые структуры, тем выше относительное значение теплопотока, отражающегося в значении термоградиента.

В условиях кондуктивного и конвективного прогрева осадочных пород объём их флюидонасыщенности в выделенных температурных максимумах увеличивается снизу вверх по разрезу. То есть породы осадочных бассейнов, находятся под постоянным влиянием теплопотока и не могут не реагировать на это состоянием изменения их собственного химического состава, а потому непрерывно находятся в неравновесном состоянии, которое может быть количественно оценено относительной величиной S .

2. Совпадение температуры максимального отгона включений из осадочных пород и руд, локализованных на этих стратоуровнях и имеющих разную природу образования и морфологию (от стратифицированных до секущих тел разной морфологии) может указывать как на соответствие температуры вмещающей среды температуре минералообразования в рудах, так и на метаморфизм руд под влиянием непрерывного кондуктивного и конвективного теплопотока после их образования. В последнем случае хорошо объясняется соответствие доминирующей группы включений в рудных минералах температуре регионального метаморфизма как под влиянием складчатости, так и под влиянием кондуктивного и конвективного теплопотока.

Выявленная особенность флюидонасыщенности изученной части разреза земной коры Южного Верхоянья может также указывать на то, что любая попытка измерения температуры минералообразования в среде рудоотложения должна учитывать температуру самой среды на момент рудообразования. В противном случае геолог не может точно сказать, при какой температуре происходил сам процесс рудоотложения.

Например, если рудоотложение в рифейских отложениях происходило при температуре около 340°C (табл.4), а температурный фон пород на это время со-

ставлял 165°C, то при длительном кондуктивном прогреве пород и руд до температуры 265°C (в течение венда и палеозоя), часть включений в минералах руд будет отогнано при этой температуре в среду рудоотложения по микротрещинам и появятся более низкотемпературные вторичные включения, а относительная величина объема флюидонасыщенности минералов, сформированных при температуре 340°C, станет меньше. В этом смысле ориентация только на на относительные величины объемов газово-жидкой фазы в тех или иных рудных минералах, для определения их истинной температуры минералообразования может оказаться не совсем корректной.

К сожалению автору не удалось получить полной картины изменения состава флюидной фазы при отгоне её из осадочных пород в вакууме. По единичным хроматографическим анализам из единичных проб разреза в составе флюидных фаз рифейских, вендских и пермских алевролитов относительно преобладающими (как и в рудах) были (по степени убывания): углекислота, вода, метан, редко сернистый газ. В условиях установленных температур отгона включений появление метана в составе газово-жидкой фазы может быть объяснимо последовательными реакциями процесса, установленного Ф.Фишером-Г.Троппшем: $CO + 3H_2 \rightarrow CH_4 + H_2O$ - гидрирование оксида углерода до метана, затем $2CO \rightarrow CO_2 + C$ - по реакции Белла-Будуара и через $CO + H_2O \leftrightarrow CO_2 + H_2$ состояние равновесного водяного газа. А появление антраксолитов, альгаритов, графита в рудах и окорудном пространстве может быть связано с метаморфизмом метана в закрытой термодинамической системе. Другими словами происхождение углерода в составе, например, терригенного чёрносланцевого разреза перми может быть объяснено не только наличием рассеянного органического вещества в самих породах, но и эндогенным его источником [82] под влиянием кондуктивного и конвективных теплопотоков, исходящих из глубин земной коры [91] и регионального метаморфизма [22].

3. Наличие корреляции положения уровней минерализации (вне зависимости от условий их образования) с уровнями избыточного накопления металлов в составе этих руд может означать, что в образовании руд могли участвовать и вмещающие осадочные породы. Поэтому картирование надкларковых концентраций элементов в разрезах осадочных пород, сопоставление их геохимических ассоциаций с геохимической ассоциацией руд и изверженных пород позволяет получить косвенную информацию об источниках металлов в составе руд-

ных месторождений. А картирование величины S геохимических ассоциаций позволит показать относительный количественный вклад каждой ассоциации в рудообразование.

4. Процедура подготовки основы геохимического картирования при литолого-геохимических исследованиях осадочных бассейнов

В рамках ограниченных возможностей монографии по представлению самой карты для её графического отображения, автором специально приведены расчётные *таблицы 1 — 19 приложений 1 — 9* с отображением самого принципа выделения геохимических ассоциаций по всему исследуемому разрезу, оценки степени относительной равновесности-неравновесности S толщ с такой полнотой, чтобы любой специалист смог не только в принципе понять саму процедуру выбора элементов геохимического картирования осадочных бассейнов, но и на основе этих таблиц смог сам построить геохимическую карту Южного Верхоянья при наличии геологической основы с целью выявления всего многообразия источников, участвующих при формировании широкого спектра рудных месторождений.

Подобная процедура расчёта таблиц, заложенная в основу геохимического картирования, может быть сохранена и доступна для любого исследователя, чтобы попробовать разные варианты работы с элементами геохимического картирования как надкларкового, так и ниже кларкового уровня.

В рамках закона динамического равновесия, осадочные толщи или геологические тела другого состава и происхождения, характеризующиеся надкларковыми концентрациями ассоциаций элементов, могут рассматриваться как одни из источников возможной экстракции металлов под влиянием различных геологических факторов участвующих в тепломассопереносе (магматизма, вулканизма, метаморфизма разной природы, метасоматизма, гидротермальной деятельности), а толщи с дефицитом относительно региональных кларков рудогенных элементов могут рассматриваться в качестве потенциальной среды рудоотложения. В этом и заключается глубокий смысл использования расчёта региональных кларков для целей понимания истории процессов рудообразования при геохимическом картировании.

Сравнение геофона земной коры восточного обрамления Сибирской платформы с кларком земной коры (*табл. 2*), как мы уже отмечали выше, позволил выделить основные закономерности в истории накопления и рассеяния химических элементов в составе стратифицированной коры Восточной Якутии, какие

были положены в основу практического использования результатов исследований в конкретных складчатых структурах. В частности при проведении поисков и оценки перспективности площадей (геохимических провинций, зон) на золотое, серебряное, олово-полиметаллическое оруденение в Южном Верхоянье [6, 58]. Подобные исследования доказали возможности транзита, на пример, золота [70,71] в черносланцевых толщах Южного Верхоянья в разных геодинамических обстановках [63].

После расчётов региональных кларков земной коры напрашивается процедура расчета геофона складчатых структур КП, СДА, ЮВС. На этой основе выявляются геохимические особенности накопления и рассеяния элементов в конкретно рассматриваемых структурах (*табл. 1 — 18, приложений 1 — 7*). В результате таких обобщений удалось выявить следующее. Избыточное накопление Cu, Pb, Zn, Ge, Ce, La, Y, Hg, Ba в КП по отношению к региональному кларку коррелирует с расположением в разрезе многочисленных точек минерализации, рудопроявлений и месторождений меди, свинца, цинка, германия, тантала, ниобия, церия, иттрия, лантана, проявлений барита. На сегодня не известны только проявления ртути, но выявленные шлиховые ореолы киновари могут служить основанием того, что такие проявления ртути будут выявлены в будущем.

Отдельные разрезы Сетте-Дабанского антиклиниория характеризуются наличием выше кларковых концентраций меди, сурьмы, ртути, золота, бора, мышьяка. На его территории вблизи уровней надкларковых концентраций или непосредственно в них обнаружены месторождения меди, проявления ртути, сурьмы, мышьяка (в минеральной форме аурипигмента и реальгара), бора (в минеральной форме аксинита). Золото в незначительных концентрациях установлено в минерализованных дайках диабазов, при пересечении которых водотоками в аллювии установлена россыпная золотоносность. При этом пробность золота россыпей близка к таковой золота минерализованных даек диабазов [32].

В Южно-Верхоянском синклиниории локализуются многочисленные точки минерализации, рудопроявления и месторождения золота, свинца, цинка, меди, олова, серебра (амальгамы серебра, в минеральной форме серебряных сульфосолей сложного состава, в примесях к различным сульфидам), сурьмы, мышьяка (арсенопиритового минерального типа), бора (аксинитового минерального типа), марганца (алабандинового минерального типа), фосфора (конкремции в ранней юре), молибдена (молибденитового минерального типа), вольфрама

(вольфрамит-шеелитового, халькопирит-пирротин-шеелитового минерального типа), а осадочные и вулканогенные комплексы характеризуются повышенным кларком концентрации этих же элементов (*рис. 4*).

Таблица 5

Оценка величины показателя неравновесности (относительной величины энергии S) микросостояний осадочных бассейнов складчатых структур Южного Верхоянья¹

Кыллахское поднятие. Возраст осадочных пород ранний рифей — кембрий. Мощность разреза 9670 м. Возраст изверженных пород поздний рифей — девон.		Сетте-Дабанский антиклиниорий. Возраст осадочных пород кембрий — ранний карбон. Мощность разреза 10300 м. Возраст изверженных пород — девонский.		Южно-Верхоянский синклиниорий. Возраст осадочных пород — средний карбон — ранняя юра. Мощность разреза 11200 м. Возраст изверженных пород ранний — поздний мел.	
A	B	A	B	A	B
1,14	2,10	3,65	8,3	24,36	23,52
Количество установленных элементов с надкларковыми концентрациями в химическом составе складчатых структур					
2	2	3	5	7	8
Количество учтённых точек минерализации, рудопроявлений и месторождений					
53	64			222	
Разнообразие минеральных видов точек минерализации, рудопроявлений и месторождений металлов и неметаллов					
Fe, Cr, Cu, Zn, Pb, Ge, Ta, Nb, TR, Au, Hg, Ba, Sr, а также фосфориты	Fe, Cu, Zn, Pb, Ge, Ta, Nb, TR, Hg, Sb, As, S, Au, Pt (?)	а также фосфориты		Hg, Sb, Ag, Au, Cu, Pb, Zn, As, Sn, Cd, In, Mn, Ga, W, Mo, Re, Bi, Te, Co, Pt	

Примечание: А- без учёта состава и количества изверженных пород в разрезе осадочных комплексов, Б- с учётом состава и количества изверженных пород в составе осадочных комплексов.

¹ Для оценки неравновесности (относительной энергоёмкости) микросостояния необходимо показатели S умножить на площадь сравниваемых геологических тел (осадочных и изверженных пород) того иерархического уровня, который исследуется (целиком складчатая структура, комплекс, формация, свита, интрузивное тело и т. д.).

Таким образом, уже на этапе расчёта региональных кларков и геофона складчатых структур выявляются не только геохимические пространственно-временные особенности накопления и рассеяния химических элементов, но и выделяются перспективные уровни локализации как уже известных скоплений руд в их пределах, так и горизонты потенциально возможного обнаружения новой минерализации в пределах откартированных толщ с надкларковыми концентрациями химических элементов. Тем самым уже на этой стадии обобщения геохимических данных возникает возможность решения проблем разбраковки площадей и разрезов по степени их перспективности на поиски тех или иных месторождений рудного и нерудного (например, фосфоритов) сырья.

Например, на уроне обнаруженных надкларковых концентраций марганца в разрезе поздней перми в восточной части Южно-Верхоянского синклиниория позднее было открытоrudопроявление уникальных, не имеющих мировых аналогов, алабандиновых руд, с высокими примесями серебра, олова индия [49, 57, 93].

Картирование геохимических ассоциаций в геологических телах разного состава и возраста даёт возможность установить качественную и количественную связь участия в рудообразовании осадочных и изверженных пород.

В нижеследующей *табл. 5* по величине рассчитанной относительной энергоёмкости (степени неравновесности) S осадочных и изверженных пород выявляется закономерность увеличения её в направлении от более метаморфизованных к менее метаморфизованным осадкам, от древних к более молодым складчатым структурам. В этом же направлении растёт многообразие элементов с надкларковыми концентрациями их в осадочных и изверженных породах, многообразие месторождений и выявленныхрудопроявлений и точек минерализации, *рис. 4*. Это может означать, что потенциал менее метаморфизованных разностей пород в качестве источников рудообразования гораздо выше более высокометаморфизованных. Последние в процессе метаморфизма потеряли часть рудного вещества, и выступили в качестве метаморфогенных источников металлов.

Обращает также на себя то обстоятельство, что в Кыллахском поднятии, Сетте-Дабанском антиклиниории достаточно велик вклад основных, ультра-

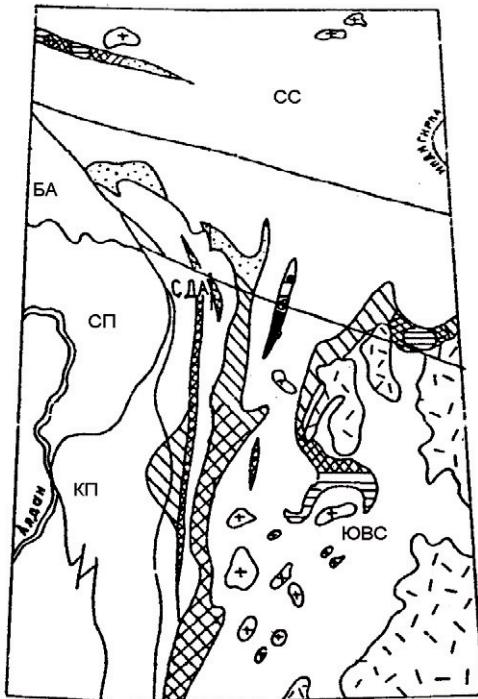
основных и щелочных пород в формировании показателя S неравновесности стратокомплексов, что косвенно может означать участие их в рудообразовании.

В направлении от древних к молодым осадочным комплексам падает доля фемических и возрастает вклад сиалических геохимических ассоциаций в картируемых геологических телах. При этом в направлении от более древней структуры Кыллахского поднятия к Южно-Верхоянскому синклиниорию на химический состав разрезов осадочных комплексов оказывает большее влияние состав изверженных пород, несмотря на то, что их доля в осадках незначительна (*табл. 1*). Это очень важный факт, который может указывать на то, что снизу вверх по разрезу складчатых структур возрастает количественный вклад магматизма и вулканизма в формирование как состава геохимических ассоциаций, так и влияния их на рудообразование.

Например, геохимическая типизация даек диабазов, как интрузивных аналогов базальтов девона в Сетте-Дабанском антиклиниории, не совпадает с геохимической типизацией ассоциаций элементов в золотых рудах, локализованных в самих дайках, но близка к геохимическими ассоциациями золоторудных месторождений в Присеттедабанской зоне Южно-Верхоянского синклиниория, сформировавшимися в мезозойскую складчатость [32]. При анализе истории развития геологической структуры [59,60] авторы в своё время сделали вывод о наличии подвига западной части Южно-Верхоянского синклиниория под более древнюю структуру Сетте-Дабанского антиклиниория в рамках гипотезы тектоники плит, а появление чуждой для даек и базальтов ассоциаций мышьяка, золота, свинца, цинка, бериллия, вольфрама, сурьмы является свидетельством наложения поздних (мезозойских) процессов рудообразования на сами дайки диабазов девона в Бурхалинском глубинном разломе (*рис. 5*). Рудная минерализация в дайках диабазах распространена широко и представлена как ранней золото-пирит-арсенопиритовой, так и поздней золото-блёклорудной ассоциацией. Прослеживается в зоне влияния Бурхалинского разлома почти на 60 км от бассейна р. В.Хандыги до р. Белой и правых притоков р. Аллах-Юнь. Такое явление не может рассматриваться как локальное, а является следствием регионального вовлечения в геодинамику наложенных гидротермально-метасоматических процессов в таких крупных геологических структурах, как западная часть Южно-Верхоянского синклиниория и восточная зона Сетте-Дабанского антиклиниория.

Эра	Период	Структура	Комплекс	Литология	Установленные уровни минерализации	Концентрации элементов		
						Ниже регионального кларка	Выше регионального кларка	
MZ	K ₁₋₂	ЮВС	1		Sn, Zn, Pb, Ag Sn, Zn, Pb, Ag Zn, Pb, Cu, Mn	Co, Ni, Mn, Cr Ti, V, Fe	K, Na, Cd, In	
	J ₁₋₂				P	Ba, Sr, P, Mo, R, Na, Nb	Mn, Ga, Ni, V, Ti, Fe	
	T				Hg Sb	Cr, Co, Ni	S, As, Sn, Zn, Pb, Ag	
	P				Sb, Ag, Ag, Mn Au, Sb Au, Pb, Zn, Ag Au, As	Ti, K, Na	Au Be, W, K Cd, Sn Ce, La V, P, Th	
	C				Cu	Cr, Mn, Co, Ni	Mn, Co, Ni, V	
	D				Pb, Zn, Cu	Ti, V, Ge, Pb	Cu, Sn, B, Mo Ge, Ga, Y, Yb, Ce, La	
	S				Zn, F, Cl	Ni, Mo, Ti	Au, As Ti, Co, Cr, Fe, S P, V, Ag, Mo	
	O				Cu, Zn, Pb P, V Cu, Zn, Pb, Ag	Ge, Ni, Pb, Mn, K, Na		
	G				Zn, Pb, Ge	Mo, Sn, Ga, Pb Ag, Ba	Hg Ge Zn	
	V		СДА		Cu, Zn, Pb	.Li, V, Co Ni, Ga, Cr B, Mn, Mo	Nb, Bi, Sb, Na	
Pz	R ₃				Pb, Zn Pb, Zn		Sb	
	R ₂				Pb, Zn		Pb	
	R ₁				Cu Fe, Cr		Zn	
					Pb, Zn Cr Fe Au	Ga, Ti Ga, K, Na	Sr Ba	
Pt		КВ	4					

Рис. 4. Литологическая приуроченность минерализации, накопления и дефицита элементов (относительно региональных кларков) в разрезе земной коры ЮВС.



M-6 1:5 000000

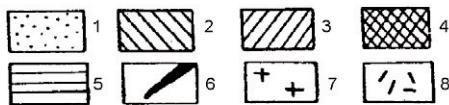


Рис. 5. Схема зонального расположения минеральных типов золоторудных месторождений, рудопроявлений, точек минерализации Юго-Восточной Якутии.

Минеральные типы: 1. золото-сульфоантимонитовый; 2. золото-галенит-сфалерит-блеклорудный; 3. золото-пирит-арсенопиритовый; 4. наложенных минеральных типов 2,3; 5. золото-сульфотеллуридный; 6. наложенных минеральных типов 1,2,3; 7. Массивы и штоки гранитоидов ранне-позднемелового возраста. 8. Вулканиты среднего и кислого состава поздней юры — позднего мела. Структуры: СП — Сибирская платформа; КП — Куллахское поднятие; СДА — Сетте-Дабанский антиклиниорий; ЮВС — Южно-Верхоянский синклиниорий; БА — Барайнский антиклиниорий; СС — Сартангский синклиниорий.

5. Процедура выделения и картирования геохимических ассоциаций

Почему-то у геохимиков, особенно занимающихся поисками и оценкой перспективности рудных объектов, традиционно сложилось представление о необходимости картировать только элементы, ассоциации элементов, превышающие по своим концентрациям геофон. На самом деле *оказывается чрезвычайно важным отражение на картах как избыточных, так и дефицитных относительно установленного геофона элементов и их ассоциаций*. Совмещение (или отражение на одной геологической основе особым условным знаком) карт с выделенными избыточными и дефицитными элементами, ассоциациями элементов, позволит геологу получить информацию о направленности миграций (рассеяния и концентраций) элементов в той или иной геодинамической обстановке с участием постдиагенетических преобразований, включая метаморфизм разной природы (региональный, контактовый), метасоматизм, гидротермальную деятельность.

Для выделения геохимических ассоциаций, как элементов картирования, необходимо составить соответствующие расчётные таблицы (как показано в табл. 2 и таб. 1 — 18, приложений 1 — 8) при составлении геохимической карты Южного Верхоянья м-ба 1:500000 относительно региональных кларков петрогенных элементов: кремния, титана, алюминия, железа (общего), марганца, магния, кальция, калия, натрия и серы на основе выполненных химанализов по изучаемому разрезу стратифицированной коры.

Затем по отношению к региональному кларку (геофону) выделить избыточные (надкларковые) и дефицитные (ниже регионального кларка) концентрации в картируемых геологических телах (породе, свите, ярусе, формации, комплексе) осадочных и изверженных пород. Поскольку мы имеем дело с расчитанными региональными кларками, то за надкларковые принимаются величины, превышающие 1,01, а за дефицитные — ниже значения 0,99. Равновесными (кларковыми) концентрациями признаются элементы, имеющие значения на уровне 1,01 — 0,99 (в рамках статистической погрешности химических анализов). Возможно более грубое выделение надкларковых и нижекларковых концентраций элементов (например, с точностью до 1,1 и 0,90), но тогда какая-то часть элементов в ассоциации Ю.Г. Щербакова окажется не учтённой. Можно

воспользоваться правилом: чем больше геохимических ассоциаций будет выделено, тем точнее можно определить участие в рудообразовании тех или иных источников вещества в рудных месторождениях.

Дальнейшая процедура связана с выделением 8-ми ассоциаций по космо-геохимической классификации элементов Ю.Г. Щербакова (*рис.3*). Поскольку не все элементы попадут в избыточные или дефицитные, то отдельные геологические тела будут характеризоваться меньшим количеством ассоциаций, а другие большим.

Проиллюстрируем на конкретных примерах возможность выбранной модели геохимического картирования ответить на вопрос об источниках металлов при формировании золоторудной минерализации в Южном Верхоянье.

Пример1. *Процедура выделения геохимических ассоциаций, участвующих в составе осадочных и изверженных породах всех складчатых структур Южного Верхоянья.*

Согласно космохимической классификации элементов Ю.Г. Щербакова постараемся выделить геохимические ассоциации элементов с надкларковыми концентрациями в разрезе земной коры Южного Верхоянья, обратившись к *рис. 3* и составим таблицы 6, 7.

Обратим внимание на следующее.

1. В составе земной коры Южного Верхоянья (ЮВ) по отношению к глобальным кларкам земной коры устанавливается надкларковые концентрации для 13 элементов и примерно столько же в составе осадочных и изверженных пород, кроме известняков, в которых избыточными надкларковыми концентрациями характеризуются всего 4 элемента (*табл.7*). Это так называемый показатель разнообразия элементов, в установленных надкларковых концентрациях пород Южного Верхоянья. Относительно большим разнообразием надкларковых концентраций отличаются глинистые породы разреза земной коры региона, а также основные, средние и щелочные изверженные породы.

В рамках анализа количественного распространения точек минерализации, проявлений и месторождений, пространственно приуроченных к осадочным и

изверженным породам для Южного Верхоянья выявляется следующая картина, табл.6. Наибольшее количество проявлений и месторождений, пространственно связанных с изверженными породами выстраивается в ряд: кислые (пространственно с ними связаны проявления золота, вольфрама, молибдена, олова, месторождения свинца, цинка, серебра, марганца, индия, кадмия); ультраосновные щелочные породы и карбонатиты (пространственно с ними связаны проявления и месторождения тантала, ниобия, редких земель, фосфора, тория); основные породы (пространственно с ними связаны проявления и месторождения свинца, цинка, меди, золота); средние породы (пространственно с ними редко устанавливается связь преимущественно золоторудной минерализации).

Среди осадочных пород наибольшие количества проявлений и месторождений связано с глинистыми (проявления и месторождения рудного и россыпного золота, меди, олова, марганца, свинца, цинка, серебра, сурьмы, ртути и желваковых фосфоритов), песчанистыми разностями пород (проявления и месторождения тех же металлов, что и в глинистых породах, а также вольфрама, молибдена) и в меньшей степени с известняками и доломитами (проявления и месторождения свинца, цинка, германия, меди, сурьмы, ртути).

Таблица 6

Пространственная связь количества точек минерализации, проявлений и рудных месторождений с осадочными и изверженными породами Южного Верхоянья.

Породы:	Кора Южного Верхоянья	Кыллахское поднятие	Сетте-Дабанский антиклиниорий	Южно-Верхоянский синклиниорий
Ультраосновные, щелочные и карбонатиты	14	3	11	1
основные	9	1	8	-
средние	2	-	-	2
кислые	44	-	-	44
глинистые	164	20	19	103
песчанистые	84	6	5	73
известняки + доломиты	44	23	21	-
Всего:	339	53	64	222
в т.ч. рудных месторождений	39	4	7	28
в т. ч. россыпных месторождений золота	18	1	5	12

Из табл.6 следует, что ультраосновные щелочные породы и карбонатиты, относимые разными исследователями к венд — девонскому возрасту, установлены в складчатых структурах КП и СДА. В ЮВС известно одно проявление, относимое к карбонатитам (так называемый Амурский шток карбонатитов, который автором монографии интерпретируется как карбонатный диапир [41]) в терригенном верхоянском комплексе, к которому тяготеет одноимённая золотая россыпь. Пространственно с ультраосновными щелочными породами и карбонатитами в КП и СДА связана минерализация tantalа, ниобия и редких земель группы *Ce* и *La*. В структуре ЮВС редкие земли, tantal и ниобий не обнаружены, а кластогенные минералы фосфатов группы *Ce* (гатчетолит, чёрцит) обнаруживаются в терригенных породах перми, что свидетельствует о размытии рифей-вендских отложений в перми с обогащением пермских осадков церием и лантаном. В этом смысле для ЮВС участие щелочных ультраосновных пород в качестве источников металлов можно отбросить.

Пространственная связь рудной минерализации (в основном меди, бора, реже свинца, цинка) с основными породами доказывается, а вот в ЮВС не известны случаи наличия рудной минерализации, пространственно связанной с основными породами.

2. Примерно такая же пространственная закономерность отмечается для суммарных значений надкларковых концентраций элементов установленных в тех же разновидностях пород за пределами влияния рудных полей. А относительно суммы надкларковых значений элементов в разрезе земной коры Южного Верхоянья (ЮВ) наибольшие значения kk принадлежат основным, средним, щелочным изверженным породам и глинистым сланцам. Гранодиориты, граниты, песчаники и известняки характеризуются величинами kk ниже геофона суммарных надкларковых концентраций Южного Верхоянья.

3. В табл. 7 отражена процедура выделения геохимических ассоциаций для всего разреза Южного Верхоянья и отдельных пород, входящих в складчатые структуры осадочных бассейнов с расчётом величины S — показателя степени неравновесности (относительной величины энергетического потенциала) образований в разрезе относительно других пород.

Для всей земной коры Южного Верхоянья в ассоциации подвижных сиалических окси菲尔ов устанавливается только два элемента с надкларковыми кон-

центрациями B и Sr со значение $kk = 4,56$. Вычислим значение $S = nlnkk = 2ln4,56 = 3,04$ по формуле (3). Таким образом, для земной коры энергетическое выражение данной ассоциации будет измеряться величиной 3,04; основных пород — 0,31; средних — 1,58; гранодиоритов — 0,28; гранитов — 5,46; щелочных — 7,16; песчаников — 1,59; алевролитов — 2,30. А в известняках ни один из элементов 1-ой ассоциации подвижных сиалических окси菲尔ов не установлен, поэтому известняки необходимо отнести к равновесным осадкам по отношению к другим разностям пород для этой ассоциации. Близко к равновесным в разрезе земной коры системам относятся основные породы, гранодиориты, величина S для которых минимальна. Зато вклад в неравновесность состояния земной коры для этой ассоциации очень высок для щелочных пород, гранитов, а также алевролитов и песчаников, составляющих терригенный комплекс

Проделав подобную процедуру учёта избыточных концентраций элементов для остальных семи геохимических ассоциаций Ю.Г.Щербакова, можно дать следующие оценки по относительному влиянию каждой разновидности пород на состояние степени неравновесности земной коры относительно надкларковых концентраций в целом и, собственно, количественного энергетического вклада в возможные источники рудообразования.

На формирование подвижных сиалических окси菲尔ов в земной коре Южного Верхоянья большое влияние оказывают щелочные породы (это, в первую очередь для разреза КП и СДА, где установлены ультраосновные щелочные породы и карбонатиты) по избыточным надкларковым концентрациям калия, бария, стронция, отражающихся на разрезах, осадочных пород (алевролитов и песчаников), *рис. 8,9*. Значительный вклад этой ассоциации принадлежит и гранитам, наличие которых устанавливается только для ЮВС на территории Якутии (только за пределами Якутии устанавливаются выходы гранитов в Сетте-Дабане и Кыллахе). Таким образом, в рамках выделенной ассоциации *Li, Be, B, K, Sr, Ba* для КП и СДА основной вклад этих элементов принадлежит ультраосновным щелочным породам и карбонатитам, а для ЮВС — *гранитам*. Вклад самих осадочных пород КП и СДА, как источников редкометально-редкоземельной минерализации, меньше ультраосновных и щелочных пород (*рис.8,9*).

Ассоциация малоподвижных сиалических окси菲尔ов по избыточному накоплению *Si, Al* является сквозной в осадочных комплексах и характеризует си-

аличность земной коры Южного Верхоянья за счёт максимального вклада кремния и алюминия терригенным верхоянским комплексом и с наличием в нём значительной массы гранитодов (рис. 1,5).

Подвижные фемические окси菲尔ы в рамках превышений концентраций (Na , Ca , P) являются сквозными по избыточному Na и P со значительным влиянием щелочных ультраосновных пород на специфику разреза земной коры в объёме складчатых структур КП и СДА. Кальций характеризуют геохимическую специфику коры Южного Верхоянья (велика относительная доля карбонатных осадков в составе разреза складчатых структур, особенно КП и СДА).

Малоподвижные фемические окси菲尔ы (Ti , V) отражают в основном кластогенную природу осадков и аксессориев изверженных пород Южного Верхоянья при превалирующей роли, опять-таки, щелочных ультраосновных, а также основных пород.

Специфика надкларковых концентраций дефицитно-центробежных подвижных сиалических гетерофилов (S , As , Sb , Pb , Ag , Bi) зависит от геохимической специфики глинистых пород (а также, хоть и в меньшей степени, от средних и щелочных пород) в исследуемой части земной коры Южного Верхоянья и накладывает свой отпечаток на геохимическую особенность всего её разреза. Так называемые рудогенные элементы этой ассоциации большей частью определяют относительную неравновесность и энергоёмкость осадочных пород с большим влиянием верхоянского терригенного комплекса, который является рудовмещающим месторождений и проявлений этих металлов. И его роль в качестве источников этих металлов трудно переоценить. При этом восточная часть ЮВС выделяется как серебряная провинция, а западная — мышьяковая (рис.5).

Дефицитно-центробежные малоподвижные сиалические гетерофилы (Ge , Ga , Sn), входящие в ассоциацию редких металлов, отражают геохимическую специфику опять-таки щелочных, основных пород, глинистых образований и накладывают свой геохимический отпечаток на весь разрез Южного Верхоянья. При этом, что удивительно, гранитоиды характеризуются меньшим значением S этой ассоциации.

Ассоциация подвижных центростремительных фемических гетерофилов (Co , Cu , Zn , Au) максимально накапливаются в глинистых сланцах региона, для которого также специфично надкларковое накопление золота в самой структуре

Южного Верхоянья, в основных, средних породах и гранодиоритах (золотая Аллах-Юньская провинция). При этом основные месторождения рудного и россыпного золота сконцентрированы на стыке структур СДА и ЮВС.

Наконец, малоподвижная ассоциация центростремительных фемических гетерофилов (*Fe, Mg, Mn, Ni, Cr*) присуща основным, щелочным породам и известнякам региона. При этом сам регион Южного Верхоянья отличается небольшим превышением кларков концентраций этой ассоциации.

Подводя итог рассмотрению процедуры выделения геохимических ассоциаций, оценки степени их неравновесности (энергоёмкости) по всем 8-ми геохимическим ассоциациям в различных геологических телах на примере расчёта кларков Южного Верхоянья, можно сделать следующие выводы относительного участия геологических образований в качестве возможных источников элементов (ассоциаций) в составе рудных месторождений.

В целом для складчатых структур КП, СДА основными источниками элементов в редкometальных месторождениях (что является и геологически установленным фактом пространственной парагенетической связи их с щелочным магматизмом) служат ультраосновные, щелочные, реже основные и в меньшей степени глинистые породы. Для редкметальной минерализации в ЮВС важнейшее значение принадлежит гранодиоритам, гранитам (также геологически установленный факт парагенетической связи) и глинистым породам.

В полиметаллических и золоторудных месторождениях наибольший вклад в качестве источников металлов принадлежит глинистым и основным породам. То есть глинистые породы не только аккумулируют в своём составе большое разнообразие элементов и их геохимических ассоциаций, но они способны участвовать в качестве одного из источников металлов в рудных месторождениях, характеризуясь наибольшей степенью неравновесности их в составе пород и, как следствие, обладающей значительной относительной потенциальной энергоёмкостью.

Таким образом, уже на стадии оценки надкларковых количеств элементов и отнесение их к той или иной геохимической ассоциации, даёт возможность получить косвенную информацию об участии тех или иных геологических сред в рудообразовании. *А сами геохимические ассоциации обладают коллективными свойствами влияния на поведение отдельного атома химического элемента, входящего в неё.*

Таблица 7

Количественные показатели надкларковых концентраций элементов в разных по составу породах Южного Верхоянья и геохимические ассоциации по степени их подвижности

Коря ЮВ	1	2	3	4	5	6	7	8
Количество зафиксированных элементов в составе исследуемых образований (разнообразие элементов)								
13	15	15	12	11	15	13	16	4
Среднее — 13 элементов. Близко к среднему количеству надкларковых значений элементов для земной коры Южного Верхоянья								
Суммарная доля надкларковых концентраций химических элементов:								
а) всего по типам пород;								
21,41	28,04	25,32	17,72	18,3	36,37	16,83	27,26	9,19
в т.ч. относительно суммы надкларковых значений ЮВ								
	1,31	1,18	0,83	0,85	1,70	0,79	1,27	0,59
б) подвижных сиалических окси菲尔ов (Li, Be, B, K, Sr, Ba) и относительной потенциальной энергии $S=nlhk$:								
B, Sr (4,56), $S=3,04$	B (1,37), $S = 0,31$	Li, K (2,20), $S= 1,58$	K (1,33), $S= 0,28$	Be, K, Ba (6,16), $S= 5,46$	Be, K, Ba, (5,98), $S= 7,16$	B, Ba (2,31), $S=1,59$	B, Ba (3,17), $S=2,30$	
в) малоподвижных сиалических окси菲尔ов (Al, Si) и относительной потенциальной энергии $S=nlhk$:								
	Al (1,31), $S=0,27$	Al, Si (2,63), $S=1,94$	Al, Si (2,68), $S=1,96$	Al, Si (2,70), $S=1,97$	Al (1,02), $S=0,02$	Al, Si (2,40), $S=1,74$	Al (1,05), $S=0,02$	

г) подвижных фемических окси菲尔лов по типам пород (Na, Ca, P) и относительной потенциальной энергии $S=nlnkk$;

Ca (1,92), $S=0,65$	Na, P (5,70), $S=1,88$	Na, P (6,53), $S=3,76$	Na, P (5,67) $S=3,46$	Na (2,34), $S=0,85$	Na, P (7,84), $S=4,12$	Na, P (4,17), $S=1,76$	P (2,67), $S=0,98$	Ca, (2,79) $S=1,03$
------------------------	---------------------------	---------------------------	--------------------------	------------------------	---------------------------	---------------------------	-----------------------	---------------------------

д) малоподвижных фемических окси菲尔лов по типам пород (Ti,V) и относительной потенциальной энергии $S=nlnkk$;

V (1,1), $S=0,1$	Ti (3,22), $S=1,17$	Ti (1,77), $S=0,57$	Ti (1,10), $S=0,1$		Ti (2,06), $S=0,72$		V (1,4) $S=0,34$	
---------------------	------------------------	------------------------	-----------------------	--	------------------------	--	---------------------	--

е) дефицитно-центробежных подвижных сиалических гетерофилюв (S, As, Sb, Pb, Ag, Bi) и относительной потенциальной энергии $S=nlnkk$;

S, As, Ag, Bi (9,07), $S=8,80$	S, Ag (2,79), $S=1,64$	Ag, As (4,87), $S=3,16$	Bi (2,0), $S=0,69$	As (2,13), $S=0,76$	S, Ag (4,58), $S=3,04$	Ag, S (2,82), $S=1,64$	As, S, Ag (8,36), $S=6,37$	Ag (2,8) $S=1,03$
--------------------------------------	---------------------------	-------------------------------	-----------------------	------------------------	---------------------------	---------------------------	----------------------------------	-------------------------

ж) дефицитно-центробежных малоподвижных сиалических гетерофилюв (Ge, Ga, Sn) и относительной потенциальной энергии $S=nlnkk$;

Ge, Sn (2,53), $S=1,86$	Ga, Ge (2,63), $S=1,96$	Ga (2,13), $S=0,76$	Ga (1,4), $S=0,34$	Ga (2,53), $S=0,93$	Ga,Sn (9,33), $S=4,46$	Ge,Sn (2,64), $S=1,94$	Ga, Sn (2,94), $S=2,16$	
-------------------------------	-------------------------------	------------------------	-----------------------	------------------------	------------------------------	------------------------------	-------------------------------	--

з) подвижных центростремительных фемических гетерофилюв (Co, Cu, Zn, Au) и относительной потенциальной энергии $S=nlnkk$;

Кора ЮВ	1	2	3	4	5	6	7	8
Au (1,1), $S=0,10$	Co,Au (2,89), $S=2,12$	Au,Zn (2,61), $S=1,92$	Au,Zn (2,41), $S=1,76$	Zn (1,28), $S=0,25$	Cu (1,52), $S=0,48$	Cu (1,17), $S=0,16$	Cu,Co,Au, Zn (6,12), $S=7,24$	

и) малоподвижных центро斯特ремительных фемических гетерофилов ($\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ni}, \text{Cr}_i$) и относительной потенциальной энергии $S=\text{nhnkk}$;

Mg (1,12), $S=0,11$	Mg, Mn, Fe, Cr (8,13), $S=8,36$	Mn, Fe (2,58), $S=1,90$	Fe (1,13), $S=0,12$	Fe (1,18), $S=0,16$	Mn, Fe (4,04), $S=2,80$	Cr (1,32), $S=0,28$	Cr (1,55), $S=0,48$	Mg, Cr (3,60), $S=2,72$
------------------------	---------------------------------------	-------------------------------	------------------------	------------------------	-------------------------------	------------------------	------------------------	-------------------------------

Доля превышения клараков концентрации рудогенных относительно петрогенных элементов в химическом составе пород Южного Верхояния, % и потенциальной энергии неравновесности геохимических систем $S=\text{nhnkk}$.

85,8 $S=4,44$	38,45 $S=3,64$	46,64 $S=3,83$	32,78 $S=3,49$	57,05 $S=4,05$	55,24 $S=4,01$	60,9 $S=4,11$	86,35 $S=4,46$	45,48 $S=3,81$
------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	-------------------	------------------	-------------------	-------------------

Примечание: 1 — основные породы, 2 — средние породы, 3 — гранодиориты, 4 — граниты, 5 — щелочные породы, 6 — песчаники, 7 — глинистые сланцы, 8 — карбонатные породы. Коря ЮВ — региональный кварк земной коры Южного Верхояния с учётом количественных разностей пород по разрезу складчатых структур от рифея по мел включительно восточного обрамления Сибирской платформы. Незаполненные клетки означают, что кларки и средние значения не рассчитывались ввиду ограниченного числа данных.

Например, наличие золота в надкларковых концентрациях в том или ином картируемом геологическом теле, как правило, сопровождается присутствием (полнота присутствия ассоциаций, к сожалению, очень сильно зависит от чувствительности и качества аналитических методов) надкларковых подвижных элементов сиалических и фемических гетерофилов (*As, Ag, Bi, Te, Cu, Zn, Pb, Sb, Co*) с непременным фиксированным надкларковым концентраций серы, с которой они образуют минеральную форму в рудах. Таким образом, особенность геохимического свойства золота заключается в том, что в одних случаях оно входит в сиалическую составляющую гетерофилов, а в других — в фемическую ассоциацию (но подвижных!) элементов. *При этом железо, сера и никель выступают своего рода непременным обязательным фоном, на котором осаждается золото*, поскольку железо и сера входят в состав практически всех рудных минералов золоторудных месторождений, а никель и кобальт выступает в качестве примесей в самых распространённых сульфидах мышьяка и меди.

Значительное превышение доли рудогенных элементов в Южном Верхоянье относительно петрогенных в составе надкларковых концентраций может означать, что установленный разрез при определённых условиях воздействия на него со стороны эндогенных процессов может служить одним из источников элементов в составе руд коры исследуемой части разреза Восточного обрамления Сибирской платформы. Значительные концентрации рудогенных относительно петрогенных элементов в песчаниках может быть обусловлено их коллекторскими свойствами на пути миграции под влиянием различных эндогенных факторов. *Глинистые породы региона являются одними из важнейших концентраторов рудогенных элементов, способных отдавать их в процессе перераспределения под влиянием различных агентов тепломассопереноса.*

Пример 2. Выявление возможных источников формирование золотого оруденения при мелкомасштабном геохимическом картировании.

На интересующем нас участке геологической карты масштаба 1:500000 закартированы терригенные образования нерасчленённого позднего карбона-перми, прорванных интрузиями кислого состава (гранодиоритами раннего-позднего мела, гранитами позднего мела) и дайками среднего состава. На

этом участке зафиксированы золоторудные точки минерализации, рудопроявления и одно месторождение золота, локализованные среди пермских слабоуглеродистых (до 1,5 — 2,0% углерода) алевролитов и прослоев алевропесчаников. С позиции разработанного принципа геохимического картирования попытаемся понять, какие источники металлов могли участвовать в образовании точек минерализации, рудопроявлений и месторождения рудного золота.

Вариантов может быть несколько: источником золота может служить разновозрастный магматизм разного состава, вмещающая среда, близкая к чёрным сланцам и подверженная региональному метаморфизму кварц-хлорит-серicitовой субфации или гетерогенный источник (совокупность различных источников).

Точки минерализации и проявления характеризуются наличием устойчивой рудогенной ассоциации элементов: свинца, золота, меди, реже цинка (ассоциация самородного золота с кварц-пирит-галенит-сфалеритовой минерализацией) и пространственно оторваны от положения магматических тел.

Золоторудное месторождение, напротив, характеризуется более сложным минеральным составом руд, сформировавшихся в несколько этапов и стадий минералообразования: свободного и десперсного в сульфидах золота, пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, сульфоантимонидов, редко антимонита, шеелита с устойчивой ассоциацией следующих элементов: золота, мышьяка, свинца, цинка, меди, реже вольфрама, сурьмы. Кобальт и никель входит в состав примесей к разностадийному пириту и арсенопириту.

Отличительной особенностью примесей пирита и арсенопирита золоторудного месторождения является наличие в них повышенных концентраций золота (от первых г/т до 300 г/т), никеля, кобальта, а в галенитах — серебра, влияющих на элементный состав руд золоторудного месторождения, но не проявлений и точек минерализации, расположенных вдали от золоторудного месторождения. В проявлениях золота не отмечается наличие повышенных (относительно региональных минеральных кларков пирита и арсенопирита [61]) концентраций золота, никеля и кобальта.

В нашем распоряжении имеются только данные по химическому составу осадочных пород (песчаников и алевролитов пермского возраста) и спектральные анализы по наиболее широко распространённым рудогенным элементам

вмещающих пород (включая изверженные породы), а также рассчитанный региональный геохимический фон пород пермских терригенных отложений.

Составим нижеследующую табл. 8, сопровождая её расчётами величины S (общей, с учётом петрогенных элементов, и рудогенной) для каждой выделенной геохимической ассоциации и их совокупности с учётом того или иного породного комплекса по составу и возрасту. Учтём и количество элементов в выделенных геохимических ассоциациях.

Обратившись к табл. 10, 11 приложения 3, табл. 2, табл. 14 — 16 приложения 6 и попытаемся выделить геохимические ассоциации в картируемых геологических телах, табл. 8.

Обратим внимание на следующее.

Во-первых, это тот редкий случай, когда в составе картируемых геологических тел в качестве избыточных элементов зафиксированы все 8 геохимических ассоциаций (хотя и не со всеми входящими в ассоциации элементами по классификации Ю.Г. Щербакова). Во-вторых, возникает вопрос, какие ассоциации в данном случае могут быть выбраны в качестве определяющих геохимическую типизацию картируемых образований? В-третьих, какие из них являются определяющими и значимыми для геохимической характеристики картируемых геологических тел?

Таблица 8

Геохимические ассоциации с избыточным накоплением элементов

Ассоциации элементов, их номер	Надкларковые (kk) концентрации химических элементов в геологических телах						Σkk	
	В осадочных породах перми		В изверженных породах мела:					
	1	2	3	4	5			
I. K	K (1,46)	K (1,15)	K (1,66)	K (1,32)	K(1,66)	7,25		
II. Si, Al, W	Al (1,72)	Si (1,17), Al 1,74)	-	W (1,10)	-	5,73		
III. Na, P, Ca	Na (2,17)	Na (1,21)	Na (2,20)	Na (2,53)	Na (2,34)	10,45		
IV. Ti	Ti (1,28)	Ti (1,16)	Ti (1,77)	Ti (1,10)	Ti (1,40)	6,71		
V. S, As, Sb, Pb, Ag, Bi	S (2,15), Pb (2,14), Ag (1,11)	S (1,14), Ag (4,50), Pb (2,86), As (5,0)	Ag (3,89) Pb (6,86), As (1,38)	S (1,14), Pb (2,86)	Pb (6,86)	41,89		
VI. Ge, Ga	Ge (1,5)	Ga (1,40)	Ga (2,10)	Ga (1,40)	Ga (2,53)	8,93		
VII. Co, Cu, Zn, Au	Cu (1,17)	Zn (1,22), Au (1,22), Cu (1,17), Co (1,67)	Zn (1,15), Au (1,96)	Zn (1,20), Au (1,20), Co (1,67)	Zn (1,28), Co (3,0)	17,91		
V. Fe, Mg, Mn, Ni		Mg (1,11), Ni (1,17),	Fe (1,44), Mn (1,14)	Fe (1,13), -		5,99		
n	9	16	11	11	7	54		

В т.ч.: n рудогенных	5	10	6	7	4	32
kk	14,7	28,89	25,55	16,65	19,07	104,86
$S = n \ln kk$ общая	24,12	53,76	32,34	30,91	20,58	161,71
$S = n \ln kk$ рудогенная и (% от об- щей)	$S= 5 \ln 8,07 = 10,44$ 43,3	$S=10 \ln 21,3 = 30,61$ 56,9	$S=6 \ln 17,3 = 17,12$ 59,9	$S=7 \ln 10,6 = 16,51$ 53,4	$S=4 \ln 13,8 = 10,46$ 50,8	52,00 85,14 52,6

Примечание: 1- песчаниках; 2- алевролитах; 3- диоритах K_1 ; 4-гранодиоритах $K_{1,2}$; 5- гранитах K_2 .

Ассоциация подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов во всех геологических телах представлена надкларковыми концентрациями химических элементов калия. Сквозной характер избыточного накопления элементов относительно регионального кларка характеризует геохимическую специфику терригенного верхоянского комплекса и изверженных пород, локализованных в нём, поэтому этой ассоциацией невозможно типизировать картируемые тела и она в данном случае игнорируется (как сквозная).

Аналогичный вывод напрашивается по отношению к третьей ассоциации подвижных центробежных фемических окси菲尔ов, характеризующейся избыточным накоплением натрия относительно региональных кларков (геохимическая специфика всего терригенного верхоянского комплекса и изверженных пород, локализованных в нём) [42].

Это же касается четвёртой и шестой геохимических ассоциаций. Остальные ассоциации элементов ведут себя специфически по отношению к картируемым геологическим телам.

Ассоциацией избыточных рудогенных элементов относительно региональных кларков характеризуются изверженные и вмещающие оруденение терригенные породы перми. Поэтому пермские вмещающие терригенные породы и

весь набор изверженных пород должен быть геохимически типизирован седьмой и восьмой геохимической ассоциацией и отображен совмещённым условным знаком на карте в их контурах (например, цветом и штриховкой).

Рассмотрим подробнее геохимическую типизацию осадочных и изверженных пород.

Во-первых, свинец выделяется как сквозной элемент избыточных концентраций в этих геологических телах и не может служить однозначным критерием связи его с тем или иным источником рудообразования. Его источником могут являться и терригенные породы и магматизм кислого и среднего состава. Во-вторых, *в осадочных породах* (особенно в алевролитовой толще) отмечаются надкларковые концентрации золота, свинца, цинка, серебра, мышьяка, установленные в разрезах *за пределами влияния золоторудных полей*. Глинистая часть разреза отличается также самым высоким уровнем неравновесности, — характеризующейся относительно высоким значением потенциальной энергии (S). Отличается наличием самого большого числа рудогенных элементов с их надкларковыми концентрациями. Именно этот набор элементов характерен для точек минерализации и рудопроявлений золота. А вот в золоторудном месторождении помимо перечисленных элементов устанавливается серебро, сурьма, вольфрам, кобальт, никель. Эти элементы устанавливаются опять же в алевролитах, песчаниках перми и гранодиоритах, включая вольфрам. В-третьих, геохимическая типизация изверженных пород не на много отличается от осадочных. Дайки диоритовых порфиритов типизированы элементами в ассоциации близкими по набору в осадочных породах и соответствуют рудогенным элементам в точках минерализации и рудопроявлениях. А вот *в гранодиоритах*, кроме прочих, устанавливается серебро, вольфрам, никель и кобальт — элементы, входящие в состав только золоторудного месторождения отличной от минерализации в рудопроявлениях.

На основании вышеизложенного при геохимическом картировании этим методом можно сделать следующие выводы:

1. Для точек минерализации и рудопроявлений на конкретной рассмотренной площади основным источником металлов в рудах являются вмещающие осадочные породы, оказавшиеся под влиянием регионального метаморфизма.

2. Источником руд золоторудного месторождения являются не только вме-

щающие осадочные породы, дайки среднего состава, но и гранодиориты, сформировавшиеся в разное время. То есть золоторудное месторождение образовалось в условиях полигенности источников металлов и полихронности рудообразования, а потому и оказалось крупным объектом. Речь идёт как раз о Неждининском золоторудном месторождении. Этот вывод был сделан задолго [11] до прецизионных исследований выполненных не так давно [81] по Неждининскому месторождению.

Таким образом, необходимо признать наличие гетерогенного источника металлов в золоторудном месторождении при участии как вмещающих осадочных пород, так и полихронного магматизма. А вот источниками металлов в точках минерализации и рудопроявлениях на картируемой площади являются только обогащенные золотом (от 1,5 до 12 кларков) вмещающие осадочные терригенные породы перми, поскольку в точках минерализации и рудопроявлениях не установлены элементы, типизирующие гранодиориты и диоритовые порфиры, а в рудных ассоциациях отмечаются только те элементы, которые характеризуют терригенную вмещающую толщу. В этой связи можно сделать и ещё один вывод, что точки минерализации имеют гораздо меньший шанс формировать золоторудные месторождения, поскольку сформировались в один этап и стадию минерализации. Крупные золоторудные месторождения, как показывает практика, обычно образуются в условиях полихронности и полистадийности.

Пример 3. Относительная количественная оценка влияния возможных источников металлов на образование золото-редкометального проявления в ЮВС при крупномасштабном геохимическом картировании.

На рис. 6. отражена геологическая позиция золото-редкометального Курмского рудопроявления, пропущенного при геолого-поисковых работ м-ба 1:50000 и тематических исследований более детального масштаба. Рудопроявление располагается севернее в непосредственной близости к Неждининскому золоторудному месторождению.

Рудные тела представлены субсогласными, секущими и крутопадающими жилами мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м. Состав руд: 90% серого крупнокристаллического кварца, 3 — 5% K-Na полевого шпата, до 1 — 2%

серицита, мусковита и ксенолитов слабо ороговикованных алевролитов и песчаников. В составе рудной массы от 0,1 до 3% отмечается минерализация вольфрамита, шеелита, арсенопирита, самородного золота с размерностью золотин до 3 мм. Рассеянная минерализация в составе пород бонсолчанской свиты представлена тонкопризматическим и игольчатым арсенопиритом. Арсенопирит содержит повышенные концентрации кобальта и никеля и до 300 г/т золота (пробирные анализы). Элементный состав руд: K, W, Be, Co, Ni, As, Au.

Песчано-алевритовая часть разреза йрчахской свиты, отличающаяся повышенной пористостью относительно нижележащих массивно-слоистых алевролитов бонсолчанской свиты с конкреционными стяжениями в них марказита-пирита (от 0,3 до 0,5%), геохимически типизирована ассоциацией надкларковых (относительно региональных) концентраций дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов *As, Pb* ($S = 15\%$), ассоциацией малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов *Si, Al* ($S=60\%$) и ассоциацией подвижных фемических гетерофилов *Au, Zn, Cu* ($S=25\%$).

Алевритовая часть разреза бонсолчанской свиты геохимически типизирована ассоциацией надкларковых концентраций дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов *S, As, Pb* ($S = 40 \%$), ассоциацией малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов *Si,Al* ($S=10\%$) и ассоциацией подвижных фемических гетерофилов *Co, Au, Zn, Cu* ($S = 50\%$).

Алевро-песчаниковая часть разреза менкеченской свиты геохимически типизирована ассоциацией надкларковых концентраций подвижных *Na, Ca, P* ($S = 65\%$) и малоподвижных фемических минимально-центробежных окси菲尔ов *Ti, V* ($S = 35\%$).

На *рис. 7* показана геохимическая типизация откартированных геологических образований по выше разработанной методике, но в относительных количествах на основе литогеохимического опробования разрезов осадочных пород за пределами рудного поля и магматических образований в его пределах.

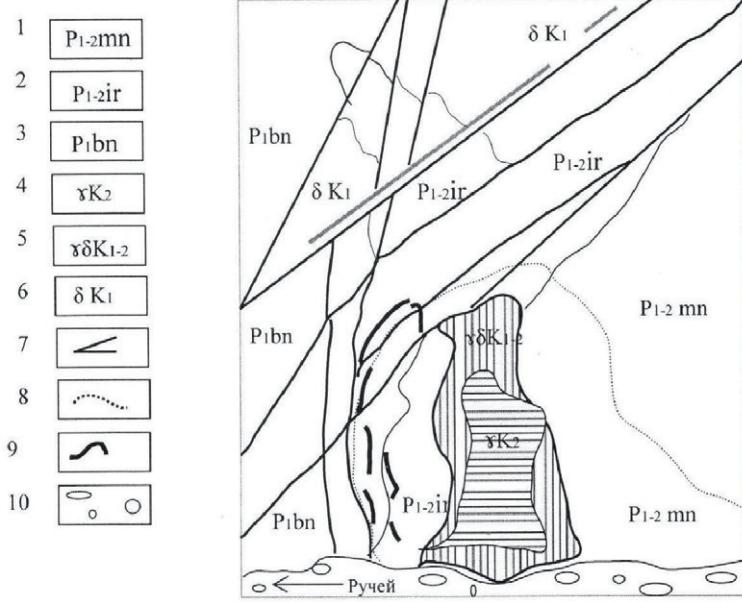


Рис. 6. Геологическая карта золото-редкометального проявления в терригенном верхоянском комплексе перми.

Восточное крыло коробчатой дыбинской антиклинали: 1 — менкеченская свита (в основании алевролиты, выше неравномерное и грубое переслаивание песчаников и алевролитов); 2 — ырчахская свита (переслаивание песчаников и алевролитов); 3 — бонсольчанская свита (алевролиты с редкими прослойями маломощных пластов песчаников); Курумский дифференцированный массив, в центральной части которого располагаются граниты позднего мела (4), а во внешней части — гранодиориты ранне-позднемелового возраста (5): 6 — дайка диоритовых порфиритов (раннего мела); 7 — кругопадающая система разломов; 8 — контур роговикового поля (кварц-мусковит-биотитовые роговики).

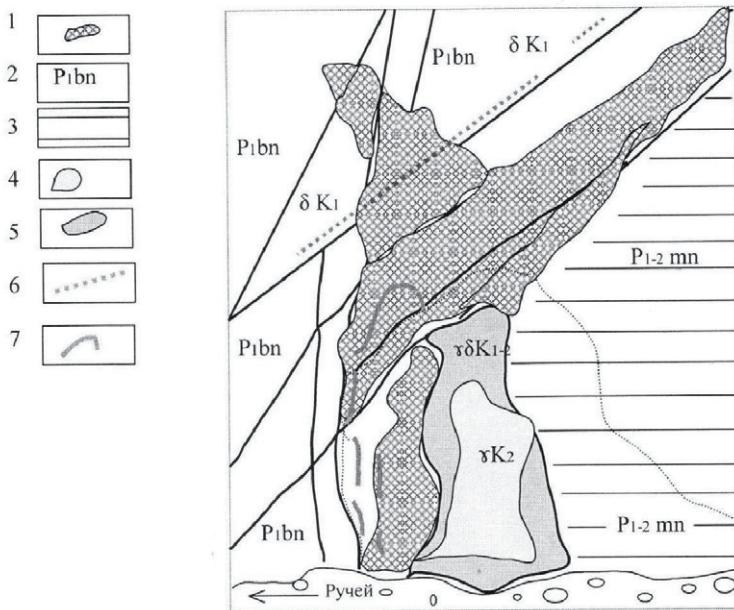


Рис. 7. Геохимическая типизация геологических тел района Курумского золото-редкометального проявления в терригенном верхоянском комплексе.

Граниты позднемелового возраста геохимически типизированы ассоциацией надкларковых концентраций малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов *Si, Al* ($S=35\%$), ассоциацией надкларковых концентраций подвижных окси菲尔ов, представлена только *калием* ($S=15\%$), ассоциацией надкларковых концентраций малоподвижных дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов *Mo, Ga, Sn* ($S=50\%$).

Грандиориты ранне-позднемелового возраста геохимически типизированы ассоциацией надкларковых концентраций подвижных сиалических центробежных окси菲尔ов *K, Be* ($S=15\%$), ассоциацией надкларковых концентраций малоподвижных сиалических центробежных окси菲尔ов *Si, Al, W* ($S=35\%$), ассоциацией надкларковых концентраций подвижных центростремительных фемических гетерофилов *Co, Au* ($S=15\%$), малоподвижных сиалических дефицитно-центробежных гетерофилов *Mo, Ga, Sn, Ge* ($S=35\%$).

Наконец, диоритовые порфиры ранне-позднемелового возраста геохимически типизированы ассоциацией надкларковых концентраций малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si , Al ($S=64\%$), подвижных Na , P ($S=15\%$) и малоподвижных фемических минимально-центробежных окси菲尔ов Ti ($S = 11 \%$), малоподвижных сиалических дефицитно-центробежных гетерофилов Ga , Ge ($S = 10 \%$).

Таким образом, граниты и диоритовые порфиры района Курумского золоторудкометального проявления, терригенные образования менкеченской свиты поздней перми могут быть исключены из источников образования золото-редкометальной минерализации, поскольку не содержат в своём составе геохимических ассоциаций по типизации дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов S , As , Pb , малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов и подвижных фемических гетерофилов Co , Au , Zn , Cu , куда входят рудогенные элементы, зафиксированные в составе руд проявления. Терригенные осадочные породы бонсолчанской и ырчахской свит, напротив, характеризуются значительной количественной долей этих ассоциаций (до 90% для бонсолчанской свиты и до 40% - ырчахской свиты) и могут рассматриваться в качестве основного источником золота, мышьяка в золото-редкометальном проявлении, авольфрама, бериллия, олова и частично золота — гранодиориты ранне-позднемелового времени. То есть необходимо признать наличие гетерогенных источников золота и редких металлов в составе руд Курумского рудо-проявления.

Таким образом, на геохимической карте золото-редкометального проявления следует отразить геохимическую типизацию бонсолчанской, ырчахской свит терригенного комплекса и гранодиоритов, включая цветовую гамму жильных рудных золото-редкометальных тел одним цветом с отображением величины S для каждой выделенной геохимической ассоциации в закартированных геологических телах, участвующих в рудообразовании в качестве источника металлов.

Пример 4. Относительная количественная оценка участия источников рудообразования на уровне надкларковых примесей элементов в составе разрезов осадочных толщ складчатых структур Южного Верхоянья.

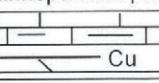
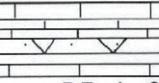
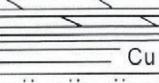
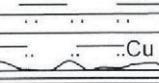
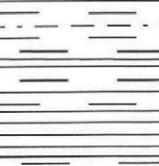
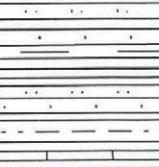
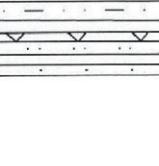
Кыллахское поднятие.

Кыллахское поднятие и Сетте-Дабанский антиклиниорий представляют собой структуры с чётко выраженной периодичностью формирования страто-комплексов, образуя своеобразные формационные ряды, которые ответственны как раз за периодичность накопления в их составе стратифицированной полиметаллической минерализации, связанной с этими стратокомплексами [13].

Особенность рудной минерализации в разрезе осадочного бассейна от рифея по кембрий заключается в том, что на многих стратиграфических уровнях зафиксировано наличие стратифицированных залежей руд, источник рудообразования которых трактуется произвольно, опираясь чаще всего только на наличие пространственной связи оруденения с выходами изверженных пород различного состава, на влияние литогенеза [15,16, 19, 78, 79], формационную принадлежность руд [16,17], на участие в рудообразование хлоридных вод [69]. Возникла интересная мысль [15] о том, что образованию свинцово-цинковой и медной минерализации стратiformного типа *предшествовала активизация вулканической деятельности с продуктами щелочного магматизма*, а также поступлканическими экскалиациями кремненасыщенных растворов. Реже привлекались изотопные данные [11]. В последнем случае безоговорочное принятие изотопных данных как основных критериев бескомпромиссности утверждения истины в последней инстанции, нередко противоречили самим геологическим фактам не в силу того, что изотопный метод плохой, а в силу того, что пробы на изотопный анализ могли отбираться без учёта самой истории рудообразования (выделение этапов, стадий минералообразования и т. д.). То есть знание геологической ситуации чаще всего имеет определяющее значение в выборе методов исследования объектов особенно в части реконструкции источников и условий рудообразования [45]. Значительная часть геологов утверждала мысль о гетерогенной природе источников рудообразования, которые сами эволюционировали в геологической истории формирования руд [65, 66, 79, 33].

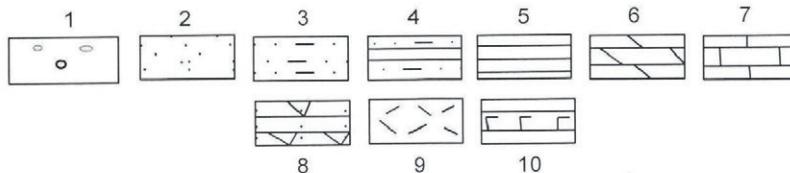
На самом деле такая связь может быть как пространственная и парагенетическая, далёкая от генетической и пространственной, поскольку зачастую мы не можем точно назвать ни возраст формирования залежей, ни возраст магматизма. Да и пространственно очень трудно наблюдать эту непосредственную связь.

Частные разрезы древних осадочных бассейнов. Кыллахское поднятие

Мощность (от и до, м)	Эпоха (свита)	Литология, уровни минерализации	Надкларковые концентрации элементов
250 — 400	Чайская $\in_2 \text{cs}$		Ni,Mn/2,0; Cu/3,0; Ti/2,4 Pb,B/1,6; Ba/3,0
180 — 350	Иниканская $\in_{1-2} \text{in}$		Hg,Au,Ag/2,0; Co/1,7 Mo,As,S/1,5; P/2,5; Zn/1,8
350 — 450	Сытыгинская $V - \in_1 \text{st}$		P/1,3; Zn/1,4 Hg/1,7; Au/1,5; Co/2,0 Cu/1,6
200 — 250	Токурская $V \text{ tk}$		Co,Cu/2,2; As,Sn/1,7; Ge/2,0
200 — 250	Малская $V \text{ ml}$		As/1,4; P/1,2
200 — 250	Яланская $V \text{ jal}$		Co/3,0; Cu/5,5; Zn,Ge,Sn/2,0
250 — 370	Начарская $V \text{ nč}$		Ni,Mn,Zn/1,7; Cu/1,3; Hg/2,0 Sn/1,6
450 — 550	Далындинская $R_3 \text{ dl}$		Ti, V/1,4
350 — 500	Джоронская $R_3 \text{ dg}$		Zn/5,0; Nb/3,0; Bi/1,2; Mo/7,0
400 - 550	Малосаха- ринская $R_3 \text{ mls}$		Cr/4,0; Ni/3,8; Co,Mo/2,0 Sb/2,5

Мощность (от и до, м)	Эпоха (свита)	Литология, уровни минерализации	Надкларковые концентрации элементов
500 — 600	Кандыкская $R_3 kn$	Zn	Cr,Mn,Cu/5,0; Ti/1,8 P/2,0; Zn/6,0; Sn/2,0; Mo/1,3
350 — 400	Гренская $R_3 gr$	Zn,Pb	Co/4,5; As/5,0 Ge/2,0; Ba/2,2
450 — 500	Еланская $R_3 el$		Ti/6,0; Ga/1,3 As/2,0
350	Вильская $R_3 VI$	Ba,Sr,Pb	Co,Ge/2,0; As/5,0; Sn/1,3 Ba,Sr/1,2
350 — 450	Ципандинская $R_3 cp$	Cu,Zn,Pb F,Cl	Co/8,0; Zn,Pb/2,7; Ba/1,1; Sr/2,0; Ge/1,5
350 — 400	Малгинская $R_2 ml$		Cr/1,7; Sn/6,0; Ga/2,0; Ba/5,0

Мощность (от до, м)	Эпоха (свита)	Литология, уровни минерализации	Надкларковые концентрации элементов
250 — 275	Мускельская $R_2\text{ ms}$	— Zn,Pb — — Cu —	Mn,Mo,Ge/2,0; Cr/2,4; Cu/2,1
470 — 550	Бикская $R_2\text{ bk}$	— — — : : : — Au,Fe —	Cr/4,6; Mn/4,0; Mo/1,7
400 — 500	Светлинская $R_2\text{ sv}$	— — — — — — — — —	Cr/5,0; Co/6,0; Mn/1,5; Cu/1,3 Ba/1,1; B/ 2,4
350 — 450	Талынская $R_2\text{ tl}$	— — — — Fe,Cr —	Ni/5,0; Mn/6,0; Fe/1,5; S/1,5 Cr/5,0; Cu/4,0; Zn,Sn/3,0; B,As/2,0
350 — 400	Белореченская $R_1\text{ bl}$	— — — — — — — — —	Mn/7,6; Ni/3,0; Co/1,3; Cu/3,0 As,Mo/1,5; Sn/2,0
350 — 400	Димская $R_1\text{ dm}$	— — — — Pb,Zn —	Mn/9,0; Co/1,3; Ti/2,6; Cu/2,1 Sn/1,3; Zn/1,4; Pb/1,5
300 — 400	Трёхгорная $R_1\text{ tr}$	— — — — Ba,Sr —	Ni/2,8; Co/1,2; Cu,Ba/4,0; Sr/1,4; As/1,6; Zn/4,1
400 — 450	Пионерская $R_1\text{ pn}$	— — — — Au —	Ni,Cr/2,5; Co,Cu/1,5; Au/5,1; S/1,6



1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевро-песчаники; 4 — переслаивание алевропесчаников и алевролитов; 5 — глинистые породы; 6 — доломиты; 7 — известняки; 8 — прослои туфов основного состава; 9 — риолиты — дациты; 10 — ультраосновные щелочные породы

Рис. 8 Литолого-геохимические колонки разреза Кыллахского поднятия.

Западная структурно-формационная зона. Литология: 1. конгломераты; 2. песчаники; 3. алевропесчаники; 4. алевролиты; 5. глинистые сланцы; 6. доломиты; 7. известняки; 8. прослои туфов основного состава; 9. вулканиты кислого состава; 10. покровы базальтов.

В целом в истории магматизма Кыллахского поднятия с давних времён выделяются позднерифейские силы основных пород, венда, ультраосновных щелочных пород венда-раннего палеозоя, раннепалеозойские дайки основных пород. Пространственная и генетическая связь редкометально-редкоземельной минерализации обычно устанавливается с карбонатитами. Источники металлов полиметаллических месторождений — спорные.

На *рис. 8* приведена колонка, где дана литолого-geoхимическая привязка уровней проявления той или иной стратифицированной, или не стратифицированной минерализации.

Поскольку разрезы осадочных пород опробовались в большинстве случаев за пределами влияния рудных полей, то наличие или отсутствие примесей элементов в самих осадочных породах по составу близких к рудному веществу, можно установить относительную количественную связь участия в качестве источников вещества то ли самих осадочных, то ли изверженных пород, выделив надкларковые (относительно региональных кларков) концентрации элементов в составе осадочных образований.

На уровне раннего рифея (пионерская свита) в глинистых слабоуглеродистых сланцах и песчаниках золото в составе осадочных пород (нейтронно-активационные анализы) в надкларковых концентрациях входит в типичную (максимальное значение S) 7-ю ассоциацию спутников золота (*Cu, Zn, Au, Hg, Co*). Восьмая ассоциация со значением $S=3,22$ почти вдвое меньше значения величины S седьмой ассоциации. Можно сделать вывод, что *источник золота в составе золотых руд пионерской свиты — гетерогенный* с преобладающим влиянием осадочных и подчинённым — изверженных основных пород (даек) позднего рифея, находящиеся в пределах рудного поля. Пробность золота в руде и россыпи совпадает и является одной из самых высоких в пределах рассматриваемого региона (выше 900 промилле).

Этот тот редкий случай, когда выходы самых древних осадочных пород региона и рудопроявление золота находятся в единственном месте и выйти за пределы рудного поля не удаётся. В других случаях все вышележащие разрезы опробованы вне рудных полей.

На уровне трёхгорной свиты среди доломитов устанавливаются линзы проявления барита и стронцианита. Породы содержат надкларковые концентрации

Ba и *Sr* и характеризуются самыми высокими значениями *S* первой (щелочной) ассоциации, куда входят эти два элемента, а также равнозначную по величине *S* восьмую ассоциацию, геохимически типизирующую и ниже лежащий разрез пионерской свиты. Наличие повышенных концентраций никеля в разрезе свиты даёт основание заключить, что источником бария и стронция в линзовидных стратифицированных телах трёхгорной свиты являлись сами осадочные породы, находящиеся под отдалённым влиянием ультраосновного и щелочного магматизма. Поскольку возраст варьируется в пределах венда — раннего палеозоя, то возраст данной минерализации значительно моложе вмещающих пород.

В основании димской свиты раннего рифея обнаружены линзы стратифицированной бедной свинцово-цинковой минерализация. В связи с недостаточностью места отображения в колонке показателя *S* для полного количественного набора присутствующих в разрезе надкларковых ассоциаций, приводим полный расчёт здесь. Обратим внимание на то, что восьмая ассоциация, представленная только одним *Mn* с максимальным значением *kk*, имеет значение *S=2,20*, в то время, как седьмая ассоциация, представленная тремя элементами с более низкими надкларковыми концентрациями имеет значение *S=4,60*. Она количественно доминирует в разрезе и в этом смысле мы можем полагать, что основным источником цинка являются вмещающие породы при очень удалённом влиянии источника основного магматизма. При этом подчеркнём то обстоятельство, что источник свинца и цинка в рудопроявлении может быть разным, поскольку принадлежит разным геохимическим ассоциациям. Однако величина *S=0,40* очень мала для свинца по отношению к седьмой ассоциации, куда входит цинк и здесь можно признать доминирующую роль вмещающих пород в качестве источника образования проявления свинца и цинка при отдалённом влиянии основного магматизма на рудообразование.

В основании среднего рифея среди косослоистых песчаников обнаружен пласт лимонит-гематитовых руд с повышенными концентрациями хрома. Такое состояние обычно воспринимается как факт первично-осадочной природы образования железных руд. Проверим это на количественной основе выделения геохимических ассоциаций предложенным методом. Видим, что доминирующей является восьмая ассоциация, в которую входят избыточные концентрации железа и его спутников. И приходим к такому же выводу о главной роли вмещающей среды на формировании пласта гематитовых руд ($8.S = 6,35$ против

$7.S=3,88$) относящейся к гетерофилам, но подвижным.

К аналогичному выводу приходим о первично осадочной природе уровня минерализации золота в ассоциации с железом в бикской свите среднего рифея.

Весьма любопытно то, что на стратифицированную минерализацию свинца, цинка и меди на уровне мускельской свиты среднего рифея оказали влияние не только вмещающие осадочные породы (в основном для меди и цинка), но и ультраосновные щелочные породы (для свинца с большим значением ассоциации 6 (значение $S=2,76$), характерной для редких металлов.

Стратифицированная минерализация ципандинской свиты позднего рифея, представленная свинцово-цинковой и флюоритовой минерализацией с большими значениями S для щелочной (первой) ассоциации, небольшими — редкометальной и достаточно высокими значениями седьмой ассоциации, может говорить опять-таки об отдалённом влиянии щелочных пород при доминирующей роли осадочных образований на стратифицированную минерализацию на этом стратиграфическом уровне.

На уровне вильской свиты позднего рифея источником бария, стронция и свинца были не только вмещающие осадочные породы, но и ультраосновной магматизм щелочного ряда, для которых высоко значение S щелочной (первой) и редкометальной (шестой) ассоциаций. Это наталкивает на мысль, что *положительная и значимая корреляция бария со свинцом в породах может указывать на генетическую связь свинца с щелочными дериватами основных или даже ультраосновных пород в данной структуре*. Эта отдалённая связь отмечается Ю.Давыдовым [17], которая отвергалась некоторыми исследователями.

На образование стратифицированной минерализации в доломитах на уровне гренской свиты позднего рифея оказали влияние вмещающие породы (для цинка), при отдалённом влиянии щелочных дериватов магматизма (на привнос свинца в рудообразующую среду).

На появление минерализации цинка в терригенной толще кандыкской свиты оказал прямое влияние основной магматизм региона, сформировав ассоциацию подвижных (седьмую) и малоподвижных (восьмую) гетерофилов.

В целом же терригенный комплекс позднего рифея в отличие от терригенно-карбонатного и карбонатного весьма беден проявлениями в нём рудной

минерализации.

Разрез венда представляет собой новый всплеск развития стратифицированной минерализации свинца, цинка и меди. Поскольку здесь представляется западный тип разреза, то в нём доминирует медная против свинцово-цинковой минерализации, которая максимум получила развитие в восточном типе разреза, где известны стратифицированные месторождения свинца, цинка, германия Сардана, Урой, Перевальное, Сардангноох и др. При этом подчеркнём, что главным примесным компонентом руд является германий — принадлежность шестой ассоциации редких металлов, как показатель влияния на рудообразование опять-таки щелочного магматизма.

На уровне терригенной части разреза начарской свиты венда источником медной минерализации являются вмещающие породы (максимум S принадлежит седьмой ассоциации, в которую входит медь) и достаточно сильно влияние дериватов как основного, так и щелочного магматизма.

А вот на уровне малской свиты венда ничего нельзя сказать конкретного относительно источника весьма незначительной минерализации меди. Ни одна из представителей восьми ассоциаций здесь не доминирует по уровню величины S и имеет малые значения вблизи равновесных. В этом смысле можно сказать, что перспективы меди весьма скромны в обнаружении на этом стратоуровне значительных её концентраций.

На уровне сытыгинской свиты венда, в рамках обсуждаемой модели оценки относительного количественного влияния источников рудообразования, основным источником меди в стратифицированной минерализации практически однозначно может быть вмещающая среда осадочных пород с максимальным значением величины S ассоциации, куда входит медь, как и для иниканской свиты кембрия, в которой минерализация практически отвечает составу хорошо известных и изученных металлоносных осадков кембрия в этой складчатой структуре. На юге Кыллахского поднятия в восточном типе разреза в иниканской свите кембрия устанавливается отдалённая связь с основным магматизмом. Именно там обнаруживаются повышенные концентрации платиноидов.

Заканчивая обзор детального литолого-геохимического разреза Кыллахского поднятия, можно сделать следующий вывод. В рифей-венд-кембрийских отложениях доминирует стратиформизм минерализации, источником элементов

которой являются не только сами вмещающие породы, но и другие источники, связанные с основным, ультраосновным щелочным магматизмом. В каждом конкретном случае их роль в качестве источников рудообразования может быть разной, но для полиметаллической минерализации может трактоваться как удалённая.

Сетте-Дабанский антиклиниорий.

Колонки сводного разреза представлены на *рис. 9*. В отличие от Кыллахского поднятия — это преимущественно карбонатный разрез. Карбонатные породы (как мы обращали внимание на это выше, *табл.2*) отличаются не только меньшим разнообразием наличия в них надкларковых концентраций элементов-примесей, но и незначительной величиной *S* по сравнению с терригенными породами. Как следствие этого разрез менее насыщен количеством и разнообразием проявлений рудной минерализации. Наблюдается возрастание относительного количества секущих рудных тел по сравнению со стратифицированными залежами. В ряде случаев доминирующими источниками элементов в рудных телах является основной (диабазы, базальты) и ультраосновной щелочной магматизм при формировании медной, золотой и редкометально-редкоземельной минерализации в составе седьмой и восьмой геохимических ассоциаций подвижных и малоподвижных гетерофилов.

На границе кембрия и ордовика, а также в ордовике и силуре в разрозненных частях разрезов глинистых и известково-глинистых кварц-хлоритовых сланцев, доломитизированных известняков устанавливаются надкларковые концентрации золота (нейтронно-активационные анализы), а в рассеянной пиритовой минерализации концентрации золота варьируются от 2 до 50 г/т.

Поиски нетрадиционного типа золота, связанного с джаспероидами, в Сетте-Дабане в конце прошлого века не увенчались успехом из-за не систематического опробования и по причине отсутствия опыта изучения нетрадиционного золотого оруденения типа Карлин [94]. Этот тип оруденения представляет собой месторождения золото-мышьяково-сульфидного минерального типа в штате Невада (США), локализованные в субмеридиональном поясе среди силур-девонской доломитовой формации Роберт Маунтинс. В Сетте-Дабанском антиклиниории минерализация пирита, реальгара, аурипигmenta также известна на разных уровнях джаспероидов в силурийских и девонских терригенно-карбо-

натных образованиях. Известны россыпи золота, часть из которых уже отработана. Скорее всего рудная минерализация золота в джаспероидах Сетте-Дабана есть. На это указывают следующие результаты литолого-геохимического исследования разреза Сетте-Дабанского антиклиниория.

Это наличие пунктов минерализации свинца и цинка на уровне терригенного разреза биляхской свиты позднего кембрия. Оно сопровождается значительным всплеском относительной величины S для седьмой ассоциации, в которую входит цинк, но он не устанавливается в концентрациях выше кларка. Зато количественный вклад в эту ассоциацию вносят надкларковые концентрации золота, ртути, меди. Поэтому есть основание предполагать, что основным источником цинка в пунктах минерализации были всё-таки вмещающие породы при отдалённом влиянии на рудообразование основного магматизма ($S = 1,09$). А вот в разрезе раннего ордовика золотая и медная минерализация формируются уже преимущественно под влиянием основного магматизма (максимальное значение величины S) и в меньшей степени источник металлов связан с вмещающей средой осадочных пород.

На уровне терригенно-карбонатного разреза саккырырской свиты не установлено наличие минерализации золота. Но оно фиксируется в разрезе в виде надкларковых концентраций, включая атырбахскую свиту, где известны золоторудные проявления в самих минерализованных дайках диабазов [32]. Высокое индикаторное значение S в осадках принадлежит седьмой ассоциации, в которую входит золото. Это неоспоримое влияние вмещающей глинисто-карбонатной среды на рудообразование в дайках, которые в условиях пластичности осадков под влиянием складчатости оказались хрупкими, сформировав своего рода коллектор в, котором и реализовалось рудоотложение в результате наложенных процессов метасоматизма на дайки. Пробность золота в минерализованных дайках диабазов оказалась такой же, как и в россыпях и близкой к пробности золота в золоторудных месторождениях, находящихся в терригенном верхоянском комплексе в западной части Южно-Верхоянского синклиниория, сформировавшихся в мезозойскую складчатость. Главным основанием для вывода, что дайки диабазов не являлись источником золоторудной минерализации является то, что они «золотят» только там, где секут отложения атырбахской, саккырырской свит, на уровне которых и отмечается наличие повышенных против регионального кларка концентраций золота.

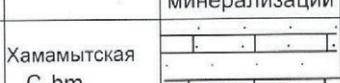
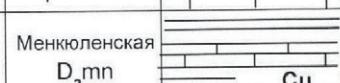
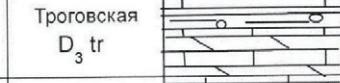
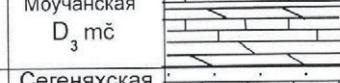
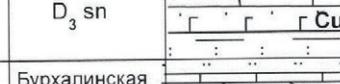
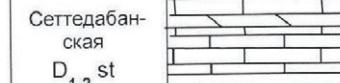
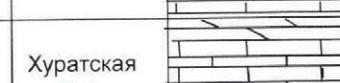
Вышележащая толща карбонатных пород вплоть до оронской свиты раннегоДозднего силура не содержит практически никакой рудной минерализации.

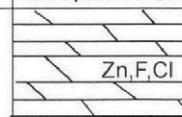
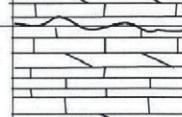
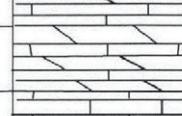
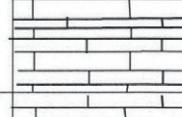
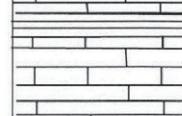
Нет никаких оснований сомневаться в том, что сфалерит-флюоритовая минерализация на уровне карбонатных отложений оронской свиты сформировалась *in situ*. Т.е. источником вещества являлись вмещающие породы, поскольку максимальное значение S принадлежит седьмой ассоциации, куда входит цинк. А вот наличие флюорита (F и Cl) в составе руд может указывать на отдалённость влияния других источников, природа которых должна связываться как с дефицитно-центробежными сиалическими гетерофилами (повышенный относительный уровень S пятой ассоциации), так и оксифилами (наличие фтора).

Стратифицированная линзовидная минерализация лимонит-гематитовых руд на уровне бурхалинской свиты позднего девона не связана с формированием основного магматизма (низкий показатель S восьмой ассоциации, куда входит железо), а является результатом стадиальных процессов изменения осадков в пределах фиксированного несогласия с участием различных агентов их преобразования.

Точка зрения об источниках меди в составе стратифицированной минерализации в терригенно-карбонатном комплексе Сетте-Дабана и покровах базальтов разных исследователей, изучавших эту складчатую структуру в разное время, сводилась к их гетерогенной природе [65, 66, 15, 16, 17, 24, 78, 79] с участием в рудообразовании как самих осадочных пород, так и основного магматизма [87].

Частные разрезы древних осадочных бассейнов.
Сетте-Дабанский антиклиниорий

Мощность (от и до, м)	Эпоха (свита)	Литология, уровни минерализации	Надкларковые концентрации элементов
250 — 400	Хамамытская $C_1 hm$		Ni,Co/2,0; Mn,Au/1,3; S/1,2 5.S=0,18. 7.S=2,38. 8.S=2,38.
450 - 500	Менкюленская $D_3 mn$		Ag/1,6; Co/2,7; Ni,Mn/1,4 Cu/5,5. 5.S=0,47. 7.S=4,20 8.S=2,04
550 - 575	Переломная $D_3 pr$		Co,Cu/3,0; Ba/2,0; B/1,2 Ga,Sn/1,9; Ag/1, Ti,V/1,9;
250 - 300	Трогоуская $D_3 tr$		Cr/1,9; Mn/1,8; Co/5,0; Cu/1,6
300 - 350	Моучанская $D_3 mč$		Co/7,9; Cu/3,9; Ag/1,5; Ba/1,8; B/1,3. 1.S=2,26 5.S=0,40. 7.S=4,43
350 - 500	Сегеняжская $D_3 sn$		Co/6,1; Cr/3,0; Cu/5,0; Ag/1,4; Ti/2,5. 5.S=0,34. 7.S=8,68 8.S=3,4
450 - 550	Бурхалинская $D_3 br$		Cu/2,0; Co/5,0; Ti/1,6; Ba/1,8 1.S=0,59. 7.S=3,88. 8.S=0,47
450 - 550	Сеттедабан- ская $D_{1-2} st$		Au/1,6; As,Ag/1,5; Ge/2,0; Ba/6,0; B/2,5; S/1,2 1.S=4,28.5.S=4,29.6.S=0,69 7.S=0,47
450 - 550	Хуратская $S_2 hr$		Au,Ge/2,0; Ag/1,5; As/4,0 B, Ba/1,8. 1.S=2,56. 5.S=3,34.6.S=0,69.7.S=0,69

Мощность (от и до, м)	Эпоха (свита)	Литология, уровни минерализации	Надкларковые концентрации элементов
500 — 600	Оронская S_{1-2} or		Zn/4,8; As/1,5; Pb/1,3; B/1,8 1.S=0,59. 5.S=1,03. 7.S=1,57
350 — 400	Таяхская S_1 th		As/1,8; Ag/1,6; Y,Sn/1,4 Ge, Hg/2,0; 2.S=0,34.5.S=2,38 6.S=2,39. 7.S=0,69
450 — 500	Баранинская O_3 br		Ag,Ba/2,0; B,Yb/1,5; Pb,Cu/1,3; Co/8,0 1.S=2,44; 2. S=0,05.5.S=2,38 7.S=4,46
350	Гичинская O_2 gč		Co,Ge/2,0; As/5,0; Sn/1,3; 5.S=1,61 Ba,Sr/1,2;1.S=1,74;6.S=2,38;7.S=0,7
350 — 450	Кулонская O_2 kl		Co/1,7; Cu/1,6; Ce/1,3; La/1,4 B/1,8 1. S=0,59;2. S=1,98; 7. S=2,38
450 - 575	Лабыстах- ская O_2 lb		Co/6,7; Cu/3,0; Zn/1,3; Ba/2,8 B,Ge/1,5 1. S=2,92; 6. S=0,40 7.S=6,96;

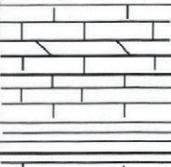
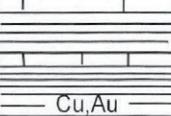
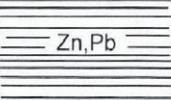
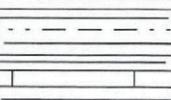
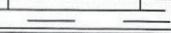
Мощность (от до, м)	Эпоха (свита)	Литология, уровни минерализации	Надкларковые концентрации элементов
500 - 550	Саккырыр- ская $O_1 sk$		Cu/Sn/2,0; Zn,S/1,3; Au/1,1; Co/3,2 6. S=0,26; 7. S=8,12
470 — 550	Атырбахская $O_1 at$		Cr/2,0; Mn/2,6; Au/1,6; Cu/1,4 S/1,2 5. S=0,18; 7. S=2,2; 8. S=3,06
350 - 400	Биляхская $\in_3 bl$		Mn/3,0; Au/1,8; Cu/1,9; Hg/2,7 7. S=5,58; 8. S =1,09
350 — 450	Тисовская $\in_3 ts$		Cr/2,1; Co/4,0; Hg/2,0 7. S=3,6; 8. S=0,74
350 — 400	Еловская $\in_2 el$		Cu/2,2; Ag/1,1 5. S=0,01; 7. S = 0,79
300 - 400	Качелкуан- ская $\in_2 k\check{c}$		Cu/1,3; Zn/1,6 7. S = 2,12

Рис. 9 Литолого-geoхимические колонки Сетте-Дабанского антиклиниория.
Условные обозначения аналогичные рис. 8.

Это диктовалось, прежде всего, геологическими фактами пространственной принадлежности медных проявлений к формации медистых песчаников и непосредственной их локализации в тела основных пород. В этом смысле в рамках рассматриваемого автором нового принципа геохимического картирования попытаемся определить возможности метода по индентификации источников металлов при формировании месторождений меди в Сетте-Дабанском антиклиниории.

На уровне сегенняхского покрова базальтов проявления медной минерализации пространственно и генетически связаны именно с основным магматизмом (высокий показатель S восьмой ассоциации), но медь входит в седьмую ассоциацию фемических подвижных гетерофилов не только с высоким, а ано-

мально высоким показателем S . Стало быть фиксируемое превышение регионального кларка меди в составе осадочных пород, пятикратные надкларковые концентрации меди в самих базальтах (табл.2) однозначно указывают на гетерогенный источник меди в медных месторождениях и проявлениях с участием как самих осадочных пород, так и вмещающих медное оруденение базальтов.

Менкюленская свита осадков позднего девона характеризуются наибольшим значением показателя S . Это может указывать на ведущее влияние осадочных пород, как источника меди (и элементов седьмой ассоциации в целом) при высокой вероятности участия в формировании элементного состава руд Курпанджинского месторождения [24] основных пород (повышенное значение показателя S восьмой ассоциации).

Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что *весь разрез девона характеризуется высоким уровнем показателя S седьмой ассоциации*, что даёт основание говорить о выдающейся его специфики на медь и сопутствующие металлы в ассоциации седьмой группы.

Появление в раннем карбоне золота в составе терригенно-карбонатных отложений может указывать на то, что геохимическая специфика золотоносности терригенного верхоянского комплекса была заложена ещё в составе отложений Сетте-Дабанского антиклиниория, а получила оформление, как золотоносной провинции, на уровне позднего карбона-ранней перми в западной части Южно-Верхоянского синклиниория.

В рамках рассмотренных примеров возможности определения участия различных источников металлов при формировании разных рудных месторождений можно выделить следующее.

1. При образовании стратифицированной минерализации в осадочных бассейнах разного возраста (в Кыллахском поднятии и Сетте-Дабанском антиклиниории) помимо осадочных формаций в качестве источников металлов на разном историческом этапе формирования руд принимает участие ультраосновной и щелочной магматизм. Таким образом, как при формировании стратифицированной минерализации, так и не стратифицированной в обеих складчатых структурах источник металлов при формировании рудных месторождений гетерогенный.

2. Вклад каждого источника в рудообразование различен и может быть

оценён по относительной доле участия вмещающих пород и магматизма на основе расчёта величины энергетического показателя неравновесности состояния S толщ в рамках выделенных геохимических ассоциаций по степени их подвижности и участия в рудообразовании.

3. Положительная корреляция между надкларковыми концентрациями химических элементов в составе выделенных геохимических ассоциаций и уровнем их накопления в разрезе исследуемых осадочных бассейнов может указывать на участие в рудообразовании кондуктивного и конвективного теплопотока, формирующегося не только за счёт роста величины термоградиента, но и в результате влияния регионального дислокационного метаморфизма, причиной которого является складчатость, проявленная на уровне позднего рифея — венда — палеозоя и мезозоя. Именно этим можно объяснить периодичность в проявлении стратифицированной минерализации в разрезе осадочных бассейнов.

6. Отражение на карте геохимических ассоциаций, участвующих в рудообразовании различных источников

Отражение на карте геохимических ассоциаций представляет собой процедуру подготовки условных обозначений по геохимической типизации откартированных и подвергнутых опробованию геологических тел (осадочных, изверженных пород, руд) в заданном масштабе карты на основе составления соответствующих расчётных таблиц.

После составления таблиц с участием геохимических ассоциаций в составе надкларковых концентраций химических элементов и оценки участия каждой из них по относительной величине энергетического показателя неравновесности состояния S осадочной толщи выделяется две-три основных, отвечающих составу геохимических ассоциаций в рудах.

Каждая геохимическая типизация отражается на карте своим цветом (или штриховкой) в рамках выбранного условного обозначения (*рис. 10*). В случае равновесных геохимических систем (пачек, свит, ярусов, серий, комплексов, изверженных пород и т. д.), когда выделенные геохимические ассоциации отличаются близким и малым значением показателя S , этот контур геологического тела отражается особым знаком — равновесная геохимическая система. Как правило она может рассматриваться как инертная к участию в рудообразовании или пассивная, способная принять на себя концентрации элементов от других источников.

Отражение на геохимической карте точек минерализации, рудопроявлений и месторождений: в случае **а** — месторождения или рудопроявления либо отсутствуют, а стало быть они не отражаются на карте, а если они есть среди равновесной толщи, то источник вещества в рудном месторождении или проявлении не может быть определён предлагаемым методом; **б** — источником элементов в составе месторождения или проявления в толще осадков является сама толща; **в** — источник элементов в рудах совпадает с типизацией изверженных пород состава 2; **г** — источник вещества в рудных месторождениях может быть связан с осадочными породами, магматизмом состава 2 и 3, то есть признаётся гетерогенным.

Отражение геохимической типизации может быть произвольным (по цветовой гамме или текстуре штриховки).

Составление подобных карт, но на основе дефицитных элементов (с концентрациями ниже кларковых) и сравнение их с описанной процедурой составления карт на основе надкларковых концентраций, позволит геологу увидеть динамику в перераспределении элементов в составе геохимических ассоциаций откартированных геологических тел.

Геологические тела на карте:	Условный знак на геохимической карте	Условный знак месторождений и проявлений
осадочных пород (формаций, серий) с равновесными геохимическими ассоциациями элементов;		а
осадочных пород (формаций, серий) с наличием одной неравновесной геохимической ассоциации;		б
осадочных пород (формаций, серий) с наличием двух неравновесных геохимических ассоциаций;		в
осадочных пород (формаций, серий) с наличием трёх и более неравновесных геохимических ассоциаций;		г
изверженных пород с наличием в них равновесных или неравновесных геохимических ассоциаций 1, 2, 3		

Рис. 10. Отражение на карте геохимической типизации геологических тел

Здесь: 1 — изверженные породы с равновесным наличием геохимических ассоциаций элементов; 2 — изверженные породы с наличием неравновесных геохимических ассоциаций, совпадающих с таковыми для осадочных пород; 3 — изверженные породы с наличием неравновесных геохимических ассоциаций, не совпадающих с геохимическими неравновесными ассоциациями осадочных пород. Для а, б, в, г — пояснения в тексте.

7. Комплексирование литолого-геохимических с петрофизическими исследованиями разрезов осадочных бассейнов

Комплексирование геохимического картирования с петрофизическими исследованиями пород осадочных бассейнов очень важно, поскольку состояние физических свойств горных пород в разрезе (плотность, общая, открытая, эффективная пористость, упругость) с геохимическими исследованиями разрезов осадочных бассейнов дает возможность понять физические причины появления на том или ином стратоуровне минерализации, накопления или рассеяния химических элементов в условиях эпигенетических преобразований осадков. Например, пластичные и слабо проницаемые глинистые породы могут выступать в роли литологического экрана на пути растворов и газов различной природы, обогащенных химическими элементами, а более хрупкие песчаники, трещиноватые известняки, конгломераты, брекчии могут служить хорошими коллекторами их разгрузки. Подобные коллекторские свойства пород формируются на уровне зон разуплотнения, стратиграфических несогласий, на границах разной компетенции слоёв или смены структурных и текстурных особенностей пород.

Систематизация петрофизических свойств пород по разрезам, составленным геологами при геологическом картировании м-ба 1:200000, 1:50000, включала обобщение данных по плотности, общей и эффективной пористости, упругости и магнитной восприимчивости глинистых пород.

Выбор именно глинисто-алевритовых разностей пород для иллюстрации изменения плотности и пористости их в разрезе осадочных бассейнов диктовалось соображениями наибольшей их распространенности в исследуемой части земной коры Южного Верхоянья, меньшей изменчивостью их минерального и гранулометрического состава.

На фоне выше установленной пространственной временной тенденции развития разнообразия геохимической типизации разрезов осадочных пород в древних бассейнах седиментации в направлении от Кыллахского поднятия к Сетте-Дабанскому антиклиниорию и Южно-Верхоянскому синклиниорию физические свойства пород ведут себя закономерно (*табл. 9*).

Как уже отмечалось, складчатые структуры восточного обрамления Сибир-

ской платформы характеризуются отсутствием высоких ступеней регионального и контактового метаморфизма. За редким исключением региональный метаморфизм осадочных толщ не превышает самых низких ступеней зеленосланцевой фации. Уровень деформированности пород отвечает наличию в регионе эпизональных (Южно-Верхоянский синклиниорий), переходных от эпи- к мезозональным (Присеттедабанская зона ЮВС), мезозональных (Сетте-Дабанский антиклиниорий) и переходных от мезо- к катазональным (Кыллахское поднятие) складчатым структурам [35,53], табл. 4.

Таблица 9

Средние значения некоторых физических свойств осадочных комплексов, слагающих складчатые структуры восточного обрамления Сибирской платформы

Возраст осадочных комплексов	Плотность, г/см ³	Пористость, %			Магнитная восприимчивость ед.CGSE
		общая	открытая	эффективная	
1	2	3	4	5	6
R ₁	2,69	2,32	1,19	0,74	10
R ₂	2,75	1,96	1,18	0,63	41
R ₃	2,65	4,55	2,70	1,11	16
R	2,69	3,07	1,73	0,85	22
V	2,75	2,49	1,96	0,75	11
V-Cm ₁	2,73	2,25	1,55	0,90	10
Cm ₁	2,73	3,20	1,90	0,70	9
Cm ₁ -Cm ₂	2,60	4,20	2,60	1,10	6
Cm ₂	2,67	2,54	1,36	0,66	11
Cm ₃	2,48	11,80	6,00	4,40	9
Cm	2,63	4,37	2,89	1,42	9
KП	2,68	3,13	1,80	0,91	19
Cm ₂	2,70	2,60	1,50	1,10	7
Cm ₃	2,65	3,66	2,76	1,44	7
O ₁	2,67	3,62	2,40	1,15	21
O ₂	2,75	2,70	1,10	0,90	15
O ₃	2,73	3,20	2,50	0,50	15
O	2,72	3,10	1,75	0,95	20
S ₁	2,70	1,60	1,00	0,70	10
S ₁ -S ₂	2,73	2,10	1,40	0,50	11
S ₂	2,37	14,40	11,60	2,80	12
S	2,65	4,20	3,10	1,00	11

D ₁₋₂	2,80	2,50	1,40	0,90	5
D ₃	2,72	2,12	1,34	0,65	684
D	2,74	2,22	1,35	0,71	505
C ₁	2,69	2,20	1,30	0,40	6
СДА	2,69	3,11	1,90	0,85	72
C ₂	2,53	4,00	3,00	1,00	14
C ₃	2,45	12,00	8,50	3,10	14
C	2,58	4,10	3,16	0,98	11
P ₁	2,60	5,40	4,00	1,20	17
P ₁₋₂	2,59	6,70	4,00	2,00	17
P ₂	2,58	5,60	4,30	0,90	8
P	2,59	5,70	4,15	1,16	12
T ₁	2,68	2,40	1,35	0,72	20
T ₂	2,60	3,70	2,20	0,90	18
T ₃	2,62	2,90	1,80	0,75	16
T	2,64	2,91	1,72	0,78	18
T ₃ -J ₁	2,81	2,50	1,40	0,50	4500
J ₁	2,59	4,40	2,90	0,80	20
J ₃ -K ₂	2,57	4,80	3,30	0,80	57
C ₂ -J ₁	2,59	4,77	3,44	1,07	11
C ₂ -K ₂	2,59	4,74	3,38	1,01	20
R-K	2,65	3,70	2,80	0,93	33

Петрофизические свойства пород также зависят от их минерального состава, структурно-текстурных особенностей и условий нахождения в той или иной геодинамической обстановке [72]. Также известно, что с глубиной плотность пород постепенно возрастает за счет литостатического давления вышележащих осадков или бокового сжатия. При этом закономерно снижается их пористость. Это подтверждается и настоящими результатами исследований. Хотя и не всегда, особенно в связи с изменением вещественного состава пород и их структурно-текстурных особенностей под влиянием различных факторов.

Несмотря на общую тенденцию возрастания плотности и понижения общей пористости сверху вниз по разрезу, наблюдаются интервалы отчетливо выраженного разуплотнения², которые сопровождаются увеличением общей и

²

Оценка уровня значимости отклонения от средних по пористости и плотности производилась с помощью критериев Стьюдента и Вилкоксона. Уровни разуплотнения выделены с надежностью 99 — 95%.

эффективной пористости. Эти уровни совпадают со структурными перестройками, несогласиями, границами складчатых структур, различными уровнями их деформированности, с уровнями смены скоростей осадконакопления, границами литологического состава. Таким образом, *генетически разуплотнения могут иметь различную природу, обусловленную как первичными условиями осадконакопления, так и постседиментационными преобразованиями осадочных пород в ходе длительной геологической истории развития складчатых структур и всей стратифицированной коры региона.*

Магнитная восприимчивость, сильно зависящая от минерального и химического состава пород, чаще индифферентна к зонам разуплотнения (табл. 9). Но она реагирует на появление уровней повышенных концентраций ферромагнетиков, присутствующих в составе тонко рассеянной сульфидной минерализации в разрезе (пирита, арсенопирита, содержащих повышенные концентрации кобальта и никеля).

Уровни разуплотнения появляются и в случае постседиментационных преобразований осадков с появлением в них минералов более низкой плотности, например, полевых шпатов, кварца, гидрослюд под влиянием метасоматических изменений пород. Являясь более проницаемыми, эти уровни вмещают проявления различных минеральных видов рудных месторождений и проявлений [58]. Исключение составляют стратифицированные залежи свинцово-цинковых руд в венде. Здесь оруденение локализуется в наиболее плотной толще доломитов между двумя уровнями разуплотнения: раннекембрийским и позднерифейским. Но сами тела свинцово-цинковых руд (Сардана, Урый, Перевальное и др.) приурочены к межпластовым зонам перекристаллизации доломитов, то есть тяготеют к участкам разуплотнения, образовавшимся за счёт изменения их структуры. При этом сами вендские доломиты отличаются пониженными относительно регионального кларка концентрациями свинца, но несколько повышенными концентрациями цинка относительно региональных кларков.

В подавляющем большинстве случаев оруденение в зонах разуплотнения сформировалось в постскладчатое время как в пространственной связи, так и вне таковой с магматизмом и вулканизмом.

Замечено, что *уровни разуплотнения вмещают магматические тела с плотностью, совпадающей со средним значением плотности вмещающей среды*.

ды (это касается гранитоидов), что весьма характерно для Южно-Верхоянского синклиниория. Отсутствие гранитоидного магматизма (со средней плотностью гранитоидов $2,59 \text{ г}/\text{см}^3$) в Сетте-Дабанском антиклиниории на территории Якутии (со средней плотностью осадочных толщ $2,69-2,72 \text{ г}/\text{см}^3$) хорошо согласуется с отсутствием зон разуплотнения на уровне $2,59 \text{ г}/\text{см}^3$ в этой складчатой структуре. Относительно более высокая плотность пород Сетте-Дабанского антиклиниория в сравнении с таковой Южно-Верхоянского синклиниория коррелирует с проявлением основного магматизма и вулканизма в Сетте-Дабанском антиклиниории по отношению к Южно-Верхоянскому синклиниорию. То есть *внедрение магматических тел в стратифицированную складчатую структуру носит компенсационный характер, как впрочем это проявляется и на минеральном уровне, о чём будет сказано ниже.*

Более древние базальты и диабазы (обычно доскладчатого возраста), испытавшие на себе вместе с вмещающими их осадочными комплексамиtektono-магматическую активизацию, обычно характеризуются более низкой плотностью и большей проницаемостью, чем более молодые аналогичные по составу образования, не испытавшие метасоматических преобразований. Снижение плотности древних по отношению к молодым базальтам обусловлено наложенными гидротермально-метасоматическими процессами на ранние базальты, которые привели к образованию в последних минеральных ассоциаций с более низкой плотностью в результате хлоритизации, альбитизации, окварцевания, пропилитизации, березитизации. Это хорошо видно на примере основных пород Сетте-Дабана. Сквозные жильные минералы рудных месторождений (кварц, карбонаты), характеризующиеся стандартными значениями плотности, понижают её в условиях локализации руд в осадочных комплексах более низкой средней плотности.

Например, средняя плотность верхоянского терригенного комплекса, равная $2,59 \text{ г}/\text{см}^3$, сравнима со средней плотностью кварца региона $2,58 \text{ г}/\text{см}^3$ в гидротермальных месторождениях, локализованных в нём же, оставаясь значительно ниже плотности эталонного кварца ($2,65 \text{ г}/\text{см}^3$), табл. 10. При этом примесный состав кварца чаще всего близок к примесному составу вмещающих пород.

Такая же зависимость присуща и карбонатам для ряда доломита-кальцита, с вариацией плотности в интервале значений $2,62 — 2,72 \text{ г}/\text{см}^3$. Она совпадает

со средним значением плотности терригенно-карбонатного комплекса Сетте-Дабана, табл. 9.

Самым поразительным является совпадение средней плотности эталонного кварца с таковой ($2,65 \text{ г}/\text{см}^3$) стратифицированной коры Южного Верхоянья со средней плотностью гранодиоритов, табл.10. Сравнение среднего химического состава изверженных пород Южного Верхоянья со средним химическим составом исследуемой стратифицированной коры (табл.2) мощностью до 33 км позволяет, в первом приближении, говорить о совпадении плотности земной коры со средним составом и плотностью гранитоидов, возможно по причине гранитизации вмещающих пород под влиянием очаговых конвективных тепловых потоков в условиях завершения складчатости.

Таблица 10

Плотность некоторых изверженных пород и минералов Южного Верхоянья

Горная порода, минерал	Количество проб	Плотность, $\text{г}/\text{см}^3$	Примечание
Граниты	52	2,59	ЮВС
Гранодиориты	31	2,61	-"-
Диориты	14	2,65	"."
Лампрофиры	24	2,85	-"-
Диабазы	16	2,86	-"-
Диабазы	43	2,83	СДА
Диабазы	21	2,92	КП
Диабазы	14	3,02	Локализованные среди венда КП
Диабазы	21	3,00	Локализованные среди позднего рифеля КП
Диабазы	11	2,90	Локализованные среди среднего рифеля КП
Диабазы	19	2,83	Локализованные среди раннего рифеля КП
Базальты	22	2,85	Покровы позднего девона СДА

Базальты	23	2,87	Покровы позднетриас- раннеюрского возраста ЮВС
Кварц	13	2,58	Горный хрусталь среди Р ₁₋₂
Кварц	12	2,59	В контактовых роговиках среди Р ₁
Кварц	31	2,59	В целом для ЮВС
Доломит	33	2,72	Среднее для СДА

Статистические замеры плотности кварца в различных складчатых структурах показывают устойчивое возрастание этого параметра от ЮВС к СДА и КП, соответственно — 2,58; 2,66; 2,68 г/см³. В зонах разуплотнения плотность кварца падает на 10 — 12%. В этом случае, как правило, кварц содержит наиболее высокие концентрации различных примесей, близких по составу с примесями вмещающих осадочных пород.

Расчет изменения плотности стратифицированной коры Южного Верхоянья сверху вниз по разрезу (вглубь истории) показал, что на 1 км разреза (в случае линейной зависимости) она увеличивается на 0,005 относительных единиц, а на 31,1 км ее увеличение составляет 0,16 относительных единиц плотности или на 5,81 %. Это и есть увеличение ее средней плотности (величины уплотнения) во времени в истории земной коры за 1200 миллионов лет (с рубежа раннегого рифея по мел включительно). Ни этим ли объясняется то, что количество и разнообразие месторождений (*табл.3,4, рис. 3*) локализуется преимущественно в более молодых складчатых структурах, отличающихся меньшей плотностью, большим значением общей и открытой пористости по сравнению к со структурами КП и СДА? Скорее всего не только этим.

За время от 3,5 до 1,2 миллиарда лет увеличение плотности коры составило бы относительную величину 16,97%. За весь период от 3,5 миллиардов лет до мела включительно это увеличение достигло значений 22,79 % от усреднённого значения величины плотности — 2,65 г/см³.

Другими словами, 3,5 миллиарда лет назад плотность коры была выше всего на 22,79 % или увеличилась на 0,604 г/см³, то есть составляла 3,254 г/см³.

На уровне выхода меловых отложений, средняя плотность пород составляет 2,57 г/см³, а 3,5 миллиарда лет назад плотность пород на поверхности могла быть на уровне 3,156 г/см³. Это всего лишь на 0,1 г/см³ ниже плотности коры на глубине 31,1 км в то время, что может говорить о том, что *континентальная кора Южного Верхоянья к этому времени не была химически дифференцированным телом, а представляла собой практически однородную физически и химически не дифференциированную оболочку*. Если же она, предположим, была напротив химически дифференцированным телом, то ее мощность должна быть ничтожно малой. Элементарные расчеты показывают, что мощность ее не должна была превышать 1–1,5 км! Или же она просто-напросто отсутствовала.

В этой связи можно с достаточной уверенностью полагать, что в пределах рассматриваемых складчатых структур на глубинах более 31,1 км от дневной поверхности не может быть кристаллической коры. Под ранним риффом на территории ЮВС, СС должна вскрываться более плотная часть недифференцированного подкорового вещества. В то же время в СДА и КП глубже залегания раннерифейских отложений должна существовать дифференцированная часть континентальной земной коры древнее раннего риффа.

Металлогенические следствия полученной информации (*табл. 3,4*) могут быть проиллюстрированы четко выраженным последовательным (снизу вверх по разрезу стратифицированной коры) периодично — зональным рядом [44,52] формирования рудной минерализации в Южном Верхоянье, в котором металлы выстраиваются почти согласованно изменению их стандартной плотности (*табл. 11*) и близки к вертикальным регressiveным зональным рядам при формировании конкретных рудных месторождений [75], *табл. 11*.

Таблица 11

Корреляция периодичности зональных рядов и стандартной плотности металлов на зафиксированных уровнях проявлений, месторождений разной природы рудообразования

19,32 ³	7,13	8,90	11,34	7,13	11,34	19,32			
Золото	цинк	медь	свинец	цинк	свинец	золото			
Ранний рифей		Средний-поздний рифей			Венд-ордовик				
Секущие тела, стратифицированные залежи			Стратифицированные залежи						
8,90	5,72	6,69	10,50	19,32					
медь	мышьяк	сурьма	серебро	золото					
Поздний девон. Страто-за лежи	Поздний карбон — ранняя пермь Стратифицированные жилы и секущие жильные тела								
7,13	7,29	11,34	10,50	6,69	10,50	14,19			
цинк	олово	свинец	серебро	сурьма	серебро	ртуть			
Ранняя — поздняя пермь									
Секущие жильные тела	Поздняя пермь. Секущие жильные тела								
			Поздний триас — юра. Секущие жильные тела						

Эта периодичная зональность в расположении минерализации снизу вверх по разрезу стратифицированной коры обусловлена не только периодически последовательной сменой температуры минералообразования (табл.4), но и подчеркивается хорошо известной обратной связью между плотностью металлов и их положением в ряду вертикальной геохимической зональностью. Низ зонального ряда (и наиболее ранние по стадии образования) формируют металлы менее плотные, верх — более поздние и плотные (компенсационный механизм). *Зоны разуплотнения, таким образом, компенсируются вхождением в них более*

³ Стандартная плотность металла, г/см³

*плотных металлов в составе рудного вещества (обычно сульфидов)*⁴. Поистине природа не терпит пустоты!

Просматривается и другая закономерность. Снизу вверх по разрезу стратифицированной коры постепенно снижается относительная доля и масштабность формирования стратифицированного оруденения (оно формируется в основном на уровне рифея, венда, девона) по сравнению с оруденением, локализующимся в секущих крутопадающих телах терригенного верхоянского комплекса перми, при одновременном возрастании размаха мощностей самих зон минерализации (Нежданинское золоторудное месторождение [81]) и уровней разуплотнения в разрезах осадочных толщ.

Выделенные в составе стратифицированной коры Южного Верхоянья уровни разуплотнения при определенных геологических условиях развития складчатых структур могут служить причиной возникновения межформационных срывов, надвигов (Надвиговая зона золоторудного месторождения Бадран в триасовых отложениях [43]), дисгармоничной складчатости и т.д. В этой связи *глубинная интерпретация скачкообразного изменения плотности вещества не обязательно может быть связана с изменением самого состава вещества, но может являться причиной изменения его физических состояний*.

Учёт петрофизических особенностей разреза осадочных бассейнов при геохимическом картировании, таким образом, даёт дополнительную информацию геологу не только о возможных путях миграции химических элементов, но и месте (коллекторе) возможной локализации повышенных их концентраций в условиях наличия зон разуплотнений, формирующихся на разных стадиях исторического развития складчатых структур.

⁴ Например, выделения самородного золота и серебра в составе сульфидов рудных месторождений обычно происходит в заключительную стадию образования сульфидов.

8. К эволюции источников металлов при формировании рудных месторождений

Исследование проблемы источников металлов эндогенных рудных месторождений [39] на примере складчатых структур Южного Верхоянья даёт основание говорить о том, что в подавляющем большинстве случаев источник элементов в составе руд крупных месторождений (как стратифицированных, так и не стратифицированных) гетерогенный, полиформационный и полихронный с непременным участием как матрицы осадочных, так изверженных пород и смешанного участника, связанного с кондуктивным или конвективным прогревом гетерогенной толщи осадков, генерирующей флюиды, способные к экстракции металлов и их транспортировки в среду, с благоприятными коллекторскими свойствами.

На основе анализа поведения химических элементов в истории развития складчатых структур Восточной Якутии автор пришёл к следующим выводам.

1. Формирования рудных месторождений представляет собой длительный процесс и охватывает период от образования самих осадков до литогенеза.
2. Каждый вид осадочных образований характеризуется своим уровнем фоновых концентраций петрогенных и рудогенных элементов (*n-распределение элементов первого рода*).
3. Под влиянием регионального и дислокационного метаморфизма в осадочных толщах происходит перераспределение химических кларковых концентраций элементов внутри гетерогенного разреза. В рамках различной компетенции слоёв, их физико-химических особенностей формируются условия надкларковых концентраций элементов на определённых стратоуровнях (*n-распределение элементов второго рода*).
4. В условиях непрерывного кондуктивного прогрева осадочных толщ их флюионасыщенность (водно-газово-хлоридно-углекислотного состава) способна к транзиту металлов (*n-распределение третьего рода*) в благоприятные горизонты (зоны разуплотнения, дислокаций, коллекторы, несогласия, границы слоёв разной упругости и компетенции, границы структурно-текстурных переходов осадочных, вулканогенно-осадочных и др.). Так могут формироваться

пластовые тела, горизонты бедной стратифицированной минерализации.

5. Наибольшей способностью к концентрации металлов обладают горизонты насыщения избытком серы (уровни рассеянной пирит-марказитовой минерализации), которые под влиянием регионального метаморфизма испытывают перекристаллизацию и освобождаются от примесей, сбрасываемых в кварц-прожилковые согласные тела, в пласты окварцевания (метасоматиты I-го рода) и прокварцевания, а в условиях складчатости — в поклиновые трещины (*n-распределение элементов четвёртого рода*). Образуются горизонты, пачки, слои с аномально высокими концентрациями элементов. Формируются условия для образования пластовых, субсогласных тел, горизонтов с более насыщенной минерализацией (метасоматиты II рода).

6. В условия отсутствия магматизма, слои, горизонты с надкларковыми, аномально высокими концентрациями могут становиться объектом нового перераспределения аномальных концентраций под влиянием различных геологических факторов, способных к тепломассопереносу вещества по разрезу осадочных пород. Так формируются условия гетерогенного элементного состава в зонах обогащения (*n — распределение элементов пятого рода*).

7. Под влиянием теплового потока магматизма, метасоматизма, гидротермальной деятельности конвективные потоки по направлению внедрения тел формируют условия следующего перераспределения металлов в осадках (метасоматизм – III рода), являются собственными источниками элементов в среды, обогащенные надкларковыми концентрациями различного рода *n-распределений*. Формируются как согласные, так и секущие тела высоких концентраций руд в жилах и зонах дислокаций (*n-распределение шестого рода*). В составе руд наблюдается гетерогенный состав серы, свинца, других изотопов.

8. В покровах изверженных пород концентрации металлов так же могут иметь разный источник. Пронизывая толщи нижележащих осадков с надкларковыми концентрациями элементов и формируя покровы (например, как баланты в Сетте-Дабанском антиклиниории), они заимствуют часть вещества из боковых пород в ходе химических реакций. Так могут формироваться условия (видимо кроме образования расслоенных интрузий) образования рудных концентраций в самих покровах.

9. В условиях гипергенеза или влияния подземных вод на рудные месторождения

ждения (*n*- распределение седьмого рода) возникают условия вторичного сульфидного обогащения с выносом металлов в современные осадки. И этот процесс рассеяния одних и концентрации других металлов повторяется в геологической истории всякий раз. Таким образом, рудообразование представляет собой непрерывный процесс перераспределения вещества в земной коре под влиянием различных геологических факторов, а не только явление непрерывного привноса вещества из глубинных частей (мантии). Исторически формирующаяся земная кора представляет собой непрерывный процесс дифференциации вещества в её истории с участием глубинных источников, *in situ* новообразованных осадочных пород и живого вещества, участвующего в накоплении органического углерода, в накоплении, экстракции и перераспределении химических элементов в составе осадочных пород.

Геохимическое картирование даёт возможность фиксировать в геологической истории *n*- распределения элементов, их геохимических ассоциаций на основе выявления количественного показателя *S* степени неравновесности частей разрезов в земной коре складчатых структур, как промежуточных источников элементов при формировании рудных месторождений.

Заключение

Предложенный новый способ геохимического карттирования опирается на новое коллективное геохимическое свойство ассоциаций элементов, способных формировать устойчивые связи на всех уровнях организации вещества в геологической истории. Это свойство не определяет обязательное вхождение каждого элемента в ассоциацию на уровне высоких концентраций в составе геологических тел разного уровня организации, а представляет собой геохимическое сообщество, диктующее необходимость образовывать тесные связи в условиях непрерывного разделения (дифференциации) вещества земной коры, заложенное на ранних стадиях истории образования Земли и определяется периодическим законом.

Пространственно-временное (в направлении от мантии Земли к коре) разделение вещества по степени подвижности элементов представляет собой их коллективное свойство входить в разные геологические образования, формируя своего рода синергизм в образовании как микро-, так и макросостояний. Это даёт возможность использовать законы термодинамики в оценке степени равновесности-неравновесности микро- и макросостояний участия каждого элемента в составе геохимических ассоциаций в осадочных и изверженных породах, выступающих в качестве маркера степени дифференциированности вещества и принадлежности ассоциации к тому или иному источнику рудообразования в истории n- перераспределений элементов.

Очень важным обстоятельством является то, что гетерогенный состав самих осадочных пород, отличающийся специфическим кларком (геофоном), формирует условия перераспределения элементов в неравновесных по составу осадочных толщах. Это приводит к миграции элементов в благоприятные горизонты накопления металлов в устойчивой связи ассоциаций, которые являются пока наилучшим информативным элементом геохимического картирования. Кроме, пожалуй, ритмичных флишоидных толщ, где отдельные слои гетерогенного переслаивания не могут создавать условий концентраций при миграции элементов ввиду малых объёмов чередующихся слоёв разной компетенции.

Расчёт показателя относительной энергетической неравновесности ассоциаций, входящих в состав палеосадков, указывает на поразительную особенность в миграции петрогенных и рудогенных элементов. Чем меньшая распро-

странённость элементов (кларк) в составе геологических тел, тем большая способность их к миграции под влиянием ничтожных энергетических затрат. Именно этим объясняется способность таких элементов, как золото обладать одним из самых высокий уровней концентрирования в рудах. При этом золото мигрирует не изолированно от других элементов, а только в составе его (седьмой) ассоциации с образованием сложных связей с другими ассоциациями, с некоторыми (шестая и восьмая) золото охотно образует генетические и парагенетические ассоциации.

Важнейшим шагом к составлению нового поколения геохимических карт является непременный расчёт региональных кларков (геофона) осадочных и изверженных пород, способствующих решению многоцелевых задач геохимического картирования, прикладных геохимических исследований особенно в части выделения геохимической и металлогенической специфики складчатых структур, в рамках которых возможна последующая детализация изучения геохимии разрезов на предмет выявления уровней надкларковых концентраций и горизонтов обогащения металлами, в пределах которых возможны поиски нетрадиционных стратифицированных типов руд, отличающихся низкими концентрациями полезных компонентов при наличии больших запасов.

Литолого-геохимическое опробование разрезов палеобассейнов седиментации даёт возможность выделить периодичность в накоплении и рассеянии элементов. Это позволяет выйти на новый уровень геохимического картирования в отображении на карте дефицитных и избыточных концентраций элементов, их ассоциаций и приблизиться к идею построения стереогеохимических карт, способных в рамках одного стратогоризонта в разных геодинамических обстановках отразить динамику накопления и рассеяния элементов. Наконец, в рамках рассматриваемого принципа геохимического картирования возможно построение карт разного уровня геохимической и энергетической неравновесности толщ в истории становления и развития складчатых структур.

Итогом многолетних геохимических исследований сложной по геологическому строению территории, удалось показать [39], что осадочные породы (матрица) не представляет собой простое местилище руд, а является сложной геохимической и динамической системой контролирующей размещение золота [38, 37, 58, 61], полиметаллов [24, 15-19, 78, 79, 65, 66] в условиях наложения поздних процессов тепло-массопереноса под влиянием различных агентов (ме-

таморфизма, метасоматизма, магматизма и т. д.). Практика показывает (на примере Южно-Верхоянского синклиниория), что золоорудные месторождения и россыпи контролируются толщами с надкларковыми концентрациями золота. А пространственная связь золотых месторождений с кислым магматизмом устанавливается только в тех случаях, если магматизм локализуется на уровне так называемых «продуктивных толщ». За их пределами интрузии кислого состава не сопровождаются даже признаками золотого оруденения. Но в условиях, когда сами кислые интрузии являются источником металлов, то пространственно с ними обнаруживается минерализация вне зависимости, в какой толще осадков находится интрузия. Лишь бы были благоприятные геологоструктурные, петрофизические и петрохимические условия для концентрирования, а не эманационного рассеяния металлов.

Мы можем тратить огромные средства для решения генетических проблем, определения источников металлов в рудных месторождениях на основе использования дорогостоящих и прецизионных исследований, но всегда будет оставаться сомнение в том, какой из источников металлов доминировал в формировании рудной массы. Ведь хорошо известно, что парагенетическая ассоциация свинца и цинка в полиметаллических месторождениях не обязательно свидетельствует о том, что свинец и цинк могут накапливаться в рудах из одних источников. Классификация Ю.Г. Щербакова разделяет их в разные ассоциации, что соответствует действительности. А сонахождение свинца и цинка в рудах может быть объяснено близостью геохимических свойств ассоциаций, куда входит свинец и цинк.

Предложенный несложный принцип составления геохимических карт является не только экономичным, но и даёт возможность в рамках известных фундаментальных механизмов исторической космохимической и геохимической дифференциации вещества в пространстве и времени при формировании земной коры решать сложные задачи фундаментальной и прикладной геохимии, задачи оценки глубинности источников рудообразования, степени вскрытия месторождений, пространственно связанных с тем или иным источником.

Литература

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Л. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М., Наука, 1982, 148 с.
2. Андриянов Н.Г. О взаимоотношении процессов метаморфизма и золото-рудной минерализации в Южно-Верхоянском синклиниории //ДАН СССР.1973.Т.211.С.434-436.
3. Аношин Г.Н., Емельянов Е.М. Золото в магматических породах Атлантического океана (по данным радиоактивационного анализа). ДАН СССР, 1969, т. 185, №5, с. 1107-1110.
4. Аношин Г. Н. Аналитическая геохимия благородных металлов и ртути. — Новосибирск: ИгиГ СОРАН. - 2000. - 295с.
5. Аношин Г.Н., Лепезин Г.Г., Мельгунов С.В., Мириевская О.С., Цимбалист В.Г. Поведение золота и серебра при прогрессивном метаморфизме (на примере метаморфических комплексов Алтая-Саянской складчатой области)// Докл. АН СССР, 1982, 262, N 6, 1477-1480.
6. Белозерцева Н.В., Кокин А.В., Силичев М.К. Основные принципы геохимического районирования Южно-Верхоянского синклиниория (ЮВС) с целью прогнозирования золотого оруденения //Геохимия рудных районов.-Благовещенск.-1986. С. 19-20.
7. Беренштейн Л.Е., Масалович Н.С., Сочеванов В.Г., Остроумов Г.В. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов. М., Недра, 1979 , с. 23-118.
8. Буряк В.А., Неменман И.С., Кокин А.В. Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золотокварцевых жил Аллах-Юньской зоны. // Тихоокеанская геология, № 3,1990.
9. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия, 1962, №7, с.555-571.
10. Виноградов А.П. Современная геохимия в свете периодической системы химических элементов Д.И.Менделеева // 100 лет Периодического закона химических элементов. М., Наука, 1971, с. 205-212.

11. Войткевич Г.В., Кокин А.В. Изотопный состав свинца и генетические особенности некоторых месторождений Юго-Восточной Якутии . //Геология и геофизика, N1, 1979.
12. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е, Прохоров В.Г. Справочник по геохимии.-М.:Недра, 1990.-480с.
13. Волкодав И.Г. Геологические формации и формационные ряды Южного Верхоянья. Докт. Дисс.-1998. Якутск. -428с.
14. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне //Докт. Дисс. , Иркутск, 2002. 287с.
15. Гурьев Г.А., Иогансон А.К., Кропачев А.П., Кутырев Э.И. Стратиформное медное оруденение Сетте-Дабана// Разведка и охрана недр. 1978. - № 7. - С.15-18.
16. Гурьев Г.А., Кропачев А.П. О медистых сланцах в рифеев хр.Сетте-Дабан // Геология и геофизика. 1978. №5. - С. 139-141.
17. Давыдов Ю.В. Влияние литогенеза на формирование стратиформного оруденения цветных металлов :На примере свинцово-цинковых и медных месторождений Якутии.Докт.дисс.-Якутск,1999. -310с.
18. Давыдов Ю.В., Костин А.В. О стратиформном полиметаллическом оруднении Юго-Восточной Якутии // Стратиформные рудные месторождения. М.: Наука, 1987. -С. 120-126.
19. Давыдов Ю.В., Соболев А.Е. Литолого-фациальные особенности венских отложений Южного Верхоянья и свинцово-цинковое оруденение // Геология и геофизика. -1990.-N 9.- С. 11-18.
20. Дильтер В.В. Платиновая минерализация Норильских месторождений // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., Наука, 1994, с. 730.
21. Зверева Н.Ф., Гавриленко Б.В. Золото в породообразующих минералах интрузивов Крыккудукского комплекса (Северный Казахстан) // Геохимия, 1971,с. 114-118.
22. Иванкин П.Ф., Назарова И.И. Метасоматиты восстановительного ряда, их связь с магматизмом и метаморфизмом. // Сб. Метасоматиты докембрия и

- их рудоносность. — М.: Наука, 1989. С.191-196.
- 23.Изок А.Э., Поляков Г.В., Аношин Г.Н., Голованова Н.П. Геохимия платиновых металлов, золота и серебра в Номгонском троктолит-аортозит-габбровом массиве (МНР)//Геохимия, 1991, №10, с. 1398-1405.
- 24.Иогансон А.К. Геологическое строение Курпанджинского рудного поля и условия формирования медного оруденения Якутии. // Стратиформное оруденение Якутии. -Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1988. -С. 87-98.
- 25.Кокин А.В. Микропримеси в минералах как отражение геохимической зональности некоторых рудных месторождений // ВИЭМС «Геология, методы поисков и разведки месторождений металлич. полезн.ископаемых». -Вып.3, 1979.
- 26.Кокин А.В. Соответствие ступеней минералообразования температурным точкам полиморфизма воды и кварца в гидротермальных месторождениях Якутии // ДАН СССР. 1982. Т.262, N 1.
- 27.Кокин А.В. Бериллий в сульфатах криолитозоны Южного Верхоянья // ДАН СССР,т.267. N 5 ,1982. С. 1229 — 1230.
- 28.Кокин А.В. Природные солевые вытяжки и их поисковое значение в зоне развития многолетней мерзлоты // Геология и геофизика,т.№6, 1984. с.37-44.
- 29.Кокин А.В. Южно-Верхоянский мышьяковый геохимический феномен // ДАН СССР,т.277,N 1, 1984.
- 30.Кокин А.В. Мышьяковая Южно-Верхоянская провинция // Геология и геофизика, N 1, 1985. с.74-81.
- 31.Кокин А.В. Исследование минерализованные воды золоторудного месторождения в связи с проблемой его генезиса (Юго-Восточная Якутия) //Геология и геофизика-1987, N 9. С.70-77.
- 32.Кокин А.В. Золотое оруденение в дайках диабазов Сетте-Дабанского антиклиниория //ДАН СССР.-1987.-Т.295.№2. С.443-446.
- 33.Кокин А.В. Золоторудная минерализация Юго-Восточной Якутии с позиций тектоно-фациального анализа // Тектонофации и геология рудных объектов Алма-Ата:Наука.-1988. -28с.

- 34.Кокин А.В. Временная цикличнозональная последовательность накопления и рассеяния элементов в осадочных комплексах Якутии. // ДАН СССР.Т.300, N 1.-1988.- С. 204-208.
- 35.Кокин А.В. Тектонофации и их роль в образовании золоторудной минерализации Южного Верхоянья Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении.-Алма-Ата:Наука.-1988.- С. 112-127.
- 36.Кокин А.В. Геотермические исследования осадочных пород Южного Верхоянья в связи с проблемой рудообразования // Геотермия и ее применение в региональных и поисково-разведочных исследованиях.-Свердловск, УРО АН СССР.1989.С.167-170.
- 37.Кокин А.В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Восточной Якутии //Геология и геофизика.1990.№3. с. 47-55.
- 38.Кокин А.В. Новые данные по золотоносности осадочных пород юго-восточного обрамления Сибирской платформы //ДАН СССР. 1990. Т.313, №3. с.697-699.
- 39.Кокин А.В. Эволюция источников металлов при формировании эндогенных рудных месторождений (на примере рудной провинции Юго-Восточной Якутии). Докт.дисс.-Новосибирск:ИгиГ СО АН СССР,1990.250с.
- 40.Кокин А.В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Восточной Якутии// Геология и геофизика.1990. №3. С.47-55.
- 41.Кокин А.В. Карбонатный диапир в терригенном верхоянском комплексе Юго-Восточной Якутии // ДАН , 1994, т.337,№ 4.
- 42.Кокин А.В. Химический состав стратифицированной земной коры складчатых структур юго-восточного обрамления Сибирской платформы (Южное Верхоянье). // Геохимия, 1996 г., № 8. - С.738-747.
- 43.Кокин А.В. Структурно-морфологические, минералого-геохимические и литолого-фациальные особенности локализации золотого оруденения в Верхне-Индигирском золотоносном районе //Вестник Госгеолкома РС(Я).2002.№1. С. 54 — 66.
- 44.Кокин А.В. Ряды минералогической зональности в структурах Южного Верхоянья (Якутии). // Записки Всероссийского минералогического общес-

- ства. Ч.СХХVIII, №2. 1999. С.12-23.
45. Кокин А.В. Оценка перспективности рудных объектов.-Ростов-на-Дону: ПростираТЬ.- 2005, 383с.
46. Кокин А.В. Стереогеохимия Ю.Г.Щербакова и проблемы геохимического картирования //Уральский геологический журнал. - 2009, №6. С.88-92.
47. Кокин А.В. Периодичность в накоплении и рассеянии элементов в осадочных породах складчатых структур Южного Верхоянья (Якутия)//Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания.Москва, 7-9 ноября 2006 г. М.:ГЕОС,2006. Т.1. с. 333-337.
48. Кокин А.В. Сохранение информации в распределении химических элементов на разных уровнях организации вещества в пространстве и времени //Вестник Госкомгеологии. Якутск. №1(7),2006. С.19-30.
49. Кокин А.В. Уникальный марганцевый объект Якутии // Минеральные ресурсы России: экономика и управление.-2006.-№6. С.22-24.
50. Кокин А.В. Термофлюидный режим стратифицированной коры восточно-го обрамления Сибирской платформы и проблемы источников углеводородов./Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы-М.: Геос, 2008. с. 584-586.
51. Кокин А.В. Литолого-геохимическое картирование осадочных бассейнов с целью определения возможных источников рудообразования//Осадочные, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск 28-31 окт.2013. Том.2. РАН, научн. Совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ: Сиб. Отделен. Институт нефтяной геологии и геофизики им. А.А. Трофимука.-Новосибирск: ИНГГ СО РАН. - 2013. С.19-23.
52. Кокин А.В. Ряды минералогической зональности гидротермальных золоторудных месторождений и рудопроявлений восточной Якутии// Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (юшкянские чтения). -Сыктывкар:ИГ Коми-филиал УРО РАН.

Россия. 19-22 мая 2013 г. с. 82-84.

- 53.Кокин А.В., Андриянов Н.Г. Золоторудная минерализация Юго-Восточной Якутии с позиции тектоно-фациального анализа //Типоморфизм и геология рудных объектов.-Алма-Ата.-1989.Наука.С.15-29.
- 54.Кокин А.В., Кокина Т.И. Региональные кларки осадочных пород Южного Верхоянья // Математика и ЭВМ в геологии.-Якутск: ЯФСО АН СССР.-1986.С.114-124.
- 55.Кокин А.В., Кокина Т.И. Региональные кларки (геофон) пород Юго-Восточной Якутии. // Топоминералогия и типоморфизм минералов.-Якутск.-1988. С. 14-24.
- 56.Кокин А.В., Кокина Т.И. Геохимическая карта золоторудного узла в связи с проблемой металлогенического анализа и прогноза //Геохимические критерии прогнозной оценки оруденения. - Новосибирск:Наука.-1990.-с.44-49.
- 57.Кокин А.В., Силаев В.И., Киселева Д.В., Филиппов В.Н. Новый потенциально промышленный сульфидно-индиво-марганцевый тип оруденения //ДАН .-2010.-Т. 430. - №3. С. 359-364.
- 58.Кокин А.В., Силичев М.К. Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии // Литология и полезные ископаемые.-1987,№3.с.118-128.
- 59.Кокин А.В., Силичев М.К. Новые данные по геохимической провинции Южного Верхоянья и их геологическая интерпретация. // Геология и геофизика,1991, № 9. с. 127-131.
- 60.Кокин А.В. Силичев М.К. Геохимия и металлогенез Сетте-Дабана с позиции тектоники плит. // Тектоника и минералогия Северо-Востока. Магадан,1990.
- 61.Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П. Р. Региональная геохимия . - Ротов-на-Дону: Ростиздат, 1999.-426с.
- 62.Коробицин А.В., Кокин А.В. Криолитогенное выветривание и россыпи золота//Геология и полезные ископаемые Западного

Урала.-Пермь,2011:ПГУ,2011. С.39-43.

- 63.Кулиш Е.А., Парада С.Г. Поведение золота и других рудообразующих элементов в условиях метаморфизма пород черносланцевых комплексов // Минералогический журнал. 2009. №2. Т.31. С.92-101.
- 64.Курский А.Н., Витоженц Г.Ч., Здорова Э.П. и др. Комплекс методов определения содержаний металлов платиновой группы // Руды и металлы, 1992, №1, с. 129-139.
- 65.Кутырев Э.И. Закономерности размещения медного оруденения в средне-верхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. 1969. - N 3. - С. 67-83.
- 66.Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Исправников А.В. и др. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона // Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1988. - С. 74-87.
- 67.Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М., Недра,1981,225с.
- 68.Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М.: Недра. 1990. 248 с.
- 69.Павлов Д.И. Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование. М.: Недра, 1975. - 102 с.
- 70.Парада С.Г. Основные геодинамические обстановки формирования золотоносных углеродисто-терригенных комплексов // Доклады Нац. Академии Наук Украины. № 6, 2003. С.110 – 114.
- 71.Парада С.Г., Парада Л.Ф.Литолого-геохимические условия локализации золотого оруденения в черносланцевых толщах Приамурья // Тихоокеанская геология, 1988, № 4. С. 77-81.
- 72.Петрофизика: справочник . В трёх книгах. Книга первая . Горные породы и полезные ископаемые. Под ред Дортмана Н.Б. - М.: Недра. - 1992. - 391 с.
- 73.Ронов А.Б. , Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Источники вещества и проблема эволюции осадочной оболочки и земной коры. (Доклад на 27 сессии Международного геологического конгресса, Москва, 13 августа 1984 г. Тезисы докладов, т.В. М.: Наука, 1984, стр.384-385.) В кн.: Докла-

- ды 27 Международного геологического конгресса, т.11. Секция С.11. Геохимия и космохимия. М.: Наука, 1984, стр.139-148.
- 74.Ронов А.В., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука. 1990. 180с.
- 75.Рундквист Д.В., Неженский И.А. Зональность эндогенных месторождений. - М.: Недра, 1975.-258с.
- 76.Сафонов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. - Ленинград.:Недра. -1978. -215с.
- 77.Симанович И.М., Андриянов Н.Г. Начальный метаморфизм пород верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье)//Литология и полезные ископаемые.-1994.-№3. С.103-115.
- 78.Соболев А.Е. Условия формирования и закономерности размещения медного оруденения Сетте-Дабана. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1985. - 19 с.
- 79.Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии /В.Г.Пономарев, Ю.В.Давыдов, А.А Тычинский и др. -Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.
- 80.Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:200000 : монография / [А.А. Головин, Н.Н. Москаленко, А.И. Ачкасов и др.; Отв. ред. Э.К. Буренков] ; Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. - М. : ИМГРЭ, 2002. - 92 с.
- 81.Чернышов И.В., Бортников Н.С. , Чугаев А.В и др. Источники металлов крупного орогенного золоторудного Нежданинского месторождения (Якутия, Россия): результаты высокоточного изучения изотопного состава свинца (MC-ICP-MS) и стронция //Геология рудных месторождений, 2011. Т. 53, №5. С. 395-418.
- 82.Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. Углерод в ультрабазитах и базитах. М.: Наука, 1984,- 110с.
- 83.Щербаков Ю.Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение

- ление элементов //Геология и геофизика.-1982.-№1.-с.77- 84.
- 84.Щербаков Ю.Г. Геохимические свойства и распределение элементов в породах // Геология и геофизика, 1995, т.36, №2, с. 80-91.
- 85.Щербаков Ю.Г., Пережогин Г.А. К геохимии золота // Геохимия, 1964, №6, с. 518-528.
- 86.Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В. Об индикаторном значении отношений металлов в золоторудных месторождениях //Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.- Новосибирск: Наука.-1979. 129-135.
- 87.Ян-жин-шин В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклиниория. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983.- 156 с.
- 88.Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. Л., Наука, 1985,239 с.
89. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л., Наука, 1988.
- 90.Ярошевский А.А. Кларки геосфер // Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М., Наука, 1990, с. 7-14.
- 91.Ярошевский А.А., Цехоня Т.И., Бурба Г.А. Принцип геохимического картирования вулканических пород дна Мирового океана. Доклады АН СССР, 1989, т.306, №2, стр.461-465.
- 92.Kokin A.V., Sagir A.V. Graphite mineralisation in cretaceous subvolcanic Bodies. Geologie and Giophysics.-A-P/New York. Vol.40,1999.
- 93.Silaev V.I., KokinA.V.,Kiseleva D.V., Piskunovs N.N.,Lutoev V.P. New Potentially Industrial Type of Indium Sulfide-Manganese Ore//Indium. Properties,Technological Applications and Health Issues. Nova: New Iork, 2013. P. 261-284.
- 94.Jean S. , Albert H., John L., Richard M. Carlin-Type Gold Deposits in Nevada: Critical Geologic Characteristics and Viable Models. Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology 100th Anniversary Volume.2005. pp. 451–484.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Кыллахское поднятие

Таблица 1

Средний химический состав Кыллахского поднятия, масс. %, кларки концентраций элементов

и их ассоциации по степени подвижности

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	CO_2	п.п.п.	Сумма
Рифей-кембрей. Средний химический состав без учёта изверженных пород в составе осадочных бассейнов (1058 ⁵)															
50,67	0,36	7,53	0,87	1,96	0,029	4,80	13,66	2,59	0,53	0,08	0,19	0,57	14,42	1,58	

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов осадков Кыллахского поднятия,
без учёта изверженных пород (1058)

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	C_1	C_2	C_3	C_4
23,68	0,21	3,98	2,13	0,021	2,89	9,76	2,15	0,39	0,03	0,07	0,07	3,93			

Кларки концентраций (относительно региональных) элементов без учёта состава изверженных пород
Ассоциации элементов надкларковых концентраций: подвижных минимально центробежных фемических
окси菲尔ов Ca (1,26); центростремительных малоподвижных фемических гетерофилов Mg (1,40). $\mathbf{S} = 1,14$

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	CO_2	п.п.п.	Сумма
50,66	0,37	7,59	0,88	2,05	0,031	4,81	13,59	2,37	0,56	0,08	0,19	14,28	1,6		99,06
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				

⁵ Здесь и далее в скобках число учтённых анализов в пробах

Кларки концентраций (относительно региональных) элементов с учётом состава изверженных пород									
0,93	0,71	0,97	0,73	0,28	1,39	1,27	0,91	0,36	1,0
Ассоциации элементов надкларковых концентраций: подвижных минимально центробежных фемических окси菲尔ов Ca (1,27); подвижных дефицитно-центрально-циркулярных сиалических гетерофилов S (1,14); центростремительных малоподвижных фемических гетерофилов Mg (1,39). S = 2,10									

Таблица 2

Средний химический состав глинистых пород Кыллахского поднятия, масс.%, кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
Ранний рифей (123)															
60,58	0,68	15,67	1,16	2,54	0,018	3,30	2,81	6,22	0,72	0,20	0,05	0,19	1,96	3,60	99,70
Средние количества элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород раннего рифея															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C			
28,31	0,41	8,29	2,78	0,01	1,99	2,01	5,16	0,53	0,09	0,02		0,53			
Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков															
1,11	1,32	1,48	0,92	0,14	0,95	0,26	2,38	0,47	3,00	0,28		0,22			
Ассоциации элементов надкларковых концентраций: центробежных подвижных сиалических окси菲尔ов K (2,38); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,11), Al (1,48); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов P (3,00); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,32)															
Средний рифей (120)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
59,28	0,84	16,76	2,79	4,65	0,08	3,24	2,06	4,69	1,12	0,17	0,08	0,25	1,74	2,86	100,61
Средние количества элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород среднего рифея															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C			
27,71	0,50	8,87	5,56	0,06	1,95	1,47	3,89	0,83	0,07	0,03		0,47			
Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков															
1,06	1,61	1,58	1,85	0,86	0,93	0,19	1,79	0,73	2,33	0,43		0,19			

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: центробежных подвижных сиалических окси菲尔ов K (1,79); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,06), Al (1,58); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов P (2,33); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,61); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (1,85)

Поздний рифей (126)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	CO_2	п.п.п.	Сумма
62,08	1,55	14,12	2,52	7,12	0,09	2,45	2,48	2,72	1,47	0,10	0,14	0,64	0,25	2,30	100,03

Средние количества элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород позднего рифея

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	C	С	п.п.п.	Сумма
29,01	0,93	7,47	7,29	0,06	1,48	1,77	2,26	1,09	0,04	0,06		0,07			

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

1,14	3,0	1,33	2,40	0,85	0,71	0,23	1,04	0,96	1,33	0,86	0,03				
------	-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	--	--	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: центробежных подвижных сиалических окси菲尔ов K (1,04); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,14), Al (1,33); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов P (1,33); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (3,00); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (2,40)

Среднее для рифея (372)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	CO_2	п.п.п.	Сумма
60,14	0,84	16,01	2,03	3,93	0,053	2,74	2,44	5,19	0,97	0,18	0,07	0,26	1,69	2,75	99,293

Средние количества элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород рифея

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	C	С	п.п.п.	Сумма
28,11	0,50	8,47	4,47	0,04	1,65	1,74	4,31	0,72	0,08	0,03		0,46			

Кларки концентраций элементов относительно региональных клараков

1,10	1,61	1,51	1,48	0,57	0,79	0,23	1,99	0,64	2,67	0,43		0,19	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: центробежных подвижных сиалических окси菲尔ов К (1,99); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,10), Al (1,51); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Р (2,67); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,60); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,48)

Венд. Лидиты (130)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
82,00	0,24	4,90	1,63	1,88	0,02	1,66	2,01	2,59	0,18	0,13	0,07	0,04	1,79	1,00	100,14

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов лидитов венда

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
38,3	0,14	3,52	2,60	0,01	1,00	1,44	2,15	0,13	0,06	0,03	0,49			

Кларки концентраций элементов относительно региональных клараков

1,50	0,45	0,63	0,86	0,14	0,48	0,19	0,99	0,11	2,0	0,43		0,20		
------	------	------	------	------	------	------	------	------	-----	------	--	------	--	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,50); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов P (2,00)

Кембрий (143)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
55,65	0,35	7,66	1,08	1,49	0,05	4,91	9,51	1,63	0,42	0,10	0,99	1,45	10,32	3,43	99,04

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород кембрия

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
26,01	0,21	5,51	1,91	0,04	2,96	6,80	1,35	0,31	0,02	0,40		2,82		

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

1,01	0,68	0,98	0,63	0,57	1,42	0,89	0,62	0,27	0,67	5,71	1,15	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,01); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов P (2,00); подвижных дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов S (5,71); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Mg (1,42)

Среднее для Кыллахского поднятия (рифей-кембрий)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
60,17	0,64	12,58	1,70	3,01	0,05	3,36	4,68	3,87	0,74	0,10	0,41	0,63	4,47	2,79	99,2

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород
рифей-кембия Кыллахского поднятия

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	C	
28,08	0,38	9,05	3,53	0,04	2,03	3,34	3,21	0,55	0,04	0,16	1,22		

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

1,10	1,22	1,62	1,17	0,57	0,97	0,44	1,48	0,49	1,33	2,28	0,50	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: центробежных подвижных сиалических окси菲尔ов K (1,48); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,10), Al (1,62); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов P (1,33); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,22); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,17)

Таблица 3

Средний химический состав (масс. %) песчаников Кыллахского поднятия

Ранний рифей (148)														
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
74,25	0,31	9,19	0,50	1,82	0,020	2,06	1,86	5,39	0,46	0,13	0,03	0,13	3,44	1,09
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников раннего рифея														
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
34,70	0,18	6,61	1,76	0,015	1,24	1,33	4,47	0,34	0,06	0,012	0,94			
Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников раннего рифея														
относительно геофона песчаников рифея Кыллахского поднятия														
0,94	0,86	1,22	0,90	1,00	1,21	1,48	1,84	0,77	1,20	1,00	1,47			
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках раннего рифея относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия: подвижных центробежных сиалических оксифилов K (1,84); малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (2,42); минимально-центробежных фемических оксифилов Ca (1,48), P (1,20); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Mg (1,21)														
Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников раннего рифея относительно геофона песчаников Южного Верхоянья														
0,99	0,72	1,16	0,5	0,37	2,95	1,00	2,90	0,14	1,00	0,10	1,46			
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках раннего рифея относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических оксифилов K (2,90); малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (1,16); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Mg (2,95)														

Средний рифей (69)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
89,19	0,25	4,07	1,47	0,010	0,88	1,01	1,74	0,18	0,09	0,05	0,15	1,13	0,77	100,99	

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников среднего рифея Кыллахского поднятия

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
41,68	0,15	2,93	0,98	0,008	0,53	0,72	1,44	0,13	0,04	0,02	0,31				

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников среднего рифея относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия

1,13	0,71	0,54	0,50	0,53	0,52	0,80	0,42	0,29	0,80	1,66	0,48				

Ассоциации элементов надсларковых концентраций в песчаниках среднего рифея относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия: малонодвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,13);

подвижных дефицитно-центрбажных сиалических гетерофилов S (1,66)

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников среднего рифея относительно геофона песчаников Южного Верхоянья

1,19	0,60	0,51	0,54	0,20	1,26	0,61	0,93	0,05	0,67	0,17	0,48				

Ассоциации элементов надсларковых концентраций в песчаниках среднего рифея относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия: малонодвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,19);

центростремительных малоподвижных фемических гетерофилов Mg (1,26)

Поздний рифей (42)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
78,24	0,72	7,33	5,23	0,070	1,72	1,07	1,21	1,76	0,07	0,02	0,15	0,44	1,40	99,43	

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников позднего рифея Кыллахского поднятия

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	
35,57	0,43	5,27	3,98	0,054	1,03	0,76	1,00	1,30	0,022	0,008	0,12	

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников позднего рифея относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия

0,97	2,05	0,97	2,04	3,60	1,00	0,84	0,41	2,95	0,44	0,67	0,19	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках позднего рифея относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия: малоподвижных центростремительных фемических гетерофиллов Fe (2,04), Mn (3,60)

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников позднего рифея относительно геофона песчаников Южного Верхоянья

1,01	1,72	0,93	2,21	1,35	2,45	0,57	0,65	0,53	0,37	0,07		
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках позднего рифея относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: центробежных малоподвижных сиалических оксифиллов Si (1,01); малоподвижных минимально центробежных оксифиллов Ti (1,72); малоподвижных центростремительных фемических гетерофиллов Fe (2,21), Mn (1,35), Mg (2,45)

Среднее для рифея (259)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
78,60	0,36	7,53	0,53	2,04	0,020	1,69	1,50	3,74	0,60	0,11	0,03	0,14	2,34	1,04	100,27

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников рифея

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	
36,73	0,21	5,41	1,95	0,015	1,02	0,90	3,10	0,44	0,05	0,012	0,64	

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников рифея относительно геофона песчаников Южного

Верхоянья

1,05	0,84	0,95	1,08	0,37	2,43	0,68	2,01	0,18	0,83	0,10		
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках рифея относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов К (2,01); центробежных малоподвижных сиалических окси菲尔ов Si (1,05); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,08), Mg (2,43)

Венда (16)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	П.п.п.	Сумма
92,43	0,361	2,20	0,11	1,61	0,040	0,29	0,38	1,66	0,05	0,09	0,07			0,58	99,87

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников венда

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C		
43,20	0,21	1,58	1,33	0,03	0,18	0,27	1,38	0,04	0,04	0,03			

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников венда относительно геофона песчаников рифея Кыллахского поднятия

1,18	1,00	0,29	0,68	2,00	0,18	0,30	0,57	0,10	0,80	2,5		
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-----	--	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках венда относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,18); подвижных дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов S (2,5); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Mn (2,0)

Среднее для песчаников Кыллахского поднятия															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.	Сумма
80,01	0,32	6,58	2,56	0,020	1,44	1,22	2,93	0,55	0,10	0,05	0,15	2,59	1,04		99,87
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников Кыллахского поднятия															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
36,73	0,21	5,41	1,95	0,015	1,02	0,90	2,43	0,44	0,05	0,012		0,64			
Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников Кыллахского поднятия относительно геофона песчаников Южного Верхоянья															
1,05	0,84	0,95	1,08	0,37	2,43	0,68	1,58	0,18	0,83	0,10		1,00			
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках венда относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия: подвижных центробежных сиалических оксифилов K (1,58); малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Si (1,05); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Mg (2,43), Fe (1,08)															

Таблица 4

Средний химический состав (масс. %) известняков Кыллахского поднятия

Ранний рифей (24)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
23,66	0,19	3,76	2,21	0,75	0,005	13,81	20,91	0,90	0,10	0,02	0,08	1,44	30,71	1,08	90,62
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C			
11,06	0,11	2,70	2,12	0,004	8,32	14,94	0,75	0,07	0,009	0,03		8,38			

Средний рифей (33)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
19,64	0,25	4,47	0,92	1,40	0,002	14,33	24,56	1,42	0,34	0,05	0,06	1,59	30,30	1,27	100,60
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C			
9,18	0,15	3,22	1,73	0,001	8,64	17,55	1,18	0,25	0,02	0,02		8,27			

Поздний рифей (25)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
18,37	0,30	4,64	0,87	2,00	0,002	14,01	25,08	1,45	0,48	0,02	0,04	1,77	30,01	1,08	100,12
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C			
8,58	0,18	3,34	2,16	0,001	8,45	17,92	1,20	0,35	0,009	0,02		8,18			

Среднее для рифея (82)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
21,33	0,21	4,17	1,06	1,13	0,003	14,11	23,36	1,12	0,29	0,02	0,06	1,53	30,49	1,10	99,83
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C			
9,97	0,12	3,00	1,62	0,002	8,51	16,69	0,93	0,24	0,009	0,002		8,32			

Вендел (99)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
9,90	0,08	1,73	0,67	0,62	0,020	11,90	34,34	0,60	0,20	0,08	0,30	1,00	37,61	0,77	99,82
Si	Ti	Al	Fe		Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C		
4,63	0,05	1,24	0,45	0,48	0,001	7,17	24,54	0,50	0,15	0,031	0,012		10,26		

Кембрий (131)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
18,69	0,05	3,29	0,06	0,75	0,020	3,89	36,74	0,37	0,30	0,04	0,08	0,55	34,00	1,15	99,98
Si	Ti	Al	Fe		Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C		
8,73	0,03	2,37	0,62	0,62	0,015	2,34	26,25	0,31	0,22	0,02	0,03		9,28		

Среднее для Кыллахского поднятия (312). Рифей-кембрий															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
16,59	0,10	3,02	0,52	0,81	0,015	9,12	32,46	0,64	0,26	0,04	0,14	0,95	34,22	1,02	99,90
Si	Ti	Al	Fe		Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C		
7,75	0,06	2,17	0,99		0,011	5,50	23,18	0,53	0,19	0,02	0,06		9,34		

Приложение 2. Сетте-Дабанский антиклиниорий

Таблица 5
Средний химический состав Сетте-Дабанского антиклиниория, масс. %, клараки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Кембрий-ранний карбон. Химический состава без учёта количественного состава изверженных пород (1058)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
42,58	0,56	9,72	1,55	2,58	0,065	3,80	17,01	2,64	1,16	0,11	0,16	0,28	14,94	2,78	99,935
Средние количества элементов, входящих в состав оксидов осадков Сетте-Дабанского антиклиниория															
без учёта изверженных пород (1058)															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
19,90	0,33	5,14	3,08	0,05	2,29	12,50	2,19	0,85	0,05	0,06	0,06	4,07			
Клараки концентраций (относительно региональных) элементов без учёта состава изверженных пород (1058)															
0,78	1,06	0,92	1,02	0,71	1,09	1,64	1,05	0,75	0,71	0,86	1,66				
Ассоциации элементов надкларковых концентраций: подвижных центробежных силиатических окси菲尔ов К (1,05); фемических подвижных минимально-центробежных окси菲尔ов Ca (1,64); малоподвижных минимально-центробежных окси菲尔ов Ti (1,06), центростремительных малоподвижных фемических гетерофиллов Fe (1,02), Mg (1,09). S = 3,65															
Средний химический состав пород в составе осадочных бассейнов с учётом изверженных пород (1583)															
42,65	0,61	9,87	1,61	2,76	0,07	3,93	16,68	2,61	1,22	0,11	0,16	14,51	2,79	99,58	
Средние количества элементов, входящих в состав оксидов осадков Сетте-Дабанского антиклиниория с учётом мас-сы изверженных пород (табл.)															

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	
19,93	0,36	5,22	3,26	0,05	2,37	11,92	2,17	0,90	0,05	0,06	3,96	
Кларки концентраций (относительно региональных) элементов с учётом состава изверженных пород												
0,78	1,16	0,93	1,60	0,71	1,13	1,57	1,00	0,80	1,67	0,86	1,62	
Ассоциации элементов надкларковых концентраций: фемиических подвижных минимально-центробежных окси菲尔ов Ca (1,57), P (1,67); малоподвижных минимально-центробежных окси菲尔ов Ti (1,16), центростремительных фемиических гетерофилов Fe (1,60), Mg (1,13). S = 8,3												

Таблица 6

Средний химический состав глинистых пород Сете-Дабанского антиклиниория, масс.%, кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Кембрей -ордовик (371)														
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	П.П.П.	Сумма
49,51	0,66	14,24	0,65	4,91	0,065	4,08	9,76	2,47	1,19	0,10	0,10	7,85	3,62	99,2

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород ордовика

Сете-Дебанского антиклиниория														
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
23,14	0,40	10,25	4,27	0,05	2,46	6,97	2,05	0,88	0,04	0,04	2,14			

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

0,91	1,29	1,83	1,42	0,71	1,18	0,91	0,94	0,78	1,33	0,57	0,87			
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	--	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔лов Al (1,83); малоподвижных минимально центробежных окси菲尔лов Ti (1,29); малоподвижных центростремительных фемических гетерофиллов Fe (1,42), Mg (1,18)

Силиур (137)														
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	П.П.П.	Сумма
51,37	0,51	10,54	2,27	0,52	0,02	3,95	9,33	6,51	1,50	0,12	0,21	11,15	1,28	99,28

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород сиулура Сете-Дабанского антиклиниория

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
24,00	0,30	7,58	1,99	0,01	2,38	6,67	5,40	1,11	0,05	0,08	3,04			

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

0,94	0,97	1,35	0,66	0,22	1,14	0,88	2,50	0,98	1,74	1,20	1,24	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,35); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов P (1,74); подвижных сиалических дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов S (1,20); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Mg (1,1)

Девон (153)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	П.п.п.	Сумма
49,57	0,48	9,92	1,53	6,60	0,04	5,51	9,00	2,64	0,67	0,12	0,25		10,38	2,52	99,23

Средние концентрации эл-ов, входящих в состав оксидов глинистых пород девона Сетье-Дабанского антиклинария

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
23,17	0,29	7,14	6,20	0,03	3,32	6,43	2,19	0,49	0,05	0,10	2,83			

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

0,91	0,93	1,27	2,06	0,44	1,59	0,84	1,01	0,44	1,74	1,43	1,16			
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	--	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,27); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов P (1,74); подвижных сиалических дефицитно-центробежных сиалических гетерофилов S (1,43); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Mg (1,59), Fe (2,06)

Ранний карбон (339)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	П.п.п.	Сумма
61,00	0,58	13,76	4,08	1,52	0,097	2,57	3,63	2,89	2,49	0,16	0,17	0,18	2,19	4,36	99,68

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород карбона

Сетте-Дабанского антиклинария

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	
28,51	0,35	9,90	4,03	0,07	1,55	2,59	2,40	1,84	0,07	0,07	0,60	

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

1,12	1,12	1,77	1,34	1,00	0,74	0,34	1,10	1,63	2,33	1,0	0,24	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-----	------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,12), Al (1,77); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов P (1,74); подвижных минимально-центробежных окси菲尔ов Na (1,63), P (2,33); малоподвижных минимально-центробежных окси菲尔ов Ti (1,12); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,34)

Среднее для Сетте-Дабанского антиклинария (800). Кембрий-ранний карбон

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
54,48	0,61	13,58	2,24	3,38	0,07	3,53	7,09	2,81	1,72	0,12	0,14	5,77	3,65		99,19

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород Сетте-Дабанского антиклинария.

Кебрий — ранний карбон

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	
25,5	0,36	9,77	4,20	0,05	2,13	5,07	2,33	1,27	0,05	0,06	1,57	

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

1,00	1,18	1,74	1,39	0,77	1,02	0,66	1,07	1,13	1,74	0,80	0,64	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,74); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов P (1,74); подвижных минимально-центробежных окси菲尔ов Na (1,13), P (1,74); малоподвижных минимально-центробежных окси菲尔ов Ti (1,18); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,39)

Таблица 7

Средний химический состав (масс. %) песчаников Сете-Дабанского антиклиниория

Кембрий (26)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
47,07	0,60	12,02	0,57	4,50	0,070	3,01	14,56	1,70	1,07	0,09	0,07	0,05	12,00	2,02	99,40
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников кембрия															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
22,00	0,36	8,65	3,90	0,054	1,81	10,40	1,41	0,79	0,04	0,03	3,27				
Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников кембрия Сете-Дабанского антиклиниория относительно геофона песчаников венца Кыллахского поднятия															
0,51	1,71	5,47	2,93	1,80	10,05	38,5	1,02	19,75	1,00	1,00					
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках кембрия относительно геофона песчаников венца Кыллахского поднятия: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,02); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (5,47); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (19,75), Ca (38,5); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,71); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (2,93), Mg (10,05), Mn (1,80)															
Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников кембрия Сете-Дабанского антиклиниория относительно геофона песчаников Южного-Верхоянья															
0,63	1,44	1,52	2,17	1,35	4,31	7,88	0,91	0,51	0,67	0,25	5,11				
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках кембрия относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,52); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ca (7,88); малоподвижных минимально-центробежных															

фемических оксифилов Ti (1,44); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (2,17), Mg (4,31), Mn (1,35)

Ордовик (48)									
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P
21,54	0,35	8,31	3,75	0,06	2,09	10,14	1,62	0,78	0,05
0,61	1,40	1,46	2,08	1,50	4,98	7,68	1,05	0,32	0,83

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников ордовика
Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников ордовика Сеге-Дабанского антиклинария относи-
тельно геофонна песчаников Южного-Верхояния

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках ордовика относительно геофонна песчаников Юж-
ного Верхояния: малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (1,46); подвижных
минимально-центробежных фемических оксифилов Ca (7,68); малоподвижных минимально-центробежных
фемических оксифилов Ti (1,40); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов
Fe (2,08), Mg (4,98), Mn (1,50)

Силур (26)									
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P
21,03	0,42	7,63	2,99	0,08	2,42	10,72	1,72	0,60	0,06
45,00	0,70	10,60	0,88	3,06	0,10	4,01	15,00	2,07	0,81

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников силура

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников силура Сети-Дабанского антиклиниория относительно геофона песчаников Южного-Верхоянья

0,60	1,68	1,34	1,66	2,00	5,76	8,12	1,12	0,24	1,00	0,50					
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках силура относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических оксифилов К (1,12) малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (1,34); подвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Ca (8,12); малоподвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Ti (1,68); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,66), Mg (5,76), Mn (2,0)															
Девон (85)															
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников девона Сети-Дабанского антиклиниория															
Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников девона Сети-Дабанского антиклиниория относительно геофона песчаников Южного-Верхоянья															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
43,05	1,83	10,33	2,98	2,82	0,150	4,81	13,77	5,06	0,46	0,22	0,25	0,0	12,26	1,92	99,91

0,57	4,40	1,30	2,37	3,00	6,90	7,45	2,73	0,14	1,68	0,83		1,13			
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках девона относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических оксифилов K (2,73); малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (1,30); подвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Ca (7,45), P (1,68); малоподвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Ti (4,40); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (2,37), Mg (6,90), Mn (3,00)															
Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников Южного-Верхоянья															
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников девона Сети-Дабанского антиклиниория															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
20,12	1,10	7,43	4,27	0,12	2,90	9,84	4,20	0,34	0,10	0,10	0,10	3,34			

Ранний карбон (180)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.	Сумма
62,01	0,57	13,54	4,00	1,33	0,08	2,35	3,83	2,69	2,41	0,18	0,14	0,20	2,75	3,65	
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников раннего карбона															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
28,98	0,34	9,74	3,83	0,06	1,40	2,74	2,23	1,78	0,08	0,06	0,75				
0,83	1,36	1,71	2,13	1,5	3,33	2,07	1,45	0,73	1,33	1,00	1,17				

Кварки концентраций элементов в составе оксидов песчаников раннего карбона Сете-Дабанского антиклиниория относительно геофона песчаников Южного-Верхоянья

Среднее для Сете-Дабанского антиклиниория (215). Кебрий - ранний карбон															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.	Сумма
47,09	1,09	11,29	2,06	3,16	0,110	3,85	12,72	3,27	0,98	0,17	0,17	0,10	10,86	2,65	99,57

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников Сете-Дабанского антиклиниория

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
22,01	0,65	8,12	3,89	0,085	2,32	9,09	2,71	0,72	0,07	0,07	2,96				

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников Сетте-Дабанского антиклиниория относительно гео-
фона песчаников Южного-Верхоянья

0,63	2,60	1,43	2,16	2,12	5,52	6,89	1,76	0,29	1,16	0,58	1,00	1,00
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках раннего карбона относительно геофона
песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов K (1,76) малоподвижных
центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,43); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов
Ca (6,89), P (1,16); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (2,60); малоподвижных
центро斯特ремительных фемических гетерофиелов Fe (2,16), Mg (5,52), Mn (2,12)

Таблица 8

Средний химический состав (масс. %) известняков Сете-Дбанского антиклинария

Ордовик (25)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
38,73	0,43	7,63	0,42	4,04	0,100	2,82	22,67	1,18	1,10	0,11	0,08	0,0	19,68	1,96	100,95
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
18,10	0,26	5,50	3,43	0,08	0,96	16,20	0,91	0,81	0,05	0,03	5,36				
Сидур (118)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
51,58	0,51	10,54	2,27	0,52	0,020	3,95	9,33	6,51	1,50	0,112	0,21	0,50	11,15	1,08	99,78
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
23,82	0,30	7,58	1,99	0,015	1,35	6,67	5,40	1,11	0,05	0,08	3,04				
Девон (127)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
23,48	0,36	4,43	0,65	1,09	0,044	6,16	30,34	2,13	0,38	0,071	0,21	0,60	28,76	1,96	100,66
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
10,97	0,21	3,19	1,30	0,03	3,71	21,68	1,77	0,28	0,03	0,08	7,85				
Карбон (67)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
17,52	0,14	2,14	0,47	0,45	0,020	2,56	40,79	0,76	0,33	0,05	0,39	0,66	28,06	6,22	100,56
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
8,19	0,08	1,54	0,33	0,35	0,010	1,54	29,15	0,63	0,24	0,02	0,16	7,66			

Среднее для Сеттедабанского антиклиниория (568). Кембрий-ранний карбон															
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.	Сумма
SiO ₂	30,82	0,31	5,87	0,78	1,69	0,043	4,02	27,01	2,26	0,75	0,08	0,17	0,55	24,23	2,09
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C			
14,40	0,1	8	4,22	1,85	0,033	2,42	19,30	1,88	0,55	0,03	0,07		6,61		

Кларки концентраций элементов в известняках Сетте-Дабанского антиклиниория относительно известняков Кыллахского поднятия

	1,86	3,00	1,94	1,87	3,00	0,44	0,83	3,55	2,89	1,50	1,17	0,71		
Si	0,55	0,74	0,80	0,70	0,21	2,22	2,79	0,96	0,49	1,00	0,43			

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в известняках Сетте-Дабанского антиклиниория относительно геофона известняков Кыллахского поднятия : подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов К (3,55) малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,86), Al (1,94); подвижных мини-мально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (2,89, P (1,50); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (3,00); малоподвижных центростремительных фемических окси菲尔ов Fe (1,87), Mn (3,00)

Кларки концентраций элементов в известняках относительно региональных кларков Южного Верхояния

	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C		
Si	0,55	0,74	0,80	0,70	0,21	2,22	2,79	0,96	0,49	1,00	0,43			

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в известняках Южного Верхояния относительно региональных кларков: фемических подвижных минимально центробежных фемических окси菲尔ов Ca (2,79); центростремительных фемических гетерофилов Mg (2,22)

Приложение 3. Южно-Верхоянский синклиниорий

Таблица 9
Средний химический состав Южно-Верхоянского синклиниория, масс.%, klarки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Средний карбон-юра. Без учёта изверженных пород (1946)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
66,31	0,64	14,12	2,01	3,12	0,18	1,65	1,74	2,64	2,60	0,16	0,16	0,08	0,65	3,40	99,46

Средние количества элементов, входящих в состав осадков Южно-Верхоянского синклиниория без учёта изверженных пород (1058)														
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
30,52	0,38	7,47	3,82	0,13	0,99	1,24	2,19	1,92	0,07	0,06		0,18		

Кларки концентраций (относительно региональных) элементов без учёта состава изверженных пород													
1,24	1,22	1,61	2,42	2,6	0,34	0,10	1,46	1,46	1,0	1,0	0,11		

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: центробежных подвижных сиалических окси菲尔ов К (1,46); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,24), Al (1,61); подвижных минимально центробежных фемических гетерофилов Na (1,46); малоподвижных минимально центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,22); центростремительных малоподвижных фемических гетерофилов Fe (2,42), Mn (2,6). S = 24,36															
Средний карбон-юра. С учётом количества изверженных пород в составе осадочных пород															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
66,31	0,63	14,15	1,98	3,12	0,18	1,63	1,69	2,69	2,53	0,17	0,16	0,66	3,35	99,26	

Средние количества элементов, входящих в состав оксидов осадков Южно-Верхоянского синклиниория

с учётом изверженных пород

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	
30,99	0,37	7,49	3,8	0,13	0,98	1,21	2,23	1,87	0,07	0,06	0,18	

Кларки концентраций (относительно региональных) элементов с учётом состава изверженных пород

в составе осадочных образований

1,22	1,19	1,33	1,26	1,86	0,47	0,16	1,03	1,65	2,33	0,85	0,11	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: центробежных подвижных сиалических окси菲尔ов К (1,03); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,22), Al (1,33); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Na (1,65), P (2,33); малоподвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,19); центростремительных малоподвижных фемических гетерофилов Fe (1,26), Mn (1,86).

$$S = 23,52$$

Таблица 10

Средний химический состав глинистых пород Южно-Верхоянского синклиниория, масс. %,
кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Средний карбон-Пермь (482)														
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
63,65	0,60	14,55	2,57	2,26	0,233	1,89	1,95	3,00	3,69	0,16	0,21	0,77	1,26	3,74
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород первыи Южно-Верхоянского синклиниория														
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
29,72	0,36	10,47	3,56	0,18	1,14	1,39	2,49	1,37	0,07	0,08		0,34		
Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков														
1,17	1,16	1,87	1,18	2,58	0,54	0,18	1,15	1,21	2,32	1,20		0,14		
Ассоциации элементов надкларковых концентраций: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов К (1,15); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,17), Al (1,74); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,21), P (2,32); малоподвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,16); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,18)														
Триас (564)														
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
63,56	0,86	15,38	2,09	4,26	0,075	1,78	1,18	2,73	2,19	0,20	0,12	0,68	1,33	3,91
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород триаса														
Южно-Верхоянского синклиниория														

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	
29,71	0,51	11,07	4,77	0,06	1,07	0,84	2,27	1,62	0,09	0,05	0,36	

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов K (1,04); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,17), Al (1,98); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,43), P (2,91); малоподвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,66); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (1,18)

Юра (228)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
61,17	0,99	16,97	1,97	4,94	0,07	2,09	1,29	2,69	2,19	0,26	0,36		0,55	4,19	99,73

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород юры

Южно-Верхоянского синклинория

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	
28,58	0,59	12,21	5,22	0,05	1,26	0,92	2,23	1,62	0,06	0,14	0,15	

Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков

Ассоциации элементов надкларковых концентраций: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов K (1,03); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,12), Al (1,91); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,43), P (1,89); малоподвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,91); подвижных дефицитно-центробежных сиалических гетеро菲尔ов S (2,06), малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (1,73)

Среднее для глинистых пород Южно-Верхонского синклиниория. Средний карбон-иора										
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
63,95	0,70	14,95	2,38	3,22	0,19	1,85	1,71	2,79	2,51	0,17
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов глинистых пород										
Южно-Верхоянского синклиниория										
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S
29,89	0,42	10,76	4,16	0,15	1,11	1,22	2,32	1,86	0,07	0,06
Кларки концентраций элементов относительно региональных кларков										
1,17	1,35	1,92	1,38	2,10	0,53	0,16	1,07	1,64	2,47	0,91
Ассоциации элементов надкларковых концентраций: подвижных центробежных сиалических окси菲尔лов K (1,07); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔лов Si (1,17), Al (1,92); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔лов Na (1,64), P (2,47); малоподвижных минимально центробежных окси菲尔лов Ti (1,35); малоподвижных центростремительных фемических гетерофиллов Fe (1,73)										

Таблица 11

Средний химический состав (масс. %) песчаников Южно-Верхоянского синеклиниория

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.	Сумма
Средний карбон - пермь (530)															
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников среднего карбона-перми															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
31,34	0,32	9,82	3,09	0,290	0,93	1,26	2,25	2,24	0,06	0,09	0,19				

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников среднего карбона перми относительно геофона песчаников Южного-Верхоянья

0,89	1,28	1,72	1,72	7,25	2,21	0,95	1,46	0,91	1,00	0,75					
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--	--	--	--	--

Ассоциации элементов на кларковых концентрациях в песчаниках среднего карбона- перми относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов K (1,46) малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,72); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,28); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,72), Mg (2,21), Mn (7,25)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.	Сумма
Триас (1076)															
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников триаса															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
33,32	0,35	8,92	3,43	0,052	0,70	0,96	1,90	1,83	0,06	0,05	0,27				

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников триаса относительно

геофона песчаников Южного-Верхоянья

0,95	1,40	1,57	1,90	1,30	1,67	0,72	1,23	0,75	1,00	0,42	0,42	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

Ассоциации элементов надкварковых концентраций в песчаниках среднего карбона-ранней перми относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов К (1,23) малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,57); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,40); малоподвижных центростремительных фемических гетрофильтов Fe (1,90), Mg (1,67), Mn (1,30)

Юрапа (175)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
71,65	0,75	12,61	1,00	3,69	0,046	1,27	0,99	2,03	2,21	0,19	0,30	0,0	0,43	2,69	99,86

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников юры

Кларки концентраций элементов в составе оксидов песчаников юры относительно

геофона песчаников Южного-Верхоянья

0,95	1,80	1,59	1,98	0,75	1,81	0,53	1,09	0,66	1,33	1,00	0,44	
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--

Ассоциации элементов надкварковых концентраций в песчаниках среднего карбона-ранней перми относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов К (1,09) малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,59); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов P (1,33); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,80); малоподвижных центростремительных фемических гетрофильтов Fe (1,98), Mg (1,81)

Среднее для песчаников Южно-Верхоянского синклиниория (средний карбон-юра)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	CO_2	п.п.п.	Сумма
69,32	0,57	13,08	1,54	3,00	0,18	1,38	1,77	2,45	2,72	0,15	0,15	0,20	0,83	2,76	100,10

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов песчаников Южно-Верхоянского синклиниория

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C	C	C	C
32,40	0,34	9,41	3,41	0,14	0,83	1,26	2,03	2,01	0,06	0,06	0,06	0,23	0,23	0,23

Кларки концентраций элементов в песчаниках Южно-Верхоянского синклиниория относительно регионального геофона коры песчаников складчатых структур Южного Верхоянья

0,92	1,36	1,65	1,89	3,5	1,98	0,97	1,32	0,82	1,00	0,05	0,40	0,40	0,40	0,40
------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках Южно-Верхоянского синклиниория относительно геофона песчаников Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических оксифилов К (1,32); малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (1,65); малоподвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Ti (1,36); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,89), Mg (1,98), Mn (3,5)

Кларки концентраций элементов в песчаниках Южно-Верхоянского синклиниория относительно геофона песчаников Сетье-Дабанского антиклиниория

1,47	0,52	1,16	0,88	1,64	0,36	0,14	0,75	2,79	0,85	0,71	0,13	0,13	0,13	0,13
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в песчаниках Южно-Верхоянского синклиниория относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия: малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Si (1,47), Al (1,16); подвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Na (2,79); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Mn (1,64)

Кларки концентраций элементов в песчаниках Южно-Верхоянского синклиниория относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия
0,88 1,62 1,74 1,74 9,33 0,81 1,40 0,85 4,57 1,20 4,17 0,34
Ассоциации элементов надкарковых концентраций в песчаниках Южно-Верхоянского синклиниория относительно геофона песчаников Кыллахского поднятия: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,74); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,62); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилов Fe (1,74), Mn (9,33)

Приложение 4. Сартанский синклиниорий

Таблица 12
Средний химический состав Сартанского синклиниория, масс. %, кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Поздняя пермь-юра. Без учёта состава изверженных пород (1134)																
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
67,01	0,74	13,80	1,75	3,50	0,079	1,50	1,37	2,53	2,26	0,17	0,21	0,46	0,99	3,30		99,67
Средние количества элементов, входящих в состав оксидов осадков Сартанского синклиниория без учёта состава изверженных пород																
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S		C				
31,32	0,44	7,30	3,94	0,06	0,90	0,98	2,10	1,64	0,07	0,08		0,27				
Кларки концентраций (относительно региональных) элементов без учёта состава изверженных пород																
1,42	1,91	1,57	2,51	1,20	0,30	0,08	1,40	1,25	1,0	1,33		0,17				
Ассоциации элементов надкларковых концентраций: центробежных подвижных сиалических окси菲尔ов К (1,40); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,42), Al (1,57); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Na (1,25); подвижных минимально центробежных окси菲尔ов Ti (1,91); центростремительных малоподвижных фемических гетерофилов Fe (2,50), Mn (1,20)																

Приложение 5. Стратифицированная кора Южного Верхоянья (КП+СДА+ЮВС).

Таблица 13

Средний химический состав стратифицированной коры Южного Верхоянья, масс.% , кларки концентраций и ассоциации химических элементов

Стратифицированная кора. Рифей-юра. Без учёта состава изверженных пород (5721)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
53,19	0,52	10,76	1,48	2,55	0,091	3,42	10,80	2,62	1,43	0,12	0,17	0,31	10,00	2,59	100,08

Средние количества элементов, входящих в состав оксидов осадков южного Верхоянья без учёта состава изверженных пород														
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
24,86	0,31	5,69	3,01	0,06	2,06	7,71	2,17	1,06	0,05	0,07		2,73		

Кларки концентраций (относительно кларков земной коры по А.П. Виноградову) элементов без учёта состава изверженных пород															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
54,46	0,52	10,76	1,48	2,55	0,092	3,46	10,65	2,62	1,53	0,12	0,17		8,98	2,64	100,35

Средние количества элементов (геофон, кларк земной коры Южного Верхоянья), входящих в состав оксидов осадков Южного Верхоянья (рифей — юра) с учётом количественного состава изверженных пород														
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C			
25,45	0,31	5,60	3,01	0,07	2,09	7,61	2,17	1,13	0,03	0,07		2,45		

Региональные кларки концентраций (относительного кларков в земной коре по А. П. Виноградову) элементов в стратифицированном разрезе земной коры Южного Верхоянья (рифей-юра) с учётом состава изверженных пород в осадочных бассейнах

0,88	0,69	0,69	0,65	0,7	1,12	1,92	0,86	0,45	0,33	1,40	10,65	
------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------	------	-------	--

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в составе земной коры Южного Верхоянья: подвижных минимально центробежных фемических окси菲尔ов Ca (1,92; подвижных дефалинто-центробежных силических гетерофилов S (1,40; центростремительных малоподвижных фемических гетерофилов Mg (1,12)

Приложение 6. Средний химический состав изверженных пород Южно-Верхоянского синклиниория

Таблица 14

Средний химический состав риолитов Южно-Верхоянского синклиниория, масс. %, кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Риолиты позднего мела и их интрузивные аналоги — граниты (176)										
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
73,05	0,223	13,6	0,58	1,69	0,052	0,24	0,89	4,21	3,42	0,065
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов риолитов позднего мела										
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S
34,14	0,13	9,79	1,71	0,04	0,14	0,64	3,49	2,51	0,03	0,02
Кларки концентраций в риолитах позднего мела относительно гранитов Южно-Верхоянского синклиниория										
1,03	0,93	1,25	0,92	1,14	0,41	0,48	0,97	0,95	1,0	0,98
Кларки концентраций в риолитах позднего мела относительно региональных кластров Южного Верхоянья										
1,34	0,43	1,75	0,57	0,57	0,07	0,08	1,61	1,16	1,0	0,29
Кларки концентраций в риолитах позднего мела относительно геофонов Южно-Верхоянского синклиниория										
1,10	0,35	1,31	0,45	0,31	0,14	0,53	1,56	1,34	0,43	0,33
Ассоциации надкларковых концентраций в риолитах относительно гранитов: малоподвижных центростремительных сиалических окси菲尔ов Si (1,03), Al (1,25); малоподвижных центростремительных тробежных сиалических окси菲尔ов Mn (1,14). S = 1,77										
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в риолитах относительно региональных кластров: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов K (1,61); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,34), Al (1,75); подвижных минимально центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,16). S = 3,00										

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в риолитах относительно геофона Южно-Верхоянского синклиниория: подвижных центробежных сиалических оксифилов K (1,56); малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Si (1,10), Al (1,31); подвижных минимально центробежных фемических оксифилов Na (1,34). **S = 4,36**

Таблица 15

Средний химический состав дацитов Южно-Верхоянского синклиниория, масс. %, кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Дациты раннего-позднего мела и их интрузивные аналоги — гранодиориты (187)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
66,54	0,447	15,18	1,09	2,43	0,08	0,98	2,69	3,97	3,23	0,142	0,20	0,74	1,76	99,5	
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов дацитов раннего-позднего мела															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
31,10	0,27	10,92	2,65	0,06	0,59	1,92	3,29	2,39	0,03	0,08					
Кларки концентраций в дацитах раннего-позднего мела относительно гранодиоритов															
Южно-Верхоянского синклиниория															
Кларки концентраций в дацитах раннего-позднего мела относительно региональных															
кларков Южного Верхоянья															
1,03	0,79	1,31	0,78	1,00	0,63	0,80	1,14	0,84	0,31	0,80					
Кларки концентраций в дацитах раннего-позднего мела относительно гранодиоритов															
Южно-Верхоянского синклиниория															
1,22	0,87	1,95	0,88	0,88	0,28	0,25	1,51	2,11	1,00	2,67					
Кларки концентраций в дацитах раннего-позднего мела относительно геофона															
Южно-Верхоянского синклиниория															
1,00	0,73	1,46	0,70	0,46	0,60	1,59	1,47	1,28	0,43	1,14					
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в дацитах раннего-позднего мела относительно гранодиоритов Южно-Верхоянского синклиниория: подвижных центростремительных сиалических осифилов К (1,14); малоподвижных центробежных сиалических осифилов Si (1,03), Al (1,03). S = 8,12															

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в дацитах раннего-позднего мела относительно региональных кларков Южного Верхоянья: подвижных центростремительных сиалических окси菲尔ов К (1,51); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,22), Al (1,95); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (2,11). **S = 8,24**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в дацитах раннего-позднего мела относительно геофона Южно-Верхоянского синклиниория: подвижных центростремительных сиалических окси菲尔ов К (1,47); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,95); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,28). **S = 3,90**

Таблица 16

Средний химический состав андезитов Южно-Верхоянского синклиниория, масс.%, кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Андезиты раннего - позднего мела и их интрузивные аналоги — диориты (129)									
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
57,17	0,798	17,22	2,62	4,41	0,118	2,73	4,75	2,07	3,27
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов андезитов раннего-позднего мела в									
и их ассоциации по степени подвижности									
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P
26,7	0,48	12,39	5,26	0,09	1,65	3,39	1,72	2,42	0,09
2									0,04
Кларки концентраций в андезитах раннего-позднего мела относительно диоритов									
Южно-Верхоянского синклиниория									
0,97	0,87	1,43	1,21	1,12	0,91	0,97	0,76	0,97	1,25
									0,07
Кларки концентраций в андезитах раннего-позднего мела относительно									
региональных кларков Южного Верхояния									
1,05	1,55	2,21	1,75	1,28	0,79	0,44	0,79	2,14	3,00
									0,57
Кларки концентраций в андезитах раннего-позднего мела относительно геофона									
Южно-Верхоянского синклиниория									
0,86	1,30	1,65	1,38	0,69	1,68	2,80	0,77	1,29	1,28
									0,67

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в андезитах раннего-позднего мела относительно диоритов Южно-Верхоянского синклиниория: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,43); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,28), P (1,25); малоподвижных центростремительных феми-ческих гетеро菲尔ов Fe (1,43), Mn (1,12). **S = 6,5**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в андезитах раннего-позднего мела относительно репио-нальных кларков Южного Верхоянья: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,05), Al (1,43); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,29), Ca (2,80), P (1,28); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,55); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (1,75), Mg (1,68)/ S = **20,96**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в андезитах раннего-позднего мела относительно геофона Южно-Верхоянского синклиниория: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,30); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,29), P (1,28); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,30); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (1,38), Mn (1,12). **S = 8,7**

Таблица 17

Средний химический состав базальтов Южно-Верхоянского синклиниория, масс.%, кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Базальты позднего триаса-ранней юры (38)										
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
45,21	1,98	13,86	4,05	6,65	0,146	6,17	8,53	1,04	2,89	0,308
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов базальтов позднего триаса-ранней юры в Южно-Верхоянском синклиниории										
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S
21,13	1,19	9,97	8,00	0,11	3,72	6,10	0,86	2,14	0,07	0,04
Кларки концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно основных пород Южного Верхоянья										
0,94	1,18	1,36	0,77			1,11	1,05	1,09	0,66	1,11
Кларки концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно региональных кларков Южного Верхоянья										
0,83	3,83	1,78	2,66	1,57	1,78	0,80	0,40	1,89	2,33	0,57
Кларки концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно геофона Южно-Верхоянского синклиниория										
0,68	3,22	1,36	2,10	1,11	3,79	1,09	0,66	1,14	1,00	0,67
Кларки концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно базальтов девона Сеге-Дабанского антиклиниория										
1,05	0,95	0,99	0,97	1,37	0,83	1,10	0,39	0,56	0,70	0,67

Кларки концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно базальтов Кыллахского поднятия																		
0,92	1,19	1,03	0,85	0,61	0,99	1,16	1,62	0,93	1,17	1,33	1,17	1,33	1,17	1,33	1,17	1,33	1,17	1,33
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно региональных кларков основных пород Южного-Верхоянья: малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (1,36); минимально-центробежных фемических оксифилов Na (1,11), Ca (1,09); малоподвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Ti (1,18); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилю Fe-терофилов Fe (1,38), Mn (1,11), Mg (1,05). S = 7,91																		
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно региональных кларков Южного-Верхоянья: малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (1,78); минимально-центробежных фемических оксифилов Na (1,89), Ca (1,09); малоподвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Ti (3,83); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилю Fe (2,66), Mn (1,57), Mg (1,78). S = 32,62																		
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно геофона Южно-Верхоянского синклиниория: малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Al (1,36); минимально-центробежных фемических оксифилов Na (1,14), Ca (1,09); малоподвижных минимально-центробежных фемических оксифилов Ti (3,22); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилю Fe (2,10), Mn (1,11), Mg (3,79). S = 27,09																		
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно базальтов Сетте-Дабанского антиклиниория: малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Si (1,05); минимально-центробежных фемических оксифилов, Ca (1,10); малоподвижных центростремительных фемических гетерофилю Mn (1,37). S = 1,35																		
Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах позднего триаса-ранней юры относительно базальтов Сетте-Дабанского антиклиниория: подвижных центробежных сиалических оксифилов K (1,62); малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Ca (1,10); малоподвижных центробежных сиалических оксифилов Mn (1,37). S = 1,35																		

движных центробежных сиалических окси菲尔лов Al (1,03); минимально-центробежных фемических окси菲尔лов Ca (1,16), P (1,17); малоподвижных минимальноцентробежных фемических окси菲尔лов Ti (1,19); подвижных де-фицитно-центробежных сиалических гетерофиллов S (1,33). **S = 6,17**

Приложение 7. Средний химический состав базальтов Сеге-Дабанского антиклиниория

Таблица 18
Средний химический состав базальтов Сеге-Дабанского антиклиниория, масс. %, klarки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Базальты девона (131)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
44,60	2,09	13,93	3,18	7,69	0,10	7,40	7,77	1,83	2,90	0,23	0,15	0,2	4,04	3,04	99,15
Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов базальтов девона в Сеге-Дабанском антиклиниории															
Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	K	Na	P	S	C				
20,8	1,25	10,02	8,2	0,08	4,46	5,55	1,52	2,15	0,10	0,06					
Кларки концентраций в базальтах девона относительно основных пород Южного Верхоянья															
0,89	1,25	1,37	0,79	0,77	1,26	0,99	1,17	1,12	3,33	0,55					
Кларки концентраций в базальтах девона относительно геофона Сеге-Дабанского антиклиниория															
1,04	3,79	1,95	2,67	1,6	1,95	0,44	0,70	2,53	2,0	1,00					
Кларки концентраций в базальтах девона относительно геофона базальтов Южно-Дабанского антиклиниория															
0,95	1,05	1,00	1,02	0,73	1,20	0,91	1,77	1,00	1,43	1,5					
Кларки концентраций в базальтах девона относительно базальтов и диабазов Кыллахского поднятия															
0,86	1,25	1,04	0,87	0,44	1,19	1,05	2,87	0,94	1,67	2,00					
Кларки концентраций в базальтах девона к геофону Южно-Верхоянского антиклиниория															
0,68	3,29	1,34	2,15	0,61	4,50	4,47	0,69	1,12	1,43	1,00					

Кларки концентраций в базальтах девона к геофону Кыллахского поднятия

0,85	5,95	2,52	3,85	3,81	1,54	0,57	0,71	5,51	3,33	0,85		

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах девона относительно основных пород Южного Верхоянья: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов K (1,17); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,37); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,12), P (3,33); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,25); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Mg (1,26). **S = 12,00**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций элементов в базальтах девона относительно геофона Сите-Дабанского антиклиниория: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,04), Al (1,95); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (2,53), P (2,00); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (3,79); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (2,67), Mn (1,6), Mg (1,95). **S = 33,28**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций элементов в базальтах девона относительно базальтов Южно-Верхоянского синклиниория: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов K (1,77); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов; минимально-центробежных фемических окси菲尔ов P (1,43); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,05); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (1,02), Mg (1,20). **S = 5,9**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций элементов в базальтах девона относительно базальтов и диабазов Кыллахского поднятия: подвижных центробежных сиалических окси菲尔ов K (2,87); малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,04); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ca (1,05), P (1,67); подвижных дефицитно-центробежных сиалических гетеро菲尔ов S (2,00); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (1,25); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Mg (1,19). **S = 19,11**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций элементов в базальтах девона относительно геофона Южно-Верхоянского синклиниория : малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (1,34); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,12), Ca (4,47), Р (1,43) ; малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (3,29); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (2,15), Mg (4,50). **S = 39,97**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций элементов в базальтах девона относительно геофона Кыллахского поднятия : малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (2,52); подвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (5,51), Р (3,33) ; малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (5,95); малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (3,85), Mg (1,54), Mn (3,81) . **S = 61,18**

Приложение 8. Средний химический состав базальтов и диабазов Кыллахского поднятия

Таблица 19
Средний химический состав базальтов и диабазов Кыллахского поднятия, масс. %, кларки концентраций элементов и их ассоциации по степени подвижности

Базальты диабазы позднего рифея (48)															
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	п.п.п.	Сумма
49,64	1,67	13,39	2,32	10,05	0,235	6,24	7,37	0,64	3,09	0,133	0,09	0,85	3,46	99,2	

Средние концентрации элементов, входящих в состав оксидов базальтов и диабазов позднего рифея

в Кыллахском поднятии

Кларки концентраций в базальтах и диабазах позднего рифея Кыллахского поднятия относительно регионального кларка основных пород

1,03	1,00	1,30	0,91	1,80	1,06	0,94	0,41	1,19	0,50	0,32				
0,98	4,76	2,42	4,43	8,57	1,30	0,54	0,25	5,87	2,00	0,43				

Кларки концентраций в базальтах и диабазах позднего рифея относительно базальтов

Сегете-Дабанского антиклиниория

1,11	0,80	0,96	1,15	2,25	0,72	0,95	0,35	1,06	0,60	0,50				

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах и диабазах позднего рифея относительно регионального кларка основных пород Южного Верхоянья: малоподвижных центробежных сиалистических окси-

филов Si (1,03), Al (1,30); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Mn (1,19) ; малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Mg (1,06). **S = 5,2**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах и диабазах позднего рифея к геофону Кыллахского поднятия: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Al (2,42); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов P (2,00), Na (5,87), Ca (6,93); малоподвижных минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Ti (4,76) малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Fe (4,43), Mn (8,57), Mg (1,30). **S = 6,16**

Ассоциации элементов надкларковых концентраций в базальтах и диабазах позднего рифея относительно базальтов Сегте-Дабана: малоподвижных центробежных сиалических окси菲尔ов Si (1,11); минимально-центробежных фемических окси菲尔ов Na (1,06) ; малоподвижных центростремительных фемических гетеро菲尔ов Mn (1,15), Mg (2,25). **S = 4,46**

Приложение 9. Средний химический состав базальтов складчатых структур Южного Верхоянья

Таблица 20

Средний химический состав (масс.%) базальтов складчатых структур Южного Верхоянья
в сравнении с другими образованиями земной коры

Среднее для базальтов складчатых структур (218)									
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
46,48	1,913	13,73	3,18	8,28	0,16	6,60	7,89	1,17	2,96
По отношению к базальтам срединно-океанических хребтов									
0,919	1,356	0,911	1,823	0,932	0,889	0,869	0,67	6,158	1,218
По отношению к гранулит-базитовой оболочке континентальной коры									
0,995	1,71	0,774		0,811	0,727	0,986	0,67	16,71	1,092
По отношению к базальтовому слою океанической коры									
0,996	1,366	0,917	1,837	0,939	0,889	0,875	0,67	6,16	1,223

More Books!



yes i want morebooks!

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн – в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов! окружающей среде благодаря технологии Печати-на-Заказ.

Покупайте Ваши книги на
www.more-books.ru

Buy your books fast and straightforward online - at one of world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at
www.get-morebooks.com



VDM Verlagsservice-
gesellschaft mbH

VDM Verlagsservicegesellschaft mbH
Heinrich-Böcking-Str. 6-8
D - 66121 Saarbrücken

Telefon: +49 681 3720 174
Telefax: +49 681 3720 1749

info@vdm-vsg.de
www.vdm-vsg.de

