

**ПРИРОДА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ ПО  
ДАНЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ И ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА  
КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА**

***Л. Ф. Мишин, Н. В. Бердников***

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск*

Флюидные включения и изотопия кислорода и водорода были изучены во вторичных кварцитах месторождений Красивый, Белая Гора, Гряда Каменистая, Шелеховское, Маго и Бринеровское. Показано, что высокоглиноземистые вторичные кварциты, единая в генетическом отношении группа метасоматических пород, образуются в температурном интервале 190–470°C в приповерхностных условиях ( $P < 100$  бар) при воздействии на кислые горные породы гетерогенного флюида с преимущественно метеорным изотопным составом. Для их формирования необходима обстановка кислотного выщелачивания, которая создается в процессе кипения и диспропорционирования гидротермального флюида за счет эволюции соединений хлора и серы. При этом гидротермальная система испытывает кислотно-щелочное расслоение: выше зоны кипения флюида – кислотный «слой» (подэкранные горизонты, область образования вторичных кварцитов), ниже – щелочной «слой» (область рудоотложения).

Предложенная модель формирования вторичных кварцитов хорошо согласуется с геологическими данными о форме и расположении их тел в структуре вмещающих пород. Подтвержден сделанный ранее вывод о том, что вторичные кварциты сопровождают расположенное ниже оруденение, являясь, наряду с рудами, неотъемлемой составной частью полнопроявленной гидротермальной системы халькофильного профиля.

**Ключевые слова:** вторичные кварциты, гидротермальная система, термобарогеохимия, изотопия кислорода, водорода, оруденение, Дальний Восток.

**ВВЕДЕНИЕ**

Под вторичными кварцитами понимаются метасоматические породы, содержащие в переменных количествах наряду с кварцем алунит, диксит (каолинит), диаспор, андалузит, пирофиллит, корунд и серицит. В них также встречаются джумортьерит, зуннит, турмалин, топаз, пирит, гематит и рутил. Парагенезис кварца с высокоглиноземистыми минералами позволяет отличать вторичные кварциты от различного рода окварцованных пород. Вторичные кварциты распространены в вулканических областях в ассоциации с вулканическими и плутоническими породами магнетитовой серии. Как исключение можно отметить их присутствие в Боливийских олово-серебряных месторождениях, связанных с породами ильменитовой серии [31]. Вторичные кварциты сопровождают эпitherмальные золото-серебряные, золото-полиметаллические и медно-молибден-порфиновые месторождения. В настоящее время известно большое количество массивов вторичных кварцитов, связь рудной минерализации с которыми пока не установлена. Поэтому выяснение их природы имеет большое прагматическое значение.

Относительно генезиса вторичных кварцитов существуют различные мнения. Большинство исследователей придерживаются взглядов Д.С.Коржинского [9] и Г.М. Власова [1], выделяющих среди них сольфатарный (приповерхностный) и контактовый (глубинный) типы. Вторичные кварциты эпitherмальных Au-Ag месторождений относят обычно к сольфатарному типу или выделяют их в качестве аргиллизитов [3, 18]. В англоязычной литературе подобные породы обычно описываются как “продвинутое аргиллизиты” (advanced argillic alteration). По данным [34], алунитовые и диккитовые кварциты образуют надрудную шляпу порфировой системы в целом.

Анализ петрографического состава, условий и форм залегания, связи вторичных кварцитов с площадными гидротермальными изменениями пород и интрузивным магматизмом, их места в зональной гамме гидротермально измененных пород рудных месторождений показал следующее [11]\*.

\*Развернутый вариант работы в печати.

1. Вторичные кварциты образуют пластообразные залежи с килеподобными, выклинивающимися на глубине зонами. Кровля залежей контролируется определенными гипсометрическими уровнями, обычно совпадающими со стратиграфическими границами и секущими контакты круто залегающих субвулканических тел.

2. Вторичные кварциты, независимо от их минералогического состава, образуют надрудную зону различных гидротермальных месторождений халькофильного профиля. Сами залежи кварцитов, как правило, безрудны. Оруденение иногда накладывается лишь на килевидные углубления и нижние уровни пластовой части кварцитовых залежей.

3. Между вторичными кварцитами и залегающими ниже рудоносными метасоматитами наблюдается резкий структурный и минералогический контраст. Последние сложены преимущественно калиевыми минералами (серицит, гидрослюды, адуляр, ортоклаз, биотит) и выполняют, как правило, крутозалегающие зоны с некоторым выполаживанием контактовых поверхностей в верхних уровнях гидротермально-рудной системы.

4. Между минералогическим составом вторичных кварцитов, типом рудной минерализации, фациальным составом площадных гидротермальных изменений и наличием плутонических пород существуют устойчивые связи.

В данной работе изложены результаты термобарогеохимических исследований и изотопного анализа (O, H) минералов вторичных кварцитов из различных месторождений Востока России, максимально представляющих минералогическое и металлогеническое их разнообразие (рис.1), и сделана попытка определить место вторичных кварцитов в гидротермально-рудной системе халькофильного профиля.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

*Вторичные кварциты золото-серебряных месторождений* изучались на примере месторождений Красивый (Ульинский прогиб, Охотско-Чукотский вулканический пояс) и Белая Гора (левобережье нижнего течения р. Амур) (рис. 1, 2). Оба эти месторождения являются типичными представителями Au-Ag месторождений серицит-адулярового типа [12, 13]. Рудоносные метасоматиты в них представлены кварц-адуляровыми, кварц-адуляр-гидрослюдистыми и кварц-серицитовыми метасоматитами, которые секутся кварцевыми прожилками с Au-Ag минерализацией. Рудоносная зона сверху бронируется полого залегающей пластовой залежью вторичных кварцитов. На месторождении Красивый последние представлены кварц-каолинитовыми ( $\pm$ диккит), кварц-диккит-алунитовыми и монокварцевыми разноста-

ми, на месторождении Белая Гора – каолинитовыми и монокварцевыми разностями. В прикровлевой зоне кварциты становятся более мелкозернистыми, обычно гематитизированы и нередко приобретают яшмовидный облик.

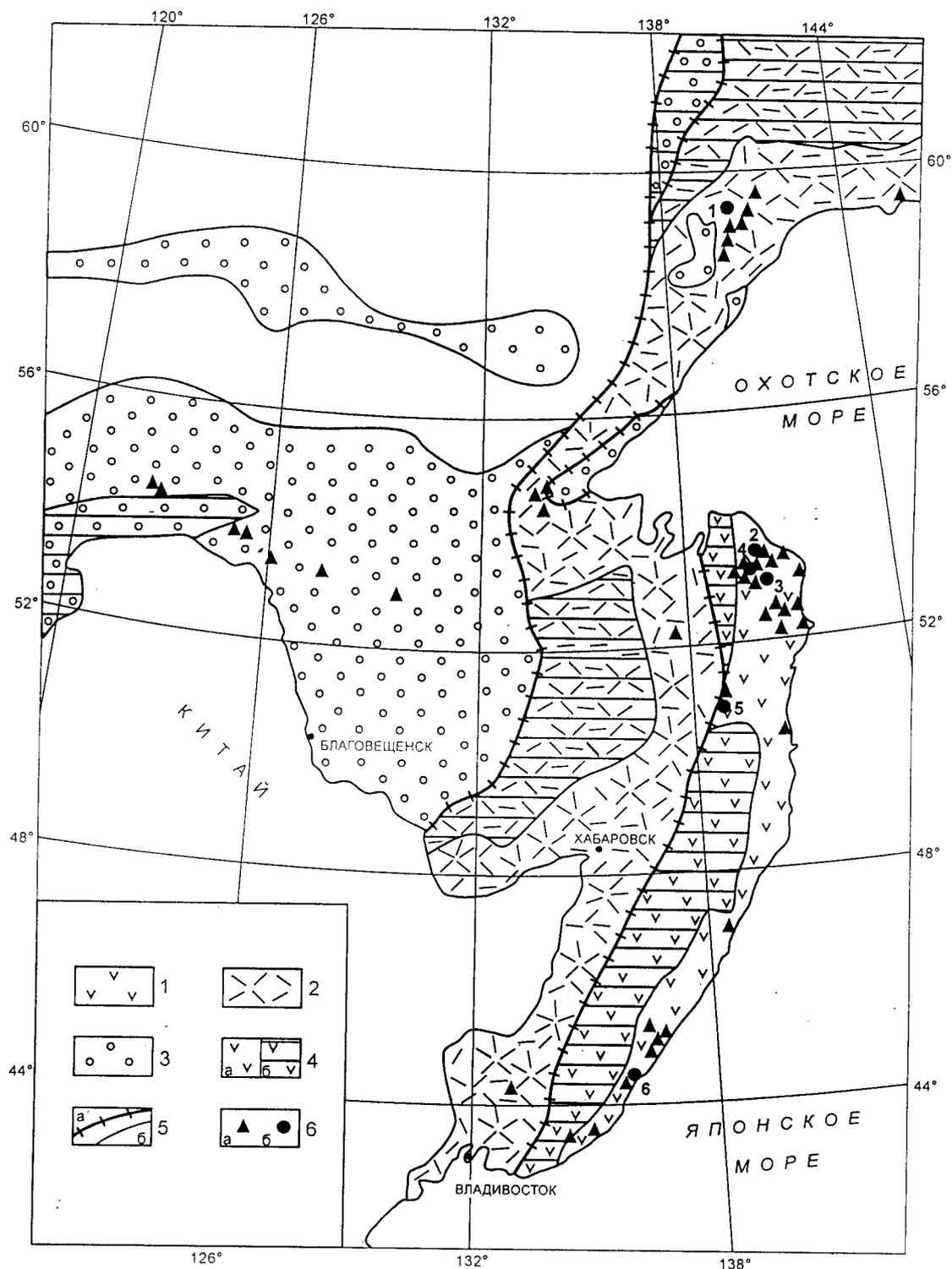
На обоих месторождениях гидротермальной проработке подвержены преимущественно субвулканические трахидациты и, отчасти, покровные лавы и туфы такого же состава. Там, где кварцитизации подвержены покровные образования, положение залежей кварцитов контролируется стратиграфическими границами, а в случае круто залегающих субвулканических тел кровля и подошва кварцитов пересекают их границы, сохраняя субгоризонтальное положение.

Породы экрана обычно осветлены за счет развития монтмориллонита и цеолитов.

*Алунитовое месторождение Шелеховское* расположено на правобережье р.Амур. Кварциты здесь слагают протяженную (10 км), мощностью до 150 м, межформационную залежь, полого наклоненную на запад (рис. 3). Кварцитизации подвержены вулканы кислого состава татаркинской свиты (K<sub>2</sub>). Подстиляется залежь интенсивно пропицитизированными базальтами и андезибазальтами.

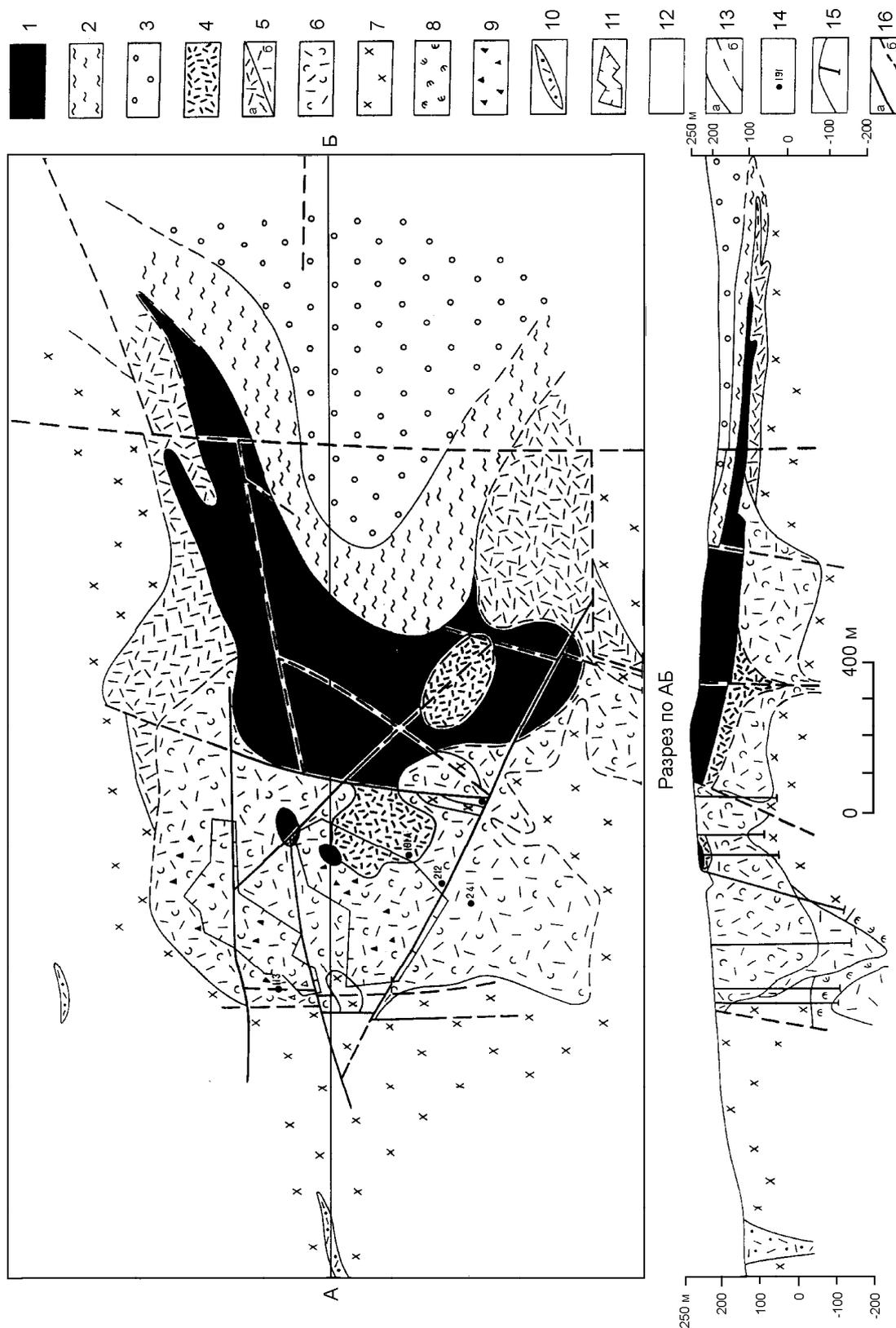
Пропицитизированные основные породы и, частично, подстиляющие их алевролиты и песчаники пронизаны густой сетью зон серицит-кварцевого и серицит-хлоритового состава. В их пределах породы обычно сульфидизированы и содержат прожилки кварцевого и карбонатного состава. С этими метасоматитами связаны многочисленные, небольшие по размерам рудопроявления и точки минерализации полиметаллов с золотом и серебром.

*Алунитовое месторождение Гряда Каменистая* расположено на правом берегу р. Амур в 35 км от г.Николаевска-на-Амуре. Район месторождения сложен верхнемеловыми и палеогеновыми вулканическими породами. Вторичные кварциты здесь образуют пластообразную залежь площадью 12 км<sup>2</sup>, полого наклоненную на восток. Они представлены алунитовыми, алунит-диаспор-серицитовыми, диаспор-диккитовыми и серицитовыми разностями, а подстиляются монтмориллонит-гидрослюдистыми метасоматитами. В нижней части залежи, преимущественно в серицитовых кварцитах и в залегающих ниже аргиллизитах, отмечается вкрапленность галенита, сфалерита и, реже, халькопирита, которые развиваются по основной массе и в кварц-баритовых прожилках. На северо-запад по восстанию залежи и вниз по разрезу кварциты сменяются интенсивно измененными гранит-порфирами. Характер вторичных изменений (ортоклаз, серицит, мусковит, амфибол, биотит) и рудной минерализации (молибденит, халькопирит) соответствуют месторождениям медно-мо-



**Рис. 1.** Мезозойско-кайнозойские вулканические пояса континентальной части Юго-Востока России с размещением алунитовых месторождений и объектов исследования данной статьи.

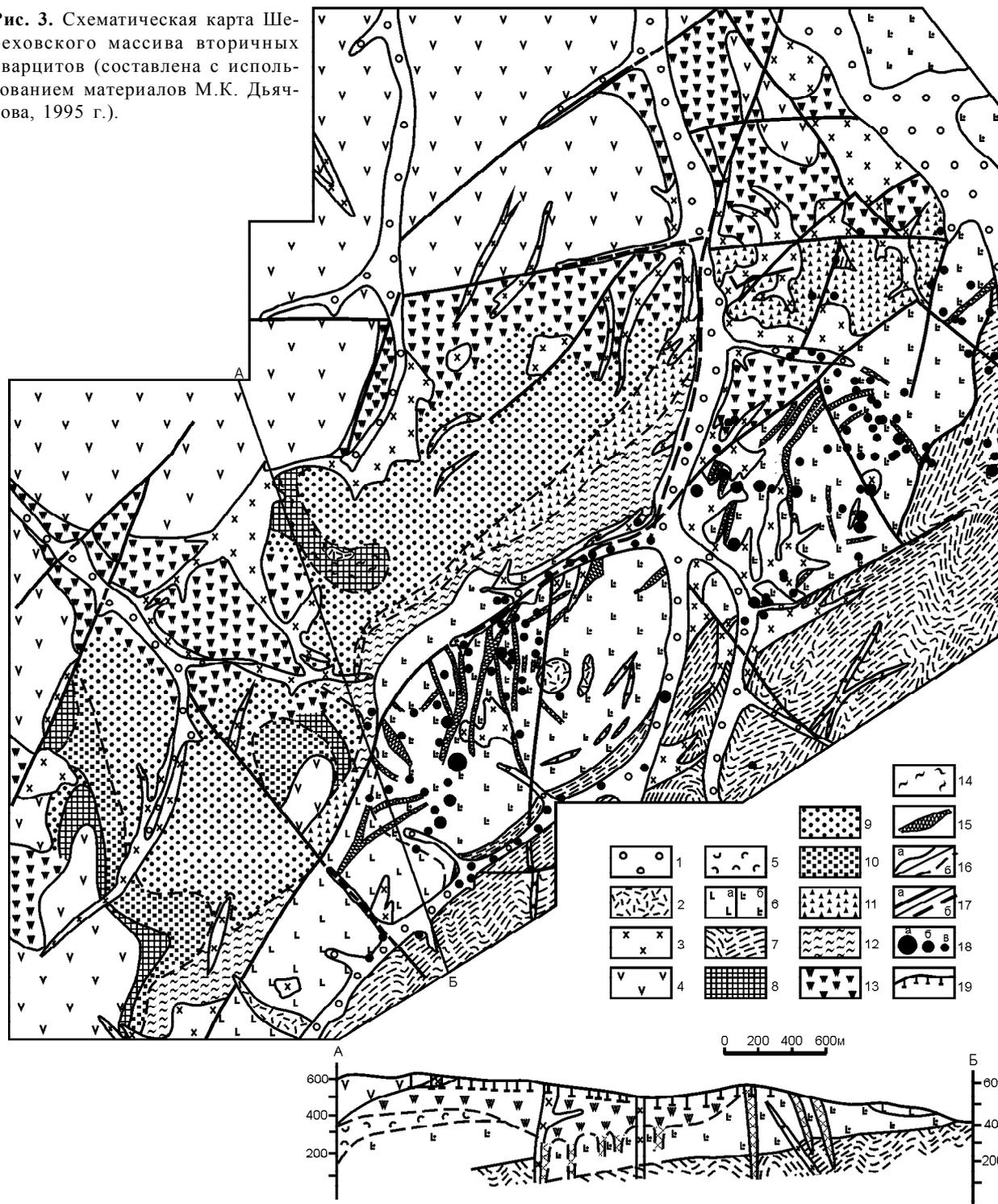
Вулканические пояса: 1 – Сихотэ-Алинский (сеноман-палеоген); 2 – Восточно-Буреинский (альб-сеноман) и Охотско-Чукотский (альб-маастрихт); 3 – Удско-Больше-Хинганский (поздняя юра – ранний мел); 4 – зоны развития пород магнетитовой (а) и ильменитовой (б) серий; 5 – границы вулканических поясов (а) и зон (б); 6 – алунитовые месторождения (а) и объекты исследования (б). Au-Ag месторождения: Красивый (1) и Белая Гора (2); алунитовые месторождения: Гряда Каменистая (3), Маго (4), Шелеховское (5); Бринеровский массив вторичных кварцитов (6).



**Рис. 2.** Карта гидротермально измененных пород месторождения Белая Гора (Нижний Амур).

1 – вторичные кварциты; 2 – монтмориллонит-цеолитовые изменения; 3 – неизмененные надокранные трахидациты; 4 – адуляр-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты; 5 – метасоматиты кварц-гидрослюдистые с примесью глинистых минералов (а) и кварц-гидрослюдистые (б); 6 – гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты кварцитовидные, 7–8 – пропилиты хлорит-карбонатные (7) и хлорит-эпидотовые (8); 9 – кварцевые метабрекчи; 10 – метасоматиты гидрослюдистые с сульфидами и прожилками кварц-адулярового состава; 11 – контуры блоков с промышленными концентрациями Au; 12 – площади с нерасчлененными гидротермалитами; 13 – границы метасоматических фаций установленные (а) и предполагаемые (б); 14 – опробованные скважины; 15 – проекции положения скважин на разрезе; 16 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б).

Рис. 3. Схематическая карта Шелеховского массива вторичных кварцитов (составлена с использованием материалов М.К. Дьячкова, 1995 г.).



1 – современные аллювиальные отложения; 2-3 – субвулканические интрузии ( $P_1$ ) риолитов (2) и дацитов (3); 4 – толща андезитов и трахиандезитов ( $P_1$ ); 5 – татаркинская свита ( $K_2^2$ ): дациты, риолиты, андезидациты, их туфы и лавобрекчии, они же, превращенные во вторичные кварциты и кварц-гидрослюдистые метасоматиты, см. п.п. 8–13; 6 – больбинская свита ( $K_2^1$ ): базальты, андезибазальты, их туфы и лавобрекчии, пропилитизированные (хлорит-карбонатная (а) и эпидотовая (б) фации); 7 – удоминская свита ( $K_1$ ): песчаники и алевролиты; 8–14 – фации вторичных кварцитов: диккитовая (8), алуни-товая (9), пирофиллитовая (10), андалузит-диаспоровая (11), серицитовая (12), нерасчлененные кварциты (13); 14 – гематитизация; 15 – зоны кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых сульфидизированных метасоматитов; 16 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 17 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 18 – рудопроявление Гурское (а), рудопроявления (б) и точки минерализации полиметаллов, Ag и Au (в); 19 – картировочные скважины.

либден-порфирированного типа. В целом залежь вторичных кварцитов Гряда Каменная можно рассматривать как надрудную зону гидротермальной системы медно-молибден-порфирированного типа, переходного к барит-полиметаллическому типу.

*Вторичные кварциты месторождения Маго* (Нижний Амур) пространственно сопряжены с Гырминской интрузией гранитов. Кварцитизации здесь подвергнут пестрый набор пород, включающий вулканические, интрузивные и осадочные образования. Структура массива не расшифрована. В береговых обрывах на расстоянии 3 км обнажены серицитовые, алунитовые, диаспоровые и каолиновые кварциты. Со вторичными кварцитами в наложенных зонах дробления и сульфидизации известна молибден-полиметаллическая с золотом минерализация.

*Бринеровский массив вторичных кварцитов* расположен на побережье Японского моря к югу от Рудной Пристани. Поле вторичных кварцитов здесь вытянуто вдоль побережья на 2,5 км при ширине выходов до 800 м (рис. 4). Кварцитизации подвергнуты гранодиориты позднемелового прибрежного комплекса [17]. Вторичные кварциты образуют пологую залежь мощностью до 200 м. Наиболее распространены серицитовые и серицит-турмалиновые разновидности. В осевой части залежи, где отмечается максимальное погружение ее подошвы, верхнюю часть разреза слагают диаспоровые кварциты. К последним приурочено рудопроявление серы, а также вкрапленность реальгара, аурипигмента и антимонита. В подошве залежи гранодиориты слабо серицитизированы на глубину до 50 м и содержат обильную вкрапленность пирита.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Термобарогеохимические исследования проводились в лаборатории тектоники ИТиГ ДВО РАН с использованием стандартных методик термометрического и криометрического анализа [29]. Всего изучено 26 образцов вторичных кварцитов с месторождений Красивый, Белая Гора, Маго, Шелеховское и Бринеровское. Изученные породы, как правило, представляют собой перекристаллизованные эффузивы, субинтрузивные и интрузивные породы кислого состава. Обычно порфириобласты кварца перекристаллизованы нацело, не содержат участков с различными оптическими характеристиками и не имеют зонального строения. В слабо измененных образцах включения наложенных генераций трассируют залеченные микротрещины в порфириобластах кварца, в то время как в их неперекристаллизованных частях сохраняются реликтовые флюидные и раскристаллизованные включения, относящиеся к магматической стадии формирования породы. Поэтому флюидные включения, соответствующие процессу формирова-

ния вторичных кварцитов, диагностируются здесь достаточно уверенно. В нацело перекристаллизованных (окварцованных) образцах кварц как в виде порфириобластов, так и основной массы содержит одинаковый набор включений с одинаковыми параметрами, хотя в порфириобластах они, как правило, крупнее.

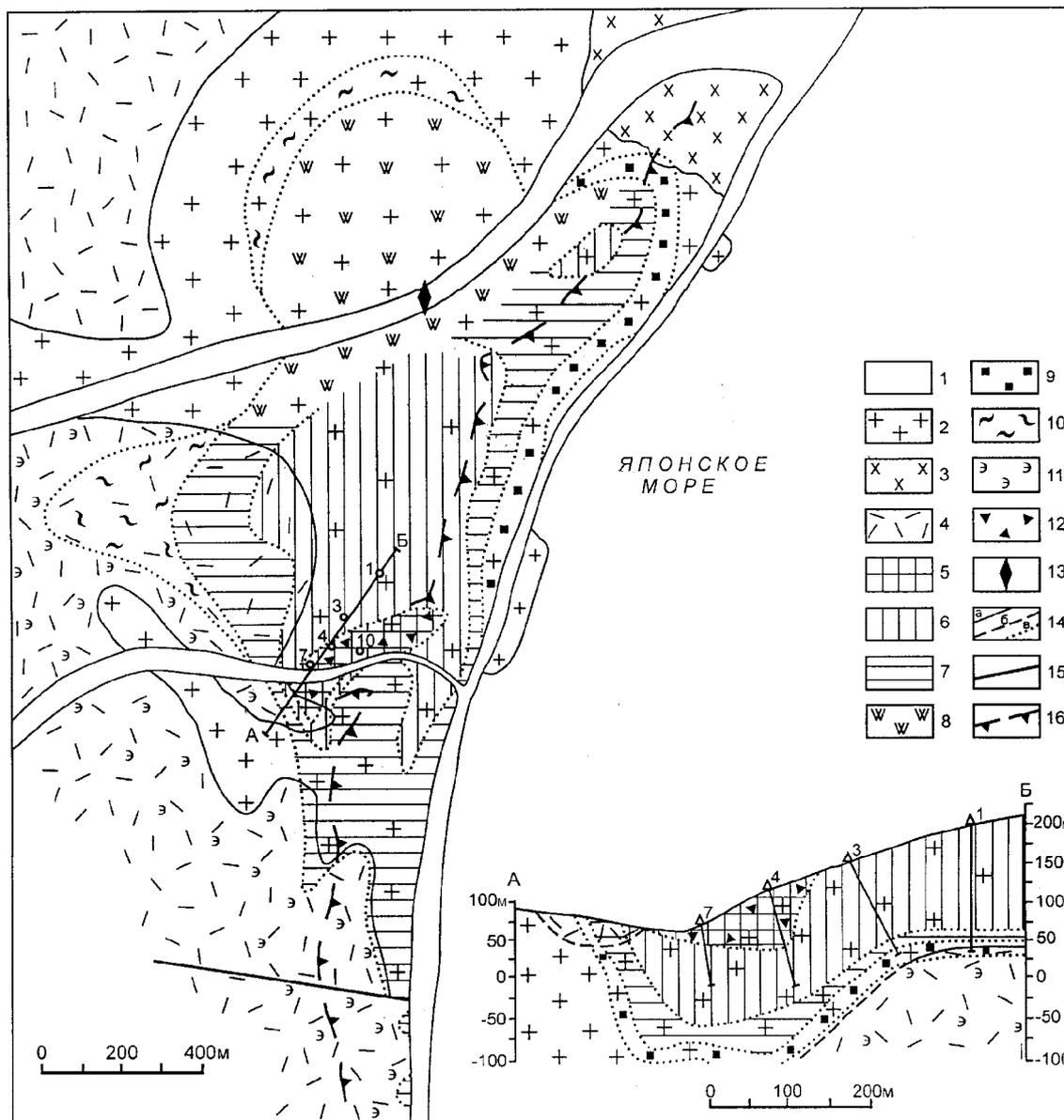
Результаты термобарогеохимических исследований представлены в табл.1, из которой следует, что для изученного материала характерны флюидные включения трех типов: существенно газовые, кристаллофлюидные и газовой-жидкие.

*Газовые включения* (рис. 5а) особенно обильны в кварце изученных объектов, кроме вторичных кварцитов месторождений Красивый и Белая Гора. Обычно они крупные (до 10–20 мкм в поперечнике), сферические, часто огранены в виде негативного кристалла кварца. Располагаются как по всему объему зерна минерала-хозяина (первичные), так и по хорошо залеченным микротрещинам (первично-вторичные). Газовые включения содержат низкоплотный газ (водяной пар), следы водного раствора (пленка воды по стенкам и в углах включений), иногда – небольшие кристаллики твердых фаз. При охлаждении таких включений редко (месторождение Маго) происходит конденсация газовой фазы с температурой плавления  $-59^{\circ}\text{C}$ , что свидетельствует о ее преимущественно углекислотном составе с примесью газов типа  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$ .

Газовые включения в изученном материале не могли образоваться в результате разгерметизации газовой-жидких, поскольку трещин разрыва и гало микровключений вокруг них не обнаружено. Отсутствуют также минералогические и петрографические признаки повторного прогрева пород. Кроме того, как показывает опыт изучения включений, термическая разгерметизация никогда не проходит одинаково во всех включениях. После нее обычно остаются сообщества включений с разной, невыдержанной степенью заполнения. В нашем же случае все газовые включения ровно “пустые”, а присутствие в них пленочной воды носит закономерный характер от образца к образцу (либо есть во всех включениях, либо нет). Маловероятна также диффузионная утечка воды из таких включений, так как температуры, при которых находились рассматриваемые включения после своего образования (менее  $470^{\circ}\text{C}$ ), слишком малы для заметного развития этого процесса [24].

Таким образом, газовые включения, вероятнее всего, образовались из малоплотной газовой фазы, которая отделялась от вскипающих гидротермальных растворов.

*Кристаллофлюидные включения* по своему образованию близодновременны или сингенетичны газовым (рис.5, б). Их присутствие характерно для вы-



**Рис. 4.** Схематическая геологическая карта Бринеровского массива вторичных кварцитов, составлена с использованием материалов [17].

1 – современные рыхлые отложения; 2 – гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 3 – мелкозернистые диориты и кварцевые диориты; 4 – туфы риолитов; 5–8 – фации вторичных кварцитов: диаспоровая (5), турмалиновая (6), серицитовая (7), нерасчлененные кварциты (8); 9 – зона пиритизированных и слабо пропититизированных пород; 10 – серицитизация; 11 – эпидотовые пропилиты по риолитам; 12 – серная минерализация; 13 – выходы зунитовых кварцитов; 14 – геологические границы установленные (а), предполагаемые (б) и фаций гидротермально измененных пород (в); 15 – разломы; 16 – верхняя кромка берегового скального обрыва.

сокотемпературных разностей вторичных кварцитов (Маго, Бринеровское поле). Кристаллофлюидные включения более мелкие (до 5 мкм), сопутствуют газовым в объеме минерала-хозяина (первичные) и совместно с ними слагают залеченные микротрещины (первично-вторичные). Они неплохо огранены, однако их формы часто уплощенные, иногда определя-

ются крупными твердыми фазами. Кристаллофлюидные включения обычно содержат пузырьки газа (водяной пар без низкокипящих газов), водно-солевой раствор и несколько твердых фаз. Высокая концентрация водно-солевого раствора препятствует его кристаллизации при охлаждении. Закристаллизовать его удалось лишь в одном случае.

Таблица 1. Термобарогеохимическая характеристика вторичных кварцитов.

Тэ, °С	Тгом, °С	Состав растворов	Концентрация	Тип включений
1	2	3	4	5
Месторождения Красивый и Белая Гора				
-	90–120	-	Низкие	Очень мелкие газопо-жидкие и жидкие однофазовые
Месторождение Шелеховское				
-4, -6, -7	90, 210, 180–250	MgSO <sub>4</sub> , KHCO <sub>3</sub> , KCl (?)	3–8% NaCl экв.	Газопо-жидкие, жидкие однофазовые, газопо-вые. P<100 бар (3 определения)
Месторождение Маго				
0, -4, -29, -52÷-55	190, 210, 280–315, 350, 370	CaCl <sub>2</sub> , MgCl <sub>2</sub> , NaCl, CO <sub>2</sub> +(CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> ) – в газопо-вых	0–22% CaCl <sub>2</sub> экв. и более	Газопо-жидкие, жидкие однофазовые, газопо-вые, кристаллофлюидные. P<100 бар (4 определения)
Бринеровский массив				
-7, -8, -21, -22, -24, -32, -33, -34, -37÷-40, -43, -44, -48, -56÷-58	355–380, 460–470	KCl, NaCl, CaCl <sub>2</sub> , MgCl <sub>2</sub>	1,5–30% CaCl <sub>2</sub> экв. и более	Газопо-жидкие, газопо-вые, кристаллофлюидные. P<100 бар (1 определение)

Примечания: Тэ – температура эвтектики, Тгом – температура гомогенизации.

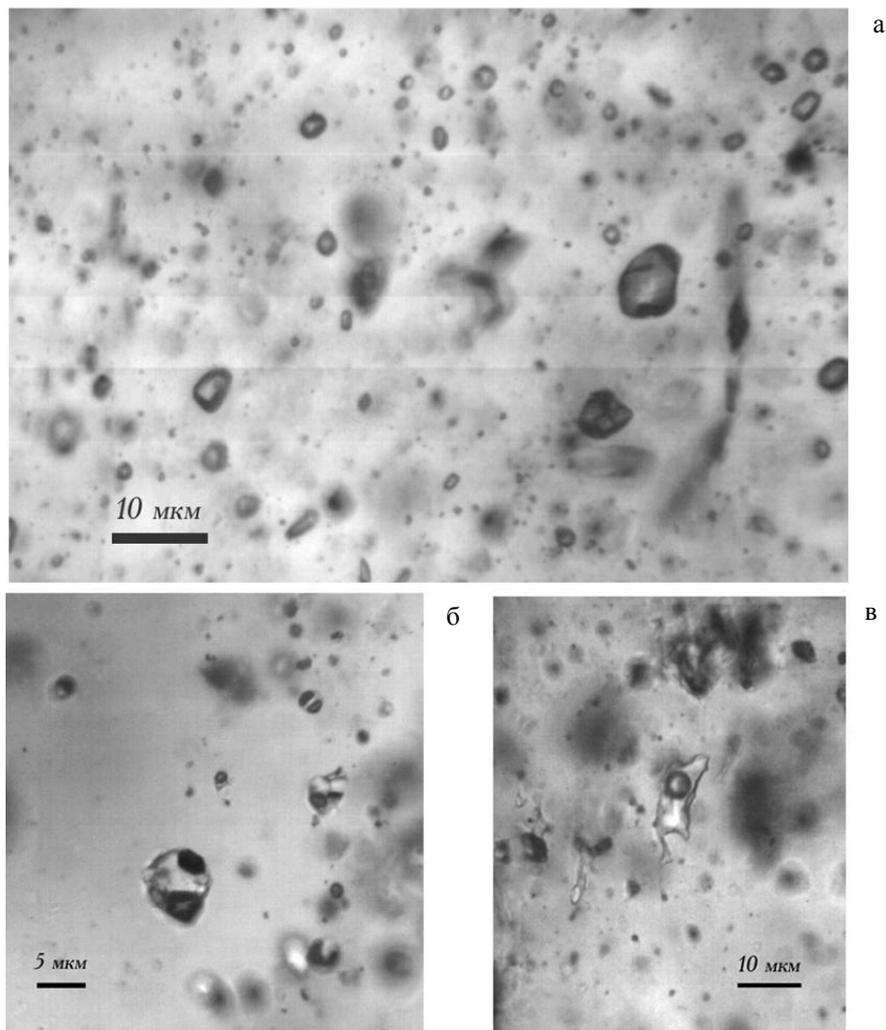


Рис. 5. Флюидные включения в кварце вторичных кварцитов: а – газопо-вые, б – кристаллофлюидные, в – газопо-жидкие.

При этом оттаивание эвтектики произошло при  $-56\div-57^\circ\text{C}$  (система  $\text{CaCl}_2+\text{NaCl}+\text{H}_2\text{O}$ ), а плавление фазы льда – при  $-52^\circ\text{C}$ , что соответствует концентрации порядка 30%  $\text{CaCl}_2$ . Как правило, в кристаллофлюидных включениях присутствуют 3 твердые фазы: мелкая округлая, крупная кубическая со сглаженными вершинами и ребрами и уплощенная субгексагональная с острыми углами. Часто их дополняют буровато-красные мелкие твердые фазы (рудные железистые?). При нагревании таких включений обычно первым исчезает пузырек газа ( $270\text{--}290^\circ\text{C}$ ), а последней – одна из прозрачных твердых фаз ( $360\text{--}470^\circ\text{C}$ ). Рудные твердые фазы часто не растворяются и после повышения температуры до  $500\text{--}600^\circ\text{C}$ . Э. Реддер [29] объясняет присутствие во включениях не растворяющихся при нагревании гематита и ангидрита утечкой водорода при смене внешней обстановки на окислительную или их низкой кинетикой растворения. Следует отметить, что нагревание кристаллофлюидных включений во вторичных кварцитах крайне редко приводит к их разгерметизации, что опять же свидетельствует о низком давлении при их образовании. Невыдержанные соотношения фаз в кристаллофлюидных включениях указывают на возможность их захвата из гетерогенной среды. Поэтому среди температур гомогенизации фиксировались лишь полученные по группам включений с одинаковыми фазовым составом и последовательностью фазовых превращений при нагревании.

*Газово-жидкие* и жидкие однофазовые включения, как правило, являются более поздними, чем газовые и кристаллофлюидные (рис.5, в). Они обычно хуже огранены и трассируют залеченные микротрещины. В ряде случаев отмечено пересечение зонами газово-жидких включений сообществ газовых и кристаллофлюидных с их перенаполнением. Соотношения фаз в газово-жидких включениях в большинстве случаев невыдержанные, что свидетельствует об их формировании из гетерогенной среды. Среди них обычны признаки расшнурования. Все это привело к большим трудностям в поисках включений, пригодных к определению достоверных температур гомогенизации, которые, как известно, в случае кипения соответствуют температурам захвата. Сообщества включений с выдержанными объемными соотношениями фаз гомогенизируются при  $335\text{--}360^\circ\text{C}$ . Обычно же температуры гомогенизации газово-жидких включений варьируют в пределах  $210\text{--}315^\circ\text{C}$ .

Судя по температурам эвтектики растворов, солевой состав газово-жидких и жидких включений представлен в основном хлоридами (редко – сульфатами и бикарбонатами) Ca, Mg, Na и K с концентрациями до 27% CaCl экв.

На месторождениях Красивый и Белая Гора мельчайшие газово-жидкие и жидкие однофазовые

включения в кварце имеют первичный характер. Температура их гомогенизации не выше (или немногим выше)  $100^\circ\text{C}$ , концентрации наполняющих их растворов очень низкие.

Грубые оценки давления сделаны для газово-жидких включений при аппроксимации их состава системой  $\text{NaCl}\text{--}\text{H}_2\text{O}$  [28]. Как видно из табл.1, все полученные значения P не вышли за пределы 100 бар.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для получения сопоставимых результатов  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  определялись в монофракциях каолинита и диккита и в двух пробах пиррофиллита. Каолинит и диккит по степени индивидуализации и размеру зерен образуют непрерывный ряд от криптокристаллических агрегатов каолинита к хорошо индивидуализированным табличкам диккита в последовательности: Белая Гора – Красивый – Шелеховское – Гряды Каменистая. ИК спектры всех проб близки к диккиту, рентгенограммы для первых трех объектов – к каолиниту, а для Гряды Каменистой – к диккиту.

В расчетах принято, что температура образования каолинитов большинства изученных образцов составляет примерно  $100^\circ\text{C}$ . Диккиты из кварцитов Гряды Каменистой кристаллизовались при более высокой температуре – около  $150^\circ\text{C}$  или более, так как диккит в изученных пробах находится в парагенезисе с диаспором.

Разложение проб для изотопного анализа кислорода проводилось с помощью  $\text{ClF}_3$ , изотопный состав определялся на масс-спектрометре МИ-1201В. Вода для изотопного анализа водорода выделялась прокаливанием проб в вакууме и затем разлагалась на металлическом уране при  $800^\circ\text{C}$ . Изотопный состав водорода определялся на масс-спектрометре УД-150. Величины  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  даются в промилле относительно стандарта SMOW. Воспроизводимость определения  $\delta^{18}\text{O}$  – в пределах  $\pm 0,2\text{‰}$ ,  $\delta\text{D}$  –  $\pm 4\text{‰}$ . Анализы выполнялись в лаборатории изотопных исследований Геологического института РАН, г.Москва, аналитик Б.Г. Покровский.

Изотопный состав кислорода в изученных пробах колеблется от  $-6,3$  до  $+4,5\text{‰}$ , водорода – от  $-107$  до  $-129\text{‰}$  (табл. 2). По сравнению с неизменными магматическими породами [33] изученные пробы заметно обеднены тяжелым кислородом и дейтерием, из чего можно заключить, что в гидротермальной системе, в условиях которой они формировались, магматические флюиды играли подчиненную роль.

Изотопный состав воды, равновесной с каолинитом, определялся по уравнениям:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{воды}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{кал}} - 1000 \ln a,$$

$$\delta\text{D}_{\text{воды}} = \delta\text{D}_{\text{кал}} - 1000 \ln a,$$

где  $\delta^{18}\text{O}_{\text{кал}}$  и  $\delta\text{D}_{\text{кал}}$  – измеренные значения, а  $1000 \ln a$ , по данным [30], для кислорода при  $100^\circ\text{C}$  равен  $11,6 \text{ ‰}$ , при  $150^\circ\text{C}$  –  $7,6 \text{ ‰}$ . Для водорода калибровки менее точны. При расчетах было принято, что  $1000 \ln a$  для водорода при возрастании температуры от  $100$  до  $200^\circ\text{C}$  изменяется от  $-28$  до  $-20 \text{ ‰}$  [33].

Поскольку изотопный состав кислорода и водорода пиррофиллита и каолинита Шелеховского массива близки друг другу, можно полагать, что и изотопные метки гидротермальных растворов, равновесных с этими минералами, сходны.

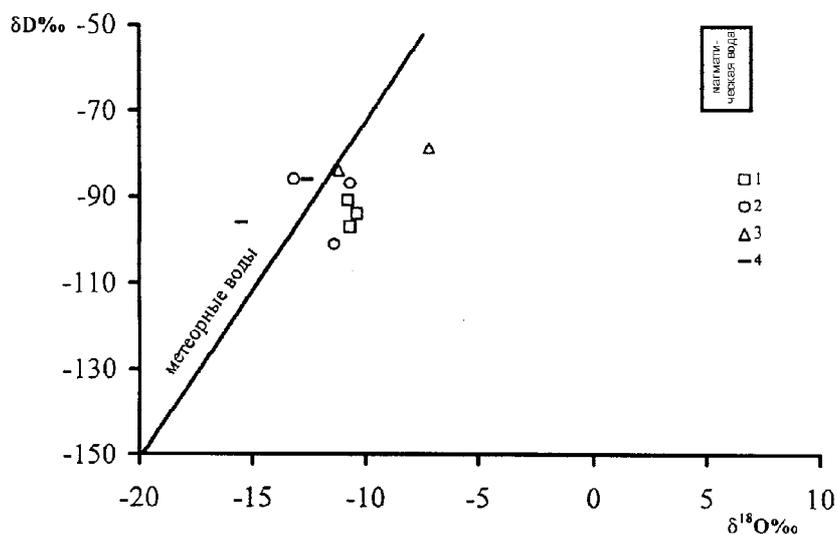
На диаграмме рис. 6 вычисленные изотопные составы гидротермальных растворов, равновесных с каолинитом, для всех массивов располагаются вблизи линии метеорных вод (сдвиг  $\delta^{18}\text{O}$  вправо составля-

ет  $2-3 \text{ ‰}$  и почти полностью соответствует изотопному составу современных термальных вод и пара [6]).

Анализы пробы с месторождения Гряда Каменная и одной пробы с месторождения Белая Гора расположились левее линии метеорных вод. Такой разброс величин  $\delta^{18}\text{O}$ , вероятно, связан с вариациями отношения вода/порода, которое было различно в отдельных частях системы (или в различных системах). Наиболее высокие отношения вода/порода (до 6) получены для месторождения Гряда Каменная. Опыт изучения современных гидротермальных систем в областях активного вулканизма показывает, что такие высокие отношения встречаются только в наиболее развитых гидротермальных системах [20].

**Таблица 2. Изотопный состав кислорода и водорода в минералах вторичных кварцитов и равновесных с ними гидротермальных растворах.**

Массив, месторождение	№ пробы	Минерал	T, °C	Кислород			Водород		
				$\delta^{18}\text{O}$ , (минерал), ‰	$1000 \ln a$	$\delta^{18}\text{O}$ , (вода), ‰	$\delta\text{D}$ , (минерал) ‰	$1000 \ln a$	$\delta\text{D}$ , (вода), ‰
Красивый	356-3	каолинит	100	1	11,7	-10,7	-125	-28	-97
	357	каолинит	100	1,3	11,7	-10,4	-122	-28	-94
	403-3	каолинит	100	0,9	11,7	-10,8	-119	-28	-91
Белая Гора	1030-2	каолинит	100	-1,5	11,7	-13,2	-114	-28	-86
	1052	каолинит	100	0,3	11,7	-11,4	-129	-28	-101
	1054	каолинит	100	1	11,7	-10,7	-115	-28	-87
Шелеховский	1089-2	диккит, переходный к каолиниту	150	0,5	11,7	-11,2	-108	-28	-84
	1089-6	пиррофиллит	150	4,5	11,7	-7,2	-107	-28	-79
	с-130/15	пиррофиллит	300	0,4	-	-	-109	-	-
	с-145/20	пиррофиллит	300	2,9	-	-	-123	-	-
Гр. Каменная	244-в	диккит	150	-6,3	9,2	-15,5	-120	-24	-96
	244-х/в	диккит	150	-3,4	9,2	-12,6	-110	-24	-86



**Рис. 6.** Изотопный состав гидротермальных растворов, равновесных с каолинитом (диккитом).

1-2 – золото-серебряные месторождения Красивый (1) и Белая Гора (2); 3-4 – алунитовые месторождения Шелеховское (3) и Гряда Каменная (4).

По сравнению с гидротермальными растворами, участвовавшими в образовании Cu-Mo порфировых месторождений и большинства Au-Ag эпitherмальных месторождений [16], гидротермы, сформировавшие изученные вторичные кварциты, имеют более легкий изотопный состав.

Полученные результаты находятся в хорошем соответствии с немногочисленными опубликованными данными по изотопному составу кислорода в алунитовых кварцитах, преимущественно сольфатарного типа [7, 22, 27].

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И ВОПРОСЫ РУДОГЕНЕЗА

Температуры образования минеральных ассоциаций вторичных кварцитов определены экспериментально и находятся в пределах 100–500°C [8]. Выше показано, что температуры гомогенизации включений в кварцитах Бринеровского поля доходили до 470°C, до 370°C – в кварцитах месторождения Маго, были не менее 250°C на Шелеховском месторождении и порядка 100°C на месторождениях Красивый и Белая Гора. Ввиду близкповерхностного генезиса изученных пород поправка на давление к температурам гомогенизации включений минимальны (не более 10°C), поэтому указанные температуры можно принять за температуры образования вторичных кварцитов. Таким образом, наши определения, хотя и не охватывают все их фациальные разновидности, вполне сопоставимы с экспериментальными данными. Измеренные температуры находятся в соответствии с наблюдаемыми парагенезисами минералов, а в сквозных минералах, таких как серицит и каолинит, рост максимальных температур сопровождается укрупнением зерен и упорядочением их структуры от тонкодисперсного каолинита и гидрослюд к крупночешуйчатому диккиту и мусковиту.

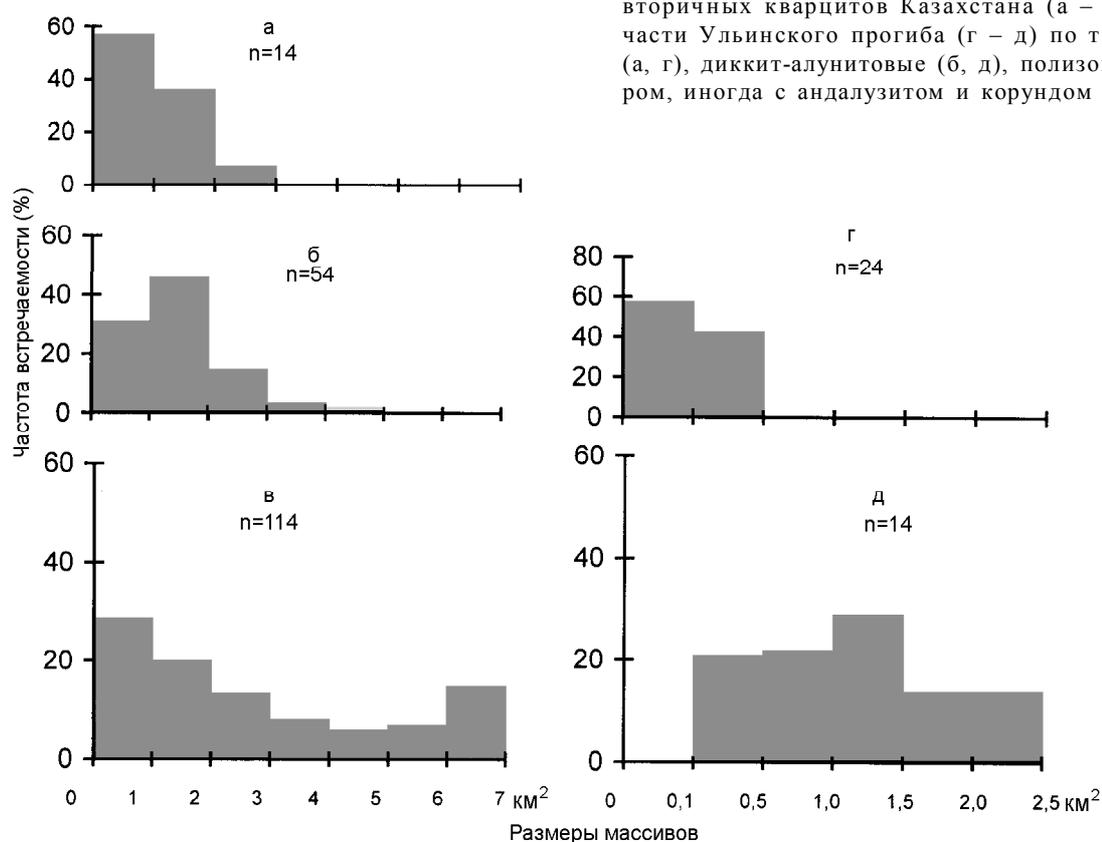
Что касается *давления*, то приведенные выше оценки (до 100 бар) сопоставимы с немногочисленными определениями, имеющимися в литературе. Так, по включениям в кварце эпitherмального месторождения Саммитвил определены параметры образования вторичных кварцитов  $T \sim 250^\circ\text{C}$  и  $P = 30$  бар [32]. Близкие оценки давления по включениям (5–85 бар) приводятся в работе [2]. Большинство сделанных оценок соответствует 100–500 м глубины, что отвечает уровню кипения флюида  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  [25]. Эти данные в совокупности с результатами геологических наблюдений говорят в пользу того, что все типы вторичных кварцитов, независимо от их минерального состава и металлогенической специализации, образуются в малоглубинных условиях.

В *составе* флюидов, участвовавших в формировании вторичных кварцитов, диагностированы

углекислота (вероятно, с примесью низкокипящих газов типа  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2$ ) и водные растворы хлоридов Ca, Mg, Na и K, реже – сульфаты и бикарбонаты, характерные для низкотемпературных разностей. Во флюиде, формировавшем кварциты Бринеровского массива, судя по широкому развитию турмалина, присутствовали соединения бора.

О *состоянии* кварцитообразующего флюида говорит тот факт, что для большинства изученных образцов характерны газовые включения, часто в парагенезисе с кристаллофлюидными. Однако ни в одном образце не найдены высококонцентрированные газовой-жидкие и/или кристаллофлюидные включения, которые не сопровождалось бы газовыми. На этом основании можно сделать вывод об образовании вторичных кварцитов под воздействием гетерогенного флюида, в условиях кипения гидротерм. Процессы кипения флюида фиксируются практически во всех малоглубинных гидротермальных системах, рудоносных и безрудных [29]. Паровая шапка (область преобладания паровой фазы) занимает их верхнюю (приповерхностную) зону. Пародоминирующие гидротермальные системы описаны в современных вулканических областях. Уровень вскипания гидротерм, по данным [4, 5, 19], является геохимическим барьером, на котором происходит осаждение рудных элементов. Глубина вскипания гидротерм и мощность паровой шляпы при прочих равных условиях напрямую зависят от температуры. Этот вывод хорошо согласуется со статистической зависимостью размеров массивов вторичных кварцитов от их минерального состава. Чем выше температуры и чем шире спектр минеральных фаций, тем большими размерами характеризуются массивы вторичных кварцитов. Например, в центральной части Ульяновского прогиба из 50 закартированных массивов наименьшими размерами (максимум 0,5 км<sup>2</sup> в плане) обладают массивы, представленные диккитовой и монокварцевой фациями (рис.7,г). Большие размеры (до 2,5 км<sup>2</sup>) имеют массивы диккит-алунитового состава (рис.7,д). Диаспоровая фация отмечена в трех массивах площадью 1; 4,2 и 12 км<sup>2</sup>. При этом кварциты самого крупного Наледного массива наряду с диаспором содержат андалузит и корунд. Подобная зависимость размеров массивов вторичных кварцитов от их минерального состава отмечается в Казахстане (рис.7, а-в).

В процессе кипения флюида активно идут процессы разделения компонентов с изменением свойств всей системы в целом [10]. Во вскипающей гидротермальной системе вблизи уровня (зоны) кипения присутствует гетерогенный флюид, состоящий из высококонцентрированного водно-солевого раствора в равновесии с газовой фазой. Эти компоненты флюида захватываются в виде парагенетической ассоциа-



**Рис. 7.** Гистограммы распределения размеров массивов вторичных кварцитов Казахстана (а – в) и центральной части Ульяновского прогиба (г – д) по типам: диккитовые (а, г), диккит-алунитовые (б, д), полизональные с диаспором, иногда с андалузитом и корундом (в).

ции газовых и кристаллофлюидных включений (наиболее характерно для Бринеровского массива). Ниже этого уровня присутствует лишь одна флюидная фаза – гомогенный водно-солевой раствор. Как было уже сказано, образцов с соответствующей термобарогеохимической специализацией (кристаллофлюидные или высококонцентрированные газожидкие без сопутствующих газовых) на изученных объектах не обнаружено, что свидетельствует в пользу образования вторичных кварцитов выше уровня кипения. При движении вверх от уровня кипения температура растворов падает, роль газовой фазы увеличивается, а жидкой – уменьшается в соответствии с принципом гравитационной дифференциации. Это отражается в изменении количественного соотношения между газовыми и кристаллофлюидными включениями в кварцитах: число первых увеличивается, а вторых – уменьшается. При наличии вверху системы экранирующих горизонтов, под ними скапливается наибольшее количество газовой фазы («паровая шапка»). Действительно, в кварцитах Бринеровского массива количество кристаллофлюидных включений сопоставимо с количеством газовых, в кварцитах Маго газовые явно преобладают, а в кварцитах месторождений Шелеховское,

Красивый и Белая Гора кристаллофлюидных нет совсем.

Выше области преобладания газообразного флюида располагается уровень его конденсации. Уровень конденсации может отсутствовать, если тепловой поток достаточно высок. В этом случае несконденсированные газы вырываются на поверхность, образуя термальные поля с фумаролами и сольфатарами. Низкотемпературные флюиды уровня конденсации формируют включения низкоконцентрированных водных растворов, изученные нами на месторождениях Красивый и Белая Гора.

Из-за флуктуаций теплового потока и интенсивности притока метеорных вод гипсометрические позиции уровней вскипания и конденсации могут колебаться, вследствие чего флюиды разного состава и состояния будут проникать на соседние уровни, формируя там наложенные генерации включений. Кроме того, в реальных условиях горнопородных комплексов, представляющих собой относительно низкопористую среду с неравномерной проницаемостью от места к месту и по разным направлениям, с относительно невысокими температурными градиентами, явления фазовых переходов в насыщающем их флюиде наверняка не будут приурочены к каким-либо строго определенным поверхностям. Вследствие это-

го правильнее говорить не об уровнях, а об областях (зонах) изменения агрегатного состояния гидротермального флюида, границы которых будут иметь «размытый» характер. Наиболее наглядно такая ситуация проявлена на Шелеховском месторождении, образцы кварцитов с которого наряду с первичными газовыми содержат наложенные генерации низкоконцентрированных водных растворов сульфатов и бикарбонатов, характерных для верхних горизонтов гидротерм.

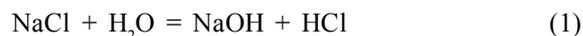
Между вторично-кварцитовой шляпой и залегающими ниже рудоносными метасоматитами наблюдается резкий структурный и минералогический контраст. Вторые образуют главным образом крутозалегающие зоны, сложены преимущественно калий-содержащими минералами (ортоклаз, адуляр, серицит и гидрослюды) и обычно сопровождаются интенсивной сульфидизацией. В кварцитах пиритизация отмечается лишь на нижних уровнях залежей, а в верхней зоне и особенно в прикровлевых фациях широко развита гематитизация, обусловленная более окислительными условиями в верхней зоне гидротермальной системы.

Рудоносные метасоматиты образуются под воздействием слабощелочных и нейтральных растворов, а минералы вторичных кварцитов формируются под воздействием ультракислых растворов. Поэтому, чтобы построить модель рудоносной гидротермальной системы, включающей вторичные кварциты, необходимо, прежде всего, объяснить ее кислотно-щелочное расслоение.

По данным термобарохимии и минералогии в восходящем потоке преобладают водные растворы хлоридов Na, K, Ca, Mg, характерны также небольшие количества уголекислоты. Нисходящий поток – низкоконцентрированные метеорные воды, важнейшим компонентом которых является кислород.

Химические особенности диспропорционирования гидротермального флюида в процессе кипения рассмотрим на примере двух его важнейших компонентов. Это, во-первых, NaCl, который может быть рассмотрен как реальный и наиболее обычный компонент гидротермальных растворов, а также как модельный компонент хлоридов K, Ca, Mg и др. Во-вторых, это H<sub>2</sub>S или SO<sub>2</sub>, как исходные ювенильные компоненты для образования других соединений серы. Эти компоненты надежно фиксируются всеми исследователями, изучающими флюидный режим образования вторичных кварцитов (например, [10, 23]). Цель рассмотрения – показать значение этих компонентов для создания pH-слоистой гидротермальной системы с кислой реакцией флюида в верхних частях (зона образования вторичных кварцитов) и щелочной – в нижних (зона рудоотложения).

Как известно, NaCl, как и большинство рассматриваемых хлоридов, является солью сильной кислоты и сильного основания и имеет в растворе почти нейтральную реакцию. Поэтому хлориды щелочных и щелочноземельных металлов не рассматриваются исследователями в качестве компонентов, создающих кислую (или щелочную) среду. Однако раствор NaCl все же имеет слабокислую реакцию, т.е. равновесие



немного сдвинуто вправо, вероятно, из-за сильной гидролизованности NaOH [15]. Если же раствор находится в состоянии кипения, то продукты реакции (1) будут постоянно разделяться, диспропорционируясь в разные фазы, и удаляться из зоны реакции (кипения). NaOH, связанный водой в гидрат, концентрируется в растворе, а большая часть летучего HCl отделяется с паровой фазой. Таким образом, подщелоченный раствор остается внизу, формируя щелочной «слой» системы, а обогащенный кислотой пар перемещается вверх, формируя кислотный «слой». Учитывая то обстоятельство, что исходные вещества для реакции (1) постоянно поставляются снизу, а ее продукты удаляются, можно утверждать, что с течением времени рассмотренный процесс диспропорционирования способен произвести довольно существенную кислотно-щелочную дифференциацию кипящей гидротермальной системы. При этом рассмотренные компоненты, как следует из рис.8, обеспечивают резкое изменение pH среды даже при небольшой степени диспропорционирования. М.В. Разиной [5] экспериментально показано, что в двухфазной гидротермальной системе происходит гидролиз хлоридов щелочей с отделением кислотной части продуктов в газовую фазу. Жидкая фаза при этом существенно ощелачивается.

Таким образом, кипение хлоридно-натриевых растворов ведет к pH-расслоению гидротермальной системы с образованием верхнего кислотного и нижнего щелочного «слоев».

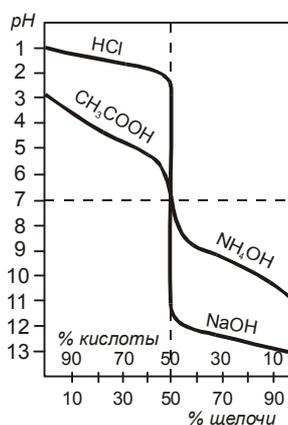


Рис. 8. Резкое изменение pH раствора NaCl при диспропорционировании, по [15].

В составе кислотного “слоя” HCl участвует в кислотном выщелачивании пород с образованием вторичных кварцитов. Встречаясь с относительно холодными метеорными водами в зоне конденсации, она формирует их кислую реакцию. Поскольку грунтовые воды насыщены кислородом (причем в значительно большей степени, чем воды на поверхности Земли), HCl окисляется по реакции



равновесие которой ниже 600°C смещено вправо, а выше 600°C – влево [15]. Весьма вероятно, что свободный хлор участвует в образовании высокоактивных соединений, также способствующих кислотному выщелачиванию.

Сульфиды и H<sub>2</sub>S во включениях не обнаружены, но присутствие их косвенно определяется высокой активностью серы во всей системе. В этой связи отметим, что на Востоке России все многочисленные месторождения вторичных кварцитов расположены исключительно в областях распространения вулканических и плутонических пород магнетитовой серии. Пиритизация в этих районах также распространена несоизмеримо шире, чем в районах развития пород ильменитовой серии, а алунизация проявлена только в ассоциации с породами магнетитовой серии (рис. 1).

По данным [26], породы магнетитовой и ильменитовой серий резко различаются по изотопному составу серы ( $\delta^{34}\text{S}$  от 0 до +12 ‰ и от -12 до -5 ‰, соответственно). Авторы объясняют обогащенность серы изотопом <sup>32</sup>S в породах ильменитовой серии контаминацией ее из вмещающих осадочных пород. Вместе с тем, особенности дифференциации серы находят логичное объяснение, исходя из различий окислительно-восстановительных условий формирования пород магнетитовой (высокая  $f_{\text{O}_2}$ ) и ильменитовой (низкая  $f_{\text{O}_2}$ ) серий.

Магматическая сера дегазирует в форме H<sub>2</sub>S и SO<sub>2</sub>. Растворимость этих соединений в воде различна, поэтому их соотношение имеет важное петрологическое значение и во многом определяет параметры гидротермальных систем. По данным [10, 36], отношение H<sub>2</sub>S/SO<sub>2</sub> является функцией  $f_{\text{O}_2}$ . Чем выше  $f_{\text{O}_2}$ , тем значительно больше доля SO<sub>2</sub>. С другой стороны, эмиссия SO<sub>2</sub> из магматической камеры приводит к изотопному сдвигу в остаточном расплаве. В окислительных условиях SO<sub>2</sub> обогащается <sup>32</sup>S, а остаточный расплав обогащается <sup>34</sup>S. В восстановительных условиях наблюдается обратное соотношение [21].

Таким образом, можно констатировать, что уже на ранней магматической стадии районы развития вторичных кварцитов наряду с высокой  $f_{\text{O}_2}$  характеризуются высокой  $f_{\text{S}}$  и низким H<sub>2</sub>S/SO<sub>2</sub>.

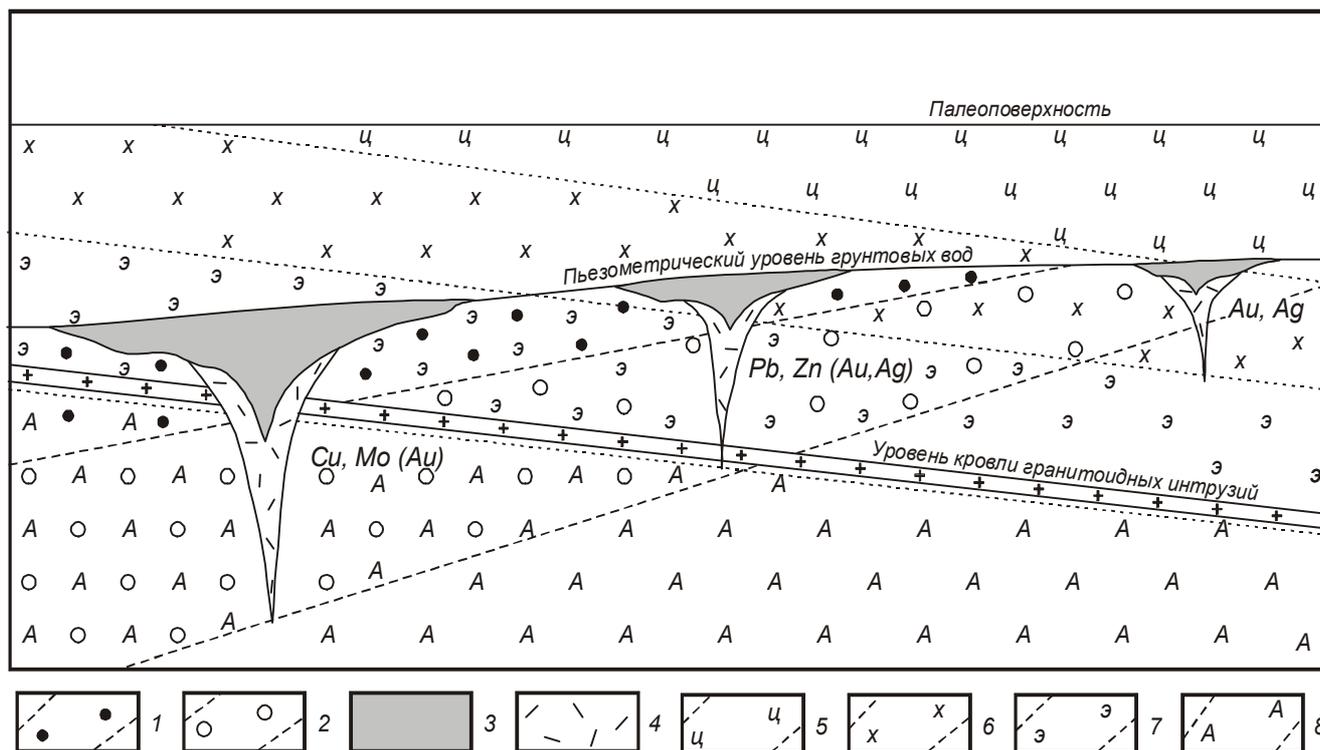
Дальнейшая эволюция магматической серы в гидротермальных условиях определяется  $f_{\text{O}_2}$  и  $f_{\text{S}}$ . SO<sub>2</sub> при понижении температуры в зависимости от соотношения H<sub>2</sub>O/H<sub>2</sub> образует серную кислоту и сероводород по реакции с водой или сероводород и воду по реакции с водородом. Разделению SO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>S способствует вскипание растворов. При вскипании жидкая фаза обогащается SO<sub>2</sub>, а газ – H<sub>2</sub>S [10]. В верхней части гидротермальной системы под воздействием кислорода метеорных вод происходит окисление H<sub>2</sub>S с образованием растворов с высокой концентрацией H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>. Давление паров этой сильной кислоты над раствором очень велико [15], поэтому она практически полностью концентрируется в жидкой фазе циркулирующих здесь растворов и участвует в процессе кислотного выщелачивания пород.

Отметим, что в процессе эволюции серы не создается “слоя” щелочных растворов. Более того, гидролиз магматического SO<sub>2</sub> с понижением температуры проходит с образованием серной кислоты, что способствует нейтрализации щелочных растворов и созданию кислой среды. С этим процессом связывается образование эпитептермальных месторождений кислотно-сульфатного типа [35].

Дегазация CO<sub>2</sub> при парообразовании также вносит изменения в режим щелочности-кислотности гидротерм. По данным [14], Паужетские углекислые (CO<sub>2</sub> до 70 мг/л) гидротермы на глубинах 250–300 м имеют pH около 6, а дегазированные термы в зоне разгрузки – выше 8. На примере месторождения Бродледс в Новой Зеландии установлено, что при исходной концентрации CO<sub>2</sub> в растворе 0,15 м потеря его до 0,03 м при дегазации приведет к возрастанию pH на 0,6–1,2 [10].

Ранее [11] было показано, что вторичные кварциты там, где есть условия для их образования (в первую очередь наличие кислых пород), формируют надрудную шляпу медно-порфиновых, золото-полиметаллических и золото-серебряных месторождений. Вторичных кварцитов, не связанных с оруденением, по-видимому, не существует. Вопрос чаще заключается в том, что в глубоко вскрытых месторождениях кварциты уже эродированы, а в слабо эродированных гидротермальных системах руды ещё не вскрыты. Проблема поисков усугубляется тем, что рудоносные зоны имеют обычно значительно меньшие размеры по сравнению с залежами вторичных кварцитов.

На основании структурно-геологических данных было также установлено [11], что слабо эродированные массивы вторичных кварцитов имеют пологую пластообразную форму с карманами и килевидными углублениями в подошве и строго выдержанную кровлю. Примечательно, что в случае развития кварцитов по породам кругозалегающих субинт-



**Рис. 9.** Модель геолого-геохимических обстановок образования малоглубинных месторождений и связанных с ними вторичных кварцитов.

1- паровая " шляпа", 2 – область вскипания гидротерм ( паро-водная смесь ), 3 – вторичные кварциты, 4 – околорудные метасоматиты, 5–8 – фации площадных гидротермальных изменений: цеолитовая (5), хлорит-карбонатная (6), эпидотовая (7), амфиболовая (8).

рузивных тел кровля залежей сечет их контакты, имеет пологое залегание с гипсометрическими отметками, совпадающими с положением кровли стратифицированной части залежей. Эти данные и данные по изотопному составу кислорода и водорода указывают на связь кварцитообразования с пластовыми термальными водами преимущественно метеорного происхождения. Кровля залежей, по-видимому, контролируется положением водоупоров, их пьезометрическим уровнем или зеркалом грунтовых вод.

Было также установлено, что минералогический состав вторичных кварцитов коррелируется с целым рядом признаков, таких как характер рудной минерализации, фациальный состав площадных (региональных) гидротермальных изменений пород, положение их относительно регионального уровня кровли гранитоидных интрузий. Для эпитермальных Au-Ag месторождений характерен укороченный фациальный набор – монокварцевая, каолинитовая (±диксит) и алунитовая фации (определяющая фация – каолинитовая), положение их в зоне перехода цеолитовой и хлорит-карбонатной фаций площадных изменений и удаленность от гранитоидных мас-

сивов. Вторичные кварциты, связанные с месторождениями медно-молибден-порфирового типа, наоборот, отличает полнота фациального набора, наряду с дикситовой и алунитовой фациями появляются диаспоровая (определяющая), андалузитовая и корундовая фации. Положение их среди площадных изменений определяется зоной перехода от среднетемпературных эпидотовых пропилитов к высокотемпературным амфиболовым пропилитам и тесной связью с гранитоидами, преимущественно порфировыми интрузиями. Вторичные кварциты, связанные с полиметаллическими месторождениями, занимают промежуточную позицию между вышеперечисленными, определяющей для них является алунитовая фация. На рис.9 сделана попытка взаимоувязки всех перечисленных закономерностей. Данная модель не претендует на полноту, в ней отражены наиболее общие связи. Здесь важно подчеркнуть, что вертикальный ряд рудных месторождений халькофильного профиля (пропилитовый ряд Г.М. Власова, или порфировая система Р. Силлитоу) ввиду сходных условий образования вторичных кварцитов в приповерхностной части гидротермальной системы трансформировался в латеральный ряд.

## ВЫВОДЫ

1. Глиноземистые вторичные кварциты – это единая в генетическом отношении группа метасоматических пород, образующихся путем кислотного выщелачивания кислых магматических пород в верхних частях гидротермальной системы ( $T=100\text{--}470^\circ\text{C}$ ,  $P$  до 100 бар) под воздействием растворов преимущественно метеорного происхождения.

2. Границы массивов вторичных кварцитов обычно конформны стратиграфическим границам, но имеют секущие контакты с телами магматических пород. Положение их кровли определяется уровнем насыщенных кислородом грунтовых вод.

3. Эволюция соединений хлора, серы и углекислоты в условиях вскипания гидротермальной системы вызывает ее расслоение по кислотности растворов: в зоне вскипания – щелочные, выше ее – в подэкранной области – кислые.

4. Поскольку вторичные кварциты являются неотъемлемой частью малоглубинных гидротермальных систем, можно полагать, что под ними с большой вероятностью располагаются неэродированные рудоносные горизонты. С этих позиций вторичные кварциты предлагается рассматривать в качестве одного из поисковых признаков нескрытого оруденения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Власов Г.М. О генетических типах вторичных кварцитов и их отношение к рудам // Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964. С. 284–302. (Тр. лаб. палеовулканологии. Вып. 3.)
- Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования М.: Наука, 1979. 207 с.
- Еремин Р.А. Гидротермальный метаморфизм и оруденение Армянской вулканоструктуры. Новосибирск: Наука, 1974. 126 с.
- Жатнуев Н.С. Геохимический барьер на границе жидкость – пар в термоградиентной системе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 4. С. 960–964.
- Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Миронов А.Г. и др. Пародоминирующая система и геохимический барьер жидкость – пар Верхнего термального поля Паужетского месторождения // Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С. 62–78.
- Зигенталер У. Стабильные изотопы водорода и кислорода в круговороте воды // Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 279–288.
- Знаменский В.С., Гриненко В.А., Устинов В.И. Интраструктурное и интерминеральное распределение изотопов кислорода и серы при решении вопросов генезиса алунитовых пород (Курильские острова, Камчатка) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35, № 5. С. 380–393.
- Иванов И.П. Термодинамическое моделирование минеральных парагенезисов и зональности вторичных кварцитов на примере открытой системы  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  // Геохимия. 1993. № 5. С. 621–644.
- Коржинский Д.С. Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности // Докл. АН СССР, 1960. Т. 133, № 5, С. 1194–1199.
- Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А.Жарикова, В.Л.Русинова. М.: Науч. мир, 1998. 490 с.
- Мишин Л.Ф. Индикаторная роль вторичных кварцитов при поисках нескрытого эпитептермального Au-Ag оруденения // Метасоматическая зональность полигенных и полихронных месторождений. Екатеринбург, 1997. С. 147–148.
- Мишин Л.Ф., Потоцкий Ю.П., Невструев В.Г. Геология, зональность гидротермально измененных пород и золото-серебряная минерализация купола Красивый (Ульянский прогиб) // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С. 106–116.
- Мишин Л.Ф. Гидротермально измененные породы и перспективная оценка месторождения Белая Гора // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1999. С. 172–176.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.
- Некрасов Б.В. Основы общей химии. Т. 1. М.: Химия, 1965. 518 с.
- О'Нейл Дж. Геохимия стабильных изотопов в породах и минералах // Изотопная геология. М.: Недра, 1984. С. 250–278.
- Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и кайнозойских эффузивах Приморья. Новосибирск: Наука, 1974. 163 с.
- Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М.: Наука, 1989. 213 с.
- Рычагов С.Н., Сандмирова Е.И., Степанов И.И. Пирит как индикатор структуры современной высокотемпературной гидротермальной системы и проблема источника рудного вещества // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4-5. С. 45–53.
- Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Главатских С.Ф. Условия гидротермального преобразования пород Мутновской геотермальной системы (Камчатка) по изотопным данным // Геохимия. 1987. № 11. С.1569–1579.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 585 с.
- Хоссейни М., Русинов В.Л., Баранова И.Б. и др. Алуниит в горах Таром (Северо-западный Иран) // Вестн. МГУ. Сер. 4. 1998. № 1. С. 34–40.
- Giggenbach W.F. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems // Geochemistry of hydrothermal ore deposits / Barnes H.L. (ed.). New York, 1997. P.737–796.
- Hall D.L., Sterner S.M. Diffusional re-equilibration of water in fluid inclusions: Implications to interpretation of inclusions in high-grade metamorphic rocks // Eos Trans. AGU, 1992. V. 73 (43), Fall Meeting Suppl. P. 649.
- Heald P., Foley N., Hayba D.J. Comparative anatomy of

- volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types // *Econ. Geol.* 1987. V. 82, N 1. P. 1–27.
26. Ishihara S., Sasaki A. Sulfur isotopic ratios of the magnetic – series and ilmenite series granitoides of the Sierra Nevada batholith – A reconnaissance study // *Geology*. 1989. V. 17. P. 788–791.
27. Larson R.B., Taylor H.P. Solfataric alteration in the San Juan Mountains, Colorado: Oxygen isotope variations in a boiling hydrothermal environment // *Econ. Geol.* 1987. V. 82, N 4. P. 1019–1036.
28. Potter R.W., Brown D.L. The volumetric properties of aqueous sodium chlorite solutions from 0° to 500°C at pressures to 2000 bars based on a regression of available data in the literature // *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1977. 1421-C, 36 p.
29. Roedder E. Fluid inclusions: Reviews in Mineralogy. Washington, Miner. Soc. Am. 1984. V. 12. 644 p.
30. Savin S.M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of minerals // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. P. 43–64.
31. Sillitoe R.H., Steele G.B., Thompson F.H., Lang J.R. Advanced argillic lithocaps in the Bolivian tin-silver belt // *Mineralium Deposita.* 1998. V. 33. P. 539–546.
32. Stoffregen R. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado // *Econ. Geol.* 1987. V.82. N 6. P. 1575–1592.
33. Taylor H.P., Jr. The application of oxygen and hydrogen. Isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition // *Economic Geology.* 1974. V. 69. P. 843–883.
34. Vila T., Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile // *Econ. Geol.* 1991. V. 86. N 6. P. 1238–1260.
35. White N.C. and Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration // *SAG Newsletters.* 1995. N 23. P. 8–13.
36. Whitney J. A. Composition and activity of sulphurous species in quenched magmatic gases associated with pyrrhotite bearing silicic system // *Econ. geol.* 1988. V. 83. P. 86–93.

Поступила в редакцию 12 марта 2000 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

**L.F. Mishin, N.V. Berdnikov**

### **Nature of high-alumina secondary quartzite by data of thermobarogeochemistry and isotopic analysis of oxygen and hydrogen**

Fluid inclusions and isotopy of oxygen and hydrogen were studied in secondary quartzite from Krasivy, Belaya Gora, Gryada Kamenistaya, Shelekhovskoye, Mago and Brinnerovskoye deposits. It was shown that high-alumina secondary quartzite, a genetically single group of metasomatic rocks, form at the temperature ranging from 190 to 470°C under near-surface conditions (P<100 bar) when acidic rocks undergo the influence of heterogenic fluid with mainly meteoric isotopic composition. For their origin the acidic leaching environment is needed which is created in the process of boiling and disproportioning of hydrothermal fluid due to evolution of chlorine and sulfur compounds. During this hydrothermal system experiences acidic-alkali layering: above the fluid boiling zone there is acidic layer (subscreen horizons, area of secondary quartzite formation), below - alkali layer (area of mineralization).

The model suggested for secondary quartzite formation agrees with geological data on the form and position of their bodies in host rocks. A previous conclusion that secondary quartzite accompanies the underlying mineralization being (together with ores) an integral part of a completely manifested hydrothermal system of chalcophile profile.