

КОШЕЛЕВСКАЯ ФЛЮИДНАЯ СИСТЕМА И РУДООБРАЗОВАНИЕ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Нуждаев А.А., Рычагов С.Н.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, envi@kscnet.ru

Южная Камчатка отличается сложной геодинамической позицией: сочленением трех вулканических поясов, наличием глубинных продольных СВ и поперечных СЗ разломов, имеющих мантийное заложение [1]. На стыке региональных тектонических блоков южнокамчатского и северокурильского сегментов островной дуги в недрах Кошелевского вулканического массива расположена одноименная гидротермально-магматическая система, образование и длительное развитие которой (с миоцена по голоцен) обусловлено поступлением в верхние горизонты земной коры магматического расплава от основного до среднего состава и интрателлурического (по Д.С. Коржинскому) флюидного потока [4]. Голоценовый этап развития системы характеризуется высоким содержанием (до 67 об. %) углеводородов ($\text{CH}_4 - \dots \text{C}_7\text{H}_{12}$) в составе свободных газов и формированием мощной зоны перегретого пара в центральной части массива (Верхне-Кошелевская термоаномалия – т/а) и на его западном склоне (Нижне-Кошелевская т/а и одноименное пародоминирующее геотермальное месторождение). Предполагается, что эти т/а имеют гидродинамическую связь и поэтому в недрах массива существует газо-гидротермальная система [3] как отражение современного этапа развития единой Кошелевской флюидной системы.

Авторская геолого-геохимическая модель Кошелевской флюидной системы базируется на обобщении материалов поисково-разведочных и тематических работ, а также собственных комплексных геолого-геофизических и минералого-геохимических исследований, проведенных в основном в районе Нижне-Кошелевской т/а (рис. 1). Зона перегретого пара, распространяющаяся на глубину более 1.5 км, пространственно тяготеет к апикальным частям многофазной субвулканической интрузии диоритовых порфириров [2]. Интрузия не является источником теплового питания современной системы («холодная»), но ее внедрение в породы фундамента и четвертичные вулканы определило формирование структуры открытых трещинно-брекчиевых и минерализованных зон. Восходящий поток высокотемпературных (до 260 °С на глубине 1.0–1.5 км) насыщенных углекислым газом и углеводородами парогидротерм локализуется в субвертикальных каналах с повышенной трещинно-пористой проницаемостью, распространяющихся на глубину ≥ 5 км [5]. В приповерхностных горизонтах эти каналы переходят в области разуплотненных интенсивно аргиллизированных пород, где происходит смешение метеорных вод с восходящими парогидротермами. Последние транспортируют соединения щелочных, благородных, цветных, редкоземельных и других металлов, вероятнее всего, имеющих глубинные источники: нижние горизонты земной коры и вулканогенно-осадочные породы фундамента, в которых широко развиты Au-Ag-Hg-полиметаллические рудопроявления. Прекрасным индикатором структуры проницаемости Кошелевской системы, динамики флюидных потоков (например, времени воздействия на вмещающие горные породы, скорости трансформации пород в гидротермальные глины, др.), условий формирования рудных геохимических барьеров является ртуть (рис. 2). Таким образом, Кошелевская длительно живущая гидротермально-магматическая система образована под влиянием глубинного флюидного потока и является перспективной на геотермальные, рудные и другие минеральные и углеводородные ресурсы.

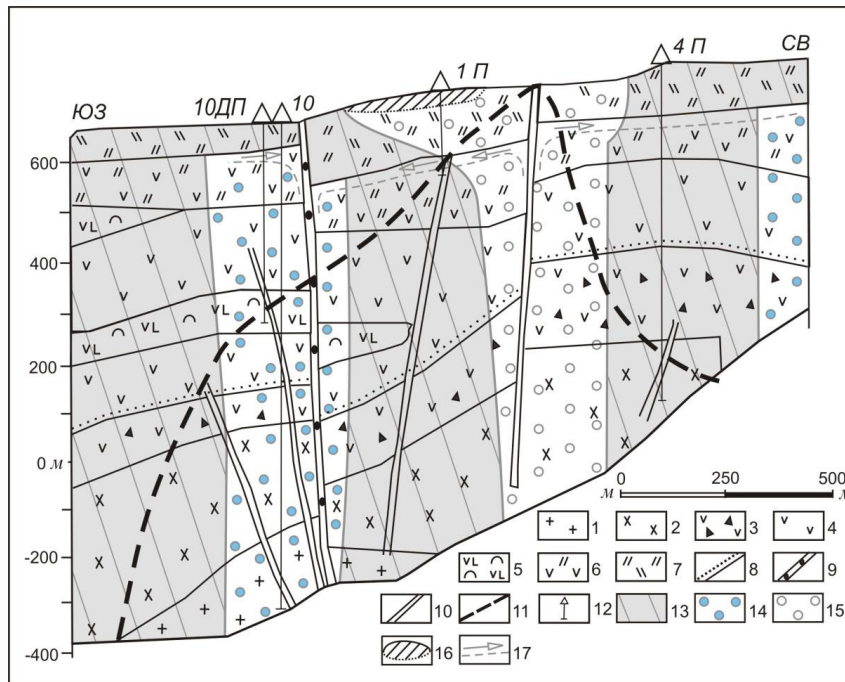


Рис. 1. Геологический разрез Нижне-Кошелевского пародоминирующего геотермального месторождения [2] и строение современной и палеогидротермальной систем в разрезе месторождения по материалам исследований Южнокамчатско-Курильской экспедиции ИВиС ДВО РАН. 1 – диориты; 2 – диоритовые порфириды; 3 – мегабрекции апикальной части интрузии; 4 – лавы андезитов; 5 – туфы и туффиты андезитов – андезибазальтов; 6 – лавы и туфы андезитов – андезидацитов; 7 – лавы и экструзии андезидацитов – дацитов; 8 – кровля интрузивного комплекса; 9 – разрывные тектонические нарушения, залеченные вторичными гидротермальными минералами; 10 – то же, проницаемые для современных гидротерм; 11 – граница зоны кипения гидротерм на основании гидродинамических испытаний в скважинах; 12 – скважины; 13 – блоки пород жесткие, высокоскоростные для микросейсмических волн и слабопроницаемые для гидротерм; 14 – блоки пород относительно разуплотненные, трещины и поры в которых залечены вторичными гидротермальными минералами; 15 – блоки пород разуплотненные – зона современного парообразования и восходящего газо-гидротермального потока; 16 – Нижне-Кошелевское Новое термальное поле (проекция на разрез); 17 – зоны перетока (циркуляции) конденсатных вод или (и) гидротерм, восходящих по субвертикальным трещинам.

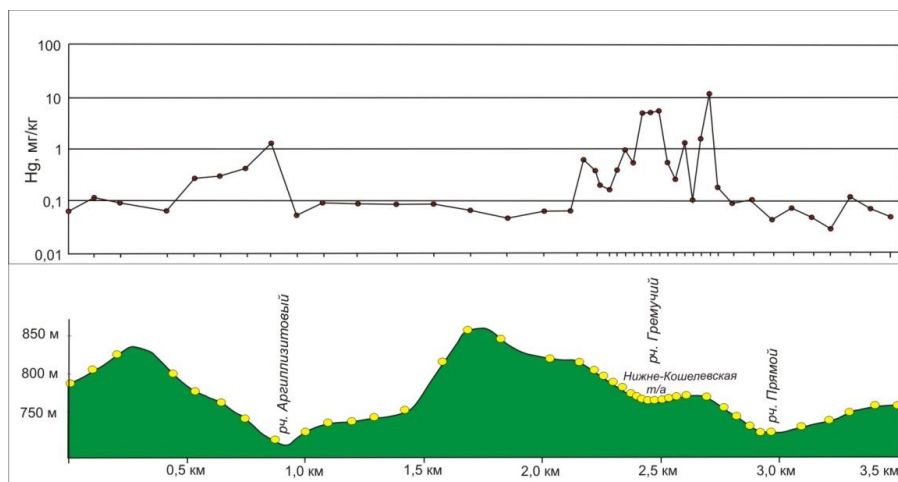


Рис. 2. Распределение ртути в подпочвенном горизонте по профилю, пересекающему основные разломные зоны, трассируемые ручьями в районе Нижне-Кошелевской т/а.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00262, № 14-05-31158 и № 14-05-31263).

Литература

1. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
2. Писарева М.В. Зона природного пара Нижнекошелевского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 52–63.
3. Поздеев А.И., Нажалова И.Н. Геология, гидродинамика и нефтегазоносность Кошелевского месторождения парогидротерм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 32–45.
4. Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
5. Рычагов С.Н. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА БАЙКАЛЬСКИХ ОСАДКОВ КАК МЕТОД ОЦЕНКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ РЕГИОНА

Ощепкова А.В., Бычинский В.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, oshepkova-anasta@mail.ru

Геоморфологической особенностью Байкальского водосборного бассейна является его асимметричность. Восточный борт Байкальской котловины более пологий и имеет огромный дренажный бассейн – 85 % от всего бассейна. Все крупные реки впадают в озеро с восточного борта и несут 90 % твердого стока. На восточном побережье озера широко развиты фанерозойские гранитоиды, залегающие среди глубокометаморфизованных пород докембрийского фундамента, сложенного гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами, мраморами и кварцитами [1]. Следовательно, минеральный состав донных осадков оз. Байкал несет информацию о геолого-геохимических изменениях, произошедших в водосборном бассейне. Мощность осадочного разреза (получен керн до 600-метровой глубины) не позволяет выполнить детальный минералогический анализ, который определяется геолого-геоморфологическими особенностями водосборного бассейна и климатическими условиями. Использование физико-химического моделирования (ФХМ) позволяет реконструировать минералогию осадка, опираясь лишь на данные о химическом составе.

Объектом исследования выбраны керны с подводного Академического хребта, отделенного от берегов котловины. Методом рентгенофазового анализа (XRD) в байкальских донных осадках были обнаружены минералы: иллит-смектит, иллит, хлорит, мусковит, хлорит-смектит, каолинит, кварц и плагиоклазы [1]. Низкая минерализация байкальской воды препятствует образованию аутигенных минералов, в результате осадок формируется из поступающих в озеро продуктов физического разрушения пород водосборного бассейна.

Моделирование минерального состава осуществлено с помощью программного комплекса «Селектор» [2]. Повысить точность расчетов позволяет корректировка количества воды, содержащейся в осадке. Потери при прокаливании (п.п.п.) включают не только влажность осадка и конституционную воду, но и молекулярную воду, входящую в структуру биогенного кремнезема. Содержание необходимой для глинистого вещества конституционной воды рассчитано с помощью уравнения регрессии, связывающего содержание воды в структуре глинистых минералов с общим