

ВЛИЯНИЕ ФЛЮИДНЫХ ЭМАНАЦИЙ НА ФОНОВЫЙ КАТАГЕНЕЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАУВАКК: МАГНИТОГОРСКАЯ МЕГАЗОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И БОРОВСКАЯ ЗОНА (ЮГО-ЗАПАД ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

© 2013 г. Л. В. Кокшина, Г. А. Мизенс

Постдиагенетические преобразования осадочных пород связаны, главным образом, с повышением температуры и литостатического давления в хо-

де погружения соответствующих толщ (региональный литогенез). В целом этот процесс довольно хорошо изучен, однако за последние десятилетия ис-

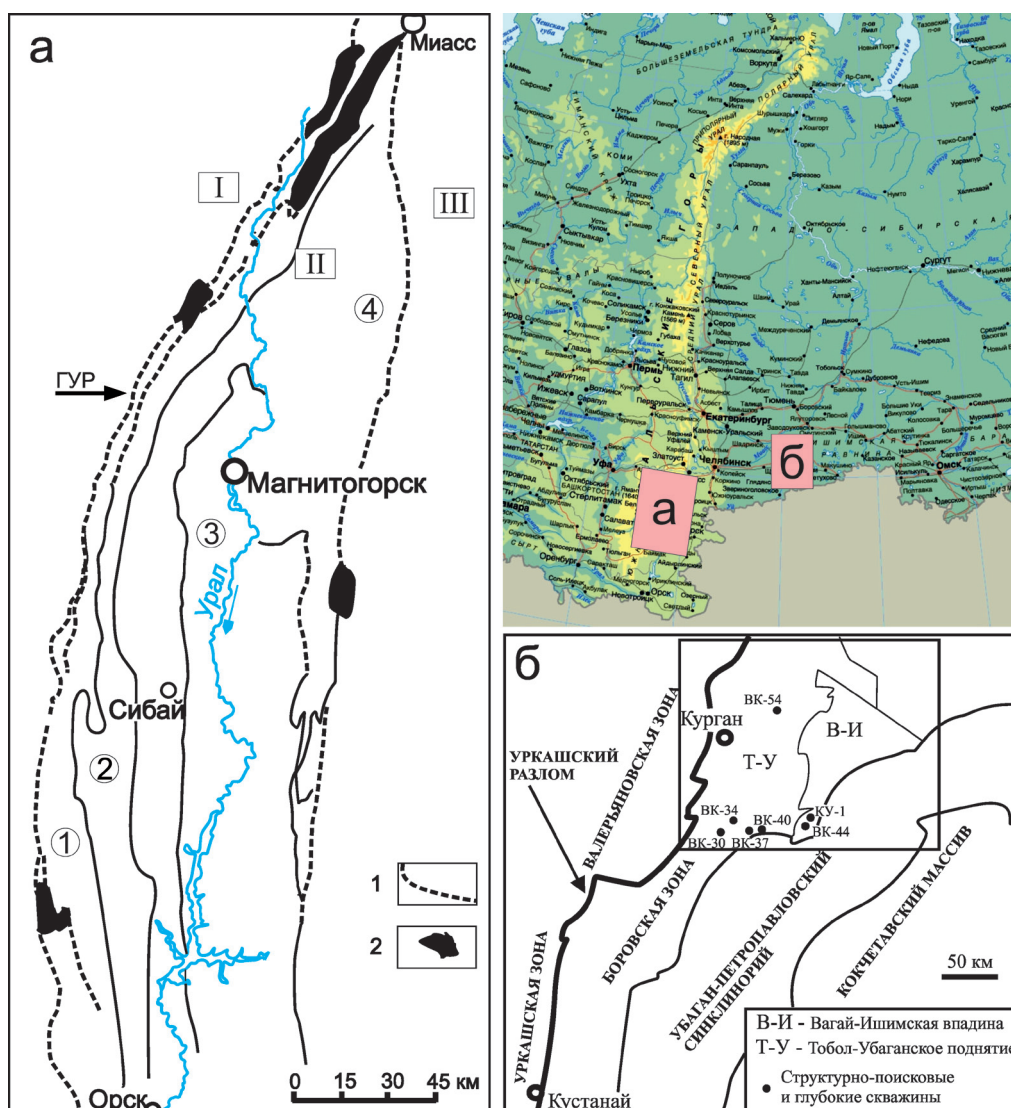


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов Южного Урала (а) на основе схемы [7] и в сопряженной области Западной Сибири (б) на основе схемы А.И. Ивлева [3].

Условные обозначения на схеме а: мегазоны: I – Западно-Уральская; II – Магнитогорская (подзоны, обозначенные цифрами в кружках: 1 – Вознесенско-Присакмарская, 2 – Западно-Магнитогорская, 3 – Центрально-Магнитогорская, 4 – Восточно-Магнитогорская); III – Восточно-Уральская. ГУР – Главный Уральский разлом. 1 – наиболее крупные разломы, 2 – основные массивы гипербазитов.

следователи все более обращают внимание на аномальные участки в пределах тех или иных зон, связанные со стрессовым давлением и/или влиянием глубинных флюидов [10, 13, 14]. Подобные следы наложенных процессов присутствуют и в разрезах петрокластических граувакк Боровской зоны [6] и Магнитогорской мегазоны [4] (рис. 1).

Среди девонских отложений Магнитогорской мегазоны широко развиты кварц-полевошпатовые, полевошпатовые и собственно граувакки, которые соответствуют петрокластической разновидности по классификации В.Н. Шванова [12]. Обломки пород в них представлены вулканитами основного (от 20 до 50–60%) и кислого (10–30%) состава, с подчиненным количеством метаморфических пород, силицитов, известняков. Для верхнедевонских и нижнекаменноугольных песчаников Курганского Зауралья (Боровская зона) характерно обилие обломков свежего вулканогенного материала преимущественно основного и среднего состава. Встречается небольшое количество зерен микрокварцитов (кремней?) и кварцитовидных песчаников (не больше 5%). Эти породы представлены петрокластическими полевошпатовыми граувакками, реже – собственно граувакками.

Уровень фоновых постдиагенетических преобразований песчаников Магнитогорской мегазоны соответствует позднему катагенезу, что устанавливалось по присутствию и взаимоотношению минералов индикаторов, их химическим и морфологическим особенностям [4]. Наиболее значимую роль при решении этого вопроса играли глинистые минералы, прениты, пумпеллиты, карбонаты, цеолиты, в меньшей степени – кварц, плагиоклазы, эпидот, актинолит. Степень изменения пород Боровской зоны не столь существенна. По отражательной способности витринита она находится на уровне мезокатагенеза (МК₂ и МК₃), с чем также согласуется и состав аутигенных минеральных компонентов, представленных кальцитом, доломитом, сидеритом, кварцем, пиритом, каолинитом, монтмориллонитом, гидрослюдами 1М [6].

На некоторых участках толщи песчаников Боровской зоны встречается аномальный набор вторичных минералов: цеолиты, сульфиды цинка, меди, сульфаты (барит, целестин, ангидрит), или отдельные минералы прослеживаются на всем протяжении разреза (более 2000 м) независимо от состава пород. Минералы группы цеолитов обычно фиксируются в этой толще лишь в виде незначительных следов анализатора на рентгенограммах, несмотря на обилие свежих плагиоклазов и обломков вулканитов. И только в одном образце нижневизейских красноцветных песчаников был встречен минерал группы гейландита в количестве до 30% от объема породы, хотя состав этого песчаника не отличается от выше- и нижележащих образований. Упомянутый минерал хорошо раскристаллизован и име-

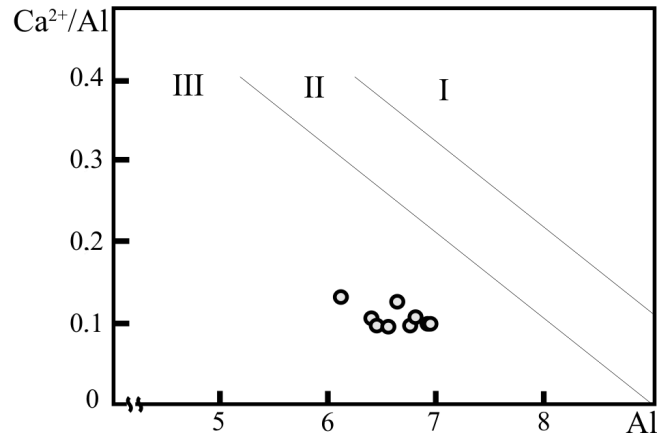


Рис. 2. Зависимость термостойкости гейландитов-клинопфилолитов от содержания Al и соотношения Ca^{2+}/Al (атомные количества в пересчете на 72 атома кислорода) [1].

Поля: I – собственно гейландит, II – промежуточный гейландит-клинопфилолит, III – клинопфилолит.

ет своеобразную красноватую окраску. Сумма щелочей ($Na_2O + K_2O$) у него выше, чем содержание CaO , соответственно 2.81–5.54% и 1.29–1.76%. Отношение $SiO_2/Al_2O_3 = 4.86–5.38$ (5.6). Характерно высокое содержание окисного железа (2.50–4.36%). Чтобы уточнить систематическую принадлежность этого минерала, нами была изучена его термостойкость. Как известно, этот признак у цеолитов ряда клинопфилолит-гейландит зависит от содержания Al и соотношения Ca^{2+}/Al . Нанесенные на диаграмму Г.П. Валуевой [1] фигуративные точки попали в поле собственно клинопфилолитов (рис. 2). Для уточнения вопроса был также выполнен цикл рентгенофазовых анализов с отжигом пробы до разных температур, поскольку известно [8], что структура гейландита, в отличие от клинопфилолита, чувствительнее реагирует на температурное воздействие. Прокаливание образца гейландита до 200°C приводит к изменению площади и высоты пика 020 ($d = 8.9\text{Å}$), последовательное прокаливание в течение 2 часов до 350°C приводит к образованию пика с $d = 8.3\text{Å}$ и уменьшению $d = 8.9\text{Å}$, а при 450°C оба пика полностью исчезают. Выполненный анализ показал (рис. 3), что цеолит из Боровской зоны не изменяет своей структуры после прокаливания в указанных режимах. Лишь при 750°C уменьшаются площадь и высота пика $d = 8.9\text{Å}$, что однозначно доказывает отнесение минерала к клинопфилолиту.

В этом же образце, в порах, можно увидеть единичные выделения другого цеолита, который по своим характеристикам близок к натролиту. Содержание Na_2O в нем порядка 11%, а CaO всего 0.32–0.42%. Здесь же встречаются отдельные кристаллы сфалерита с примесью кадмия. Гнезда и микроскопические вкрапления такого сфалерита обнаружены и в других частях изученного палеозойского

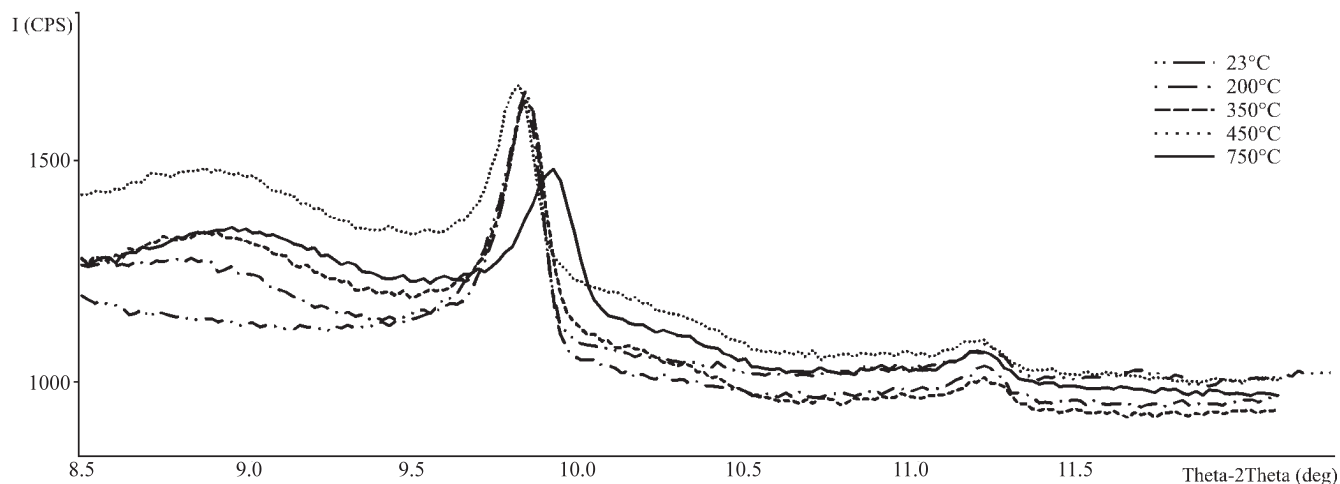


Рис. 3. Фрагмент рентгенограммы клиноптилолита, прокаленного при различных температурах.

разреза, в том числе их можно встретить в карбонатных толщах. В порах местами наблюдаются также пирит и халькопирит, иногда минералы титана (по-видимому, брукит). В карбонатах и песчаниках местами присутствуют небольшие агрегаты фиолетового флюорита. В глинистых породах и песчаниках в визейской части разреза нередко выделения барита и целестина, как в виде отдельных кристаллов и агрегатов из нескольких кристаллов, вкрапленных в породе, так и агрегатов, выполняющих пустоты, а иногда и трещины. Присутствие указанных минералов свидетельствует о влиянии восходящих флюидов на постседиментационные процессы. О межпластовом перемещении водных флюидов говорит и наличие пятнистого кальцитового цемента, каолинита в составе цемента и в порах (в том числе в полостях раковин и в пустотах, оставшихся после разложения ризоидов), кристаллов ангидрита, появляющихся местами в виде порового и пойкилобластового цемента в песчаниках, а также в порах и полостях в карбонатах, местами частично замещающая ромбические кристаллы доломита.

Точечная и локальная кристаллизация сфалерита, халькопирита, пирита, барита, а также цеолитов и других минералов может быть объяснена переносом соответствующих элементов нефтяными флюидами [6]. Об этом свидетельствует постоянное присутствие битумного вещества в порах, а также в виде пленок по поверхностям многочисленных стилолитов и парастилолитов в карбонатах. О генетической связи многих рудопроявлений свинца и цинка с нефтяными водами известно давно [2]. Миграция растворенных металлов во многом обеспечивается также пластовыми сероводородными водами нефтяного типа [11]. Осаждение этих металлов происходит на геохимических барьерах на пути движения вод. При этом рудные компоненты частично извлекаются из терригенных минералов и органических соединений в процессе трансформации орга-

нического и глинистого вещества. Следовательно, в условиях катагенеза происходит активное перераспределение рудных элементов, таких как Pb, Zn, Cu, Li и др. [5].

При отсутствии органического вещества и нефтяных вод влияние флюидов носит несколько другой характер. Так, в девонских граувакках Магнитогорской мегазоны Южного Урала, преобразованных до стадии глубокого катагенеза, отсутствуют выделения рудных минералов (кроме пирита). В то же время, некоторые особенности этих пород также свидетельствуют об участии флюидов и/или стрессовых условий в ходе постседиментационных преобразований. Несмотря на устойчивый состав аллотигенных компонентов, иногда в рядом расположенных разрезах или участках (образцах) наблюдается резко различная насыщенность аутигенными минералами (пренином, пумпеллиитом, минералами группы эпидота, кварцем, сульфидами). Особенно характерны в этом отношении песчаники западных разрезов ирендыкской свиты и рыскужинской толщи, измененные до стадии метагенеза, тогда как стратиграфически более древние образования (ильтибановская и мансуровская толщи) менее изменены. Встречаются участки (зоны) в составе улутауской свиты (например, нижнее течение р. Таналык) (рис. 4) и ильтибановской толщи (р. Урал напротив с. Ильтабаново) (рис. 5а) с резко повышенным содержанием пренина и пумпеллиита, что, вероятно, связано с зонами крупных тектонических нарушений. В песчаниках улутауской свиты обнаружены ориентированные цепочки светлых изометричных пятен диаметром до нескольких миллиметров, сложенных в основном пренином и представляющих собой следы перемещения флюидов по ослабленным зонам, в том числе по трещинам. Пренин в пределах светлых пятен, в отличие от основной массы породы, слагает агрегаты крупных розеток и лейст (до 0.5 мм). Вдоль упомянутых цепочек отмечает-

ся также насыщение породы пумпеллитом (густо-окрашенным, с размером чешуй до 0.3–0.4 мм).

В верхней части ирендыкской свиты у оз. Кара-Балык-Ты, как и в песчаниках ильтибановской толщи и улутауской свиты, часто встречаются прерывистые и сплошные полосы, обогащенные пренином (рис. 5б). Эти полосы, толщиной до 5–6 см, ориентированы параллельно напластованию и, вероятно, свидетельствуют о кристаллизации пренина на своего рода геохимических барьерах.

На влияние промывного режима поступления вещества во время кристаллизации аутигенных минералов указывает также неоднородное распространение 1М-слюды, которая, вероятно, вымывалась вместе с поступающими растворами. Кроме того, присутствие сложного эндотаксического хлорит-иллитового агрегата, кристаллизующегося по биотиту, указывает на колебание ионного состава поступающего раствора, на периодическое увеличение содержания К, вместо Fe и Mg.

Свидетельством перемещения флюидов также является неравномерное распространение кальцита и аутигенного кварца [10]. В пределах однородных толщ девонского разреза Магнитогорской мегазоны насыщенность пород этими минералами может значительно варьировать – от первых процентов до 10–12% (кварц) и 15–25% (кальцит).

Все аномалии, которые выражаются в резком возрастании количества аутигенных минералов, изменении парагенетических ассоциаций минералов-индикаторов конкретной стадии преобразования пород, либо появлении минералов, не характерных для данной стадии преобразования, принято делить



Рис. 4. Ориентированные цепочки, насыщенные пренинами и пумпеллитами, представляющие собой следы перемещения флюидов по ослабленным зонам.

на 3 типа [9]: 1) аномалии, возникшие на контактах нефть-вода или газ-вода или газ-нефть; 2) аномалии “просвечивания” или сквозные, обусловленные проникновением углеводородов (УВ) из залежей в вышележащие толщи; 3) аномалии, связанные с наличием тектонической трещиноватости, разрывных нарушений в осадочном чехле и миграции по ним флюидов. Однако, воздействие УВ и газов на вещественный состав пород, проявляющееся в виде минеральных новообразований, изучено относительно слабо – в литературе большей частью освещена форма образовавшихся при этом се-

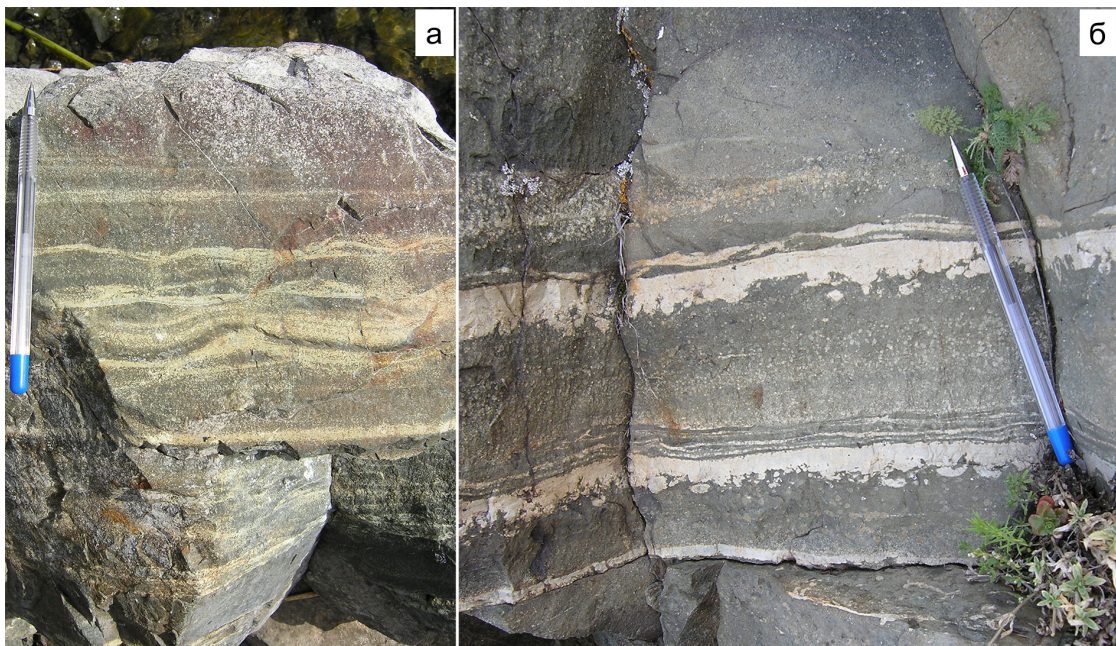


Рис. 5. Полосчатые светлые зоны с повышенным содержанием пренина.

а – ильтибановская толща, б – ирендыкская свита.

ры и железа. Тем не менее, установлено, что для аномалий “просвечивания”, наряду с широким распространением сульфидов, характерны карбонаты, кварц, глинистые, сульфатные и титанистые минералы [9]. Таким образом, специфика аутигенной составляющей граувакк Боровской зоны может быть объяснена миграцией растворенного материала с сероводородными водами пластового типа. Следовательно, данное проявление наложенных процессов относится к катагенетической аномалии второго типа – аномалия “просвечивания”.

Катагенетические аномалии в зонах дизъюнктивных нарушений (третий тип) Магнитогорской мегазоны могут рассматриваться, как индикаторы вертикальной миграции флюидов в осадочных бассейнах, при этом разломы являлись проводниками не только химического вещества, но и энергии (температуры), способствующей более глубокому (метагенетическому) преобразованию пород.

Все анализы выполнены в лаборатории Физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии УрО РАН: химический анализ (породообразующие оксиды) – рентгеноспектральным флуоресцентным методом на СРМ-18 и EDX-900HS (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова, В.П. Власов, Г.С. Неупокоева), микрозондовые анализы – на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 (В.В. Хиллер, Д.А. Замятин), рентгенометрический анализ – на дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) – Т.Я. Гуляева и О.Л. Галахова. Измерения уровня отражательной способности витринита проводились Д.Д. Журавлевой в Испытательном центре ФГУП “ВУХИН”, г. Екатеринбург. Всем указанным специалистам авторы выражают искреннюю благодарность.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-31274 мол а) и интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН № 12-С-5-1014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валуева Г.П.* О возможности диагностики членов изоморфного ряда гейландит-клиноптилолит // Методы диагностики и количественного определения содержания цеолитов в горных породах. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1985. С. 50–55.
2. *Виноградов В.И.* Изотопный состав серы и вопросы генезиса стратиформных месторождений свинца и цинка // Литология и полезные ископаемые. 1969. № 5. С. 60–68.
3. *Ивлев А.И.* Магматизм и геодинамика области сочленения Урала и Казахстана. Рудный-Костанай: Акад. мин. ресурсов Казахстана, 2008. 500 с.
4. *Кокшина Л.В.* Особенности катагенеза девонских петрокластических граувакк Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2013. (в печати).
5. *Курило М.В.* Стадиальные минералого-геохимические изменения в породах угленосной формации Донбасса // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 44–55.
6. *Мизенс Г.А., Кокшина Л.В.* Петрографическая характеристика девонских и нижнекаменноугольных терригенных образований юго-запада Западно-Сибирской плиты (Вагай-Ишимская и Тобол-Убаганская структуры) // Геология и геофизика. 2012. № 11. С. 1513–1529.
7. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера. 2007. № 2. С. 29–44.
8. *Петрова В.В.* Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе (силикаты, алюмосиликаты, гидроксиды) // Тр. ГИН. Вып. 525. М.: ГЕОС, 2005. 247 с.
9. *Предтеченская Е.А.* Катагенетические преобразования нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. 40 с.
10. *Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С.* Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.
11. *Старостин В.И., Соколов Б.А.* Флюидодинамические условия формирования металлогенических провинций и нефтегазоносных бассейнов // Известия секции наук о Земле РАЕН. 1998. Вып. 1. С. 12–22.
12. *Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
13. *Юдович Я.Э.* Флюидное минералообразование – альтернатива литогенезу? Обзор // Уральский геологический журнал. 2009. № 4 (70). С. 31–80.
14. *Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В.* Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С. 39–53.