

МЕТАМОРФОГЕННАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ПАЛЕОСИСТЕМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Ю.С. Ляховкин

Воронежский государственный университет

По результатам геолого-минералогического зондирования Курского и Воронежского блоков ВКМ построена модель пространственно-временного распределения метаморфогенных минералов раннедокембрийских стратифицируемых образований территории. Доказывается принадлежность всех метаморфогенных минералов к одной минералогической палеосистеме, пульсационно разраставшейся в течение длительного времени. Выделены три стратозоны роста системы, комплементарные положению в эрозионном срезе пород гнейсового основания (AR_1), сланцевых прогибов ($AR_2-PR_1^1$), вулканодепрессий? (PR_1^2). Латеральная зональность первого порядка выражена в изменении состава стратозон в пределах Курского и Воронежского блоков, второго порядка – в пределах подводящих каналов "питания" двух верхних стратозон. Рассматривается потенциал базы топоминералогических данных для решения разных вопросов геологии докембрия ВКМ.

Постановка вопроса

Мощный осадочный чехол скрывает важные детали геологического строения ВКМ. Многие вопросы геологии по возрастной корреляции выделяемых геологических подразделений представляются трудно разрешимыми. К их числу относятся вопросы, связанные с важной проблемой структурно-метаморфической эволюции геоблока ВКМ. Удовлетворительное решение данной проблемы, помимо научной значимости, позволит корректно оценить рудный потенциал ВКМ, ибо на примере хорошо изученных древних кратонов замечена их неповторимость как по истории метаморфизма, так и по металлогенической специализации [1].

Установление возрастных соотношений между метаморфическими комплексами в областях раннедокембрийской консолидации является очень сложной задачей даже на шитах древних платформ. Между тем в поисковой минералогии применяется метод, характеризующийся *принципом обратной связи* между пространственно-временными характеристиками организованного мира рудных и спутствующих минералов, с одной стороны, и вмещающей геологической среды, с другой [2,3]. Метод, названный "топоминералогический анализ территории (топоса)", действует по схеме:



где: М - исследуемые минералы (минеральные агрегаты), МС – минералогическая система топоса (мир минералов определенного генезиса, организованный во времени и пространстве в соответствии со структурой вмещающей среды по универсальному принципу зеркальной симметрии П. Кюри), Х – искомое (полезная минералого-генетическая информация).

Организация минерального мира топоса проявляется через стадиальную и латеральную минералогическую зональность. В геологически однородных участках распределение минералов определяется, главным образом, стадиальной зональностью.

Автор в данной работе использовал метод топоминералогического анализа для изучения мира

метаморфогенных минералов крупного района полиметаморфической области ВКМ, для чего потребовалось внести коррективы в методику исследований.

Методика исследований

Древний кратон - такое же целостное минеральное тело (*кристаллический массив*), что и заключенная в нем рудная жила, являющаяся продуктом кратковременного, но в полне закономерного, по теории общих систем, эпизода в индивидуальном развитии кратона как геологического и *минерального тела*. Следовательно, для познания организации минерального мира кратона приемлемы те же методы изучения, что и для расшифровки онтогении рудной жилы. Главный метод – минералогическое картирование, обычно следующее после геологической съемки объекта. Цель – оптимизация объема трудоемких минералогических исследований с учетом масштаба объекта, его геологической сложности и поставленной задачи исследований.

Расшифровка онтогении таких гигантских и сложно устроенных минеральных тел как древние кратоны – задача далекого будущего. Мы ограничились частной задачей: *реконструкция истории метаморфогенного минералообразования центральной части ВКМ и выявление самых общих закономерностей пространственного распределения разновозрастных метаморфогенных минералов* путем изучения онтогении супракрустальных образований в пределах главных элементов геологического строения территории, которые для данного масштаба исследований представляются *вполне однородными*.

Центральная часть ВКМ характеризуется лучшей разбуренностью, удовлетворительной сходимостью данных геофизической съемки с геологическими результатами бурения. Поскольку предметом изучения являлись метаморфические породы раннего докембрия, испытавшие неоднократные минеральные и структурные преобразования до полной утраты первичной природы, автор осторож-

но относится к результатам формационного анализа раннедокембрийских стратифицируемых образований с выходом на геодинамическую палеосистему ВКМ [4]. Во избежание субъективного фактора для анализа геологической основы выбрана более ранняя и простая Схема структурного районирования ВКМ (авторы: Н.М.Чернышов, С.П.Молотков, И.И.Кривцов, 1991) и еще более ранние наименования важнейших структурно-вещественных комплексов (геологических элементов) территории. К ним относятся:

1. *Гнейсовое основание*. Картируется как обоянский стратиформный гнейсо-мигматитовый комплекс раннего архея. Имеются данные о вещественных различиях комплекса в разрезах Брянского, Курского и Воронежского блоков ВКМ и о частичном реоморфизме обоянского комплекса с внедрением в вышележащий комплекс стратифицированных пород верхнего архея - нижнего протерозоя.

2. *Сланцевые прогибы* на гнейсовом основании западного и центрального сегментов Курского блока. Мелкие по размерам синклинопоподобные структуры. Наименее эродированные прогибы имеют однотипное трехъярусное строение: 1) вулканогенная михайловская серия верхнего архея, 2) осадочная железорудная курская серия нижнего протерозоя, 3) вулканогенно-осадочная фациально изменчивая оскольская серия того же возраста. Между первыми двумя сериями – структурное несогласие, древняя кора выветривания. Популярна концепция о принадлежности выходов михайловской серии к фрагментам зеленокаменных поясов. Породы сланцевых прогибов метаморфизованы в условиях зеленосланцевой – алмадин-амфиболитовой фаций.

3. Мелкие рассредоточенные *вулканические постройки* на гнейсовом основании восточного сегмента Курского блока. Картируются как выходы глазуновской свиты нижнего протерозоя, занимающей стратиграфическое положение выше оскольской серии. Представительный разрез свиты образован базальтовой толщей, которая через горизонт конглобрекчий перекрывается андезитовой толщей. Имеются данные об относительно слабой дислоцированности толщ и петрохимической близости вулканитов к формации древних траппов раннедокембрийских платформ.

4. *Лосевский вулканогенный прогиб*. Крупная линейная структура восточного сегмента Воронежского блока. Имеет двухъярусное строение: 1) вулканогенная лосевская серия спорного возраста (верхний архей, либо нижний протерозой) 2) вулканогенно-осадочная молассоидного типа воронежская свита нижнего протерозоя, залегающая со структурным несогласием; коррелируется с глазуновской свитой Курского блока. Воронежская свита слабо метаморфизована. Метаморфизм лосевской серии неоднородный – до амфиболитовой фации.

5. *Воронцовский флишиоидный прогиб*. Крупная линейная структура, граничащая по глубинному разлому на востоке с Лосевским прогибом. Имеет одноярусное строение – существенно осадочная

воронцовская серия нижнего протерозоя. Породы метаморфизованы от зеленосланцевой до алмадин-амфиболитовой фации.

Для получения первичной базы данных территория подверглась *геолого-минералогическому зондированию* (модификация минералогического картирования крупных районов, включая закрытые, по [5]). Точками зондирования являлись скважины, по которым в распоряжении автора имелись шлифовки супракрустальных пород и которые более или менее равномерно освещают площади пяти выделенных геологических элементов территории. Разрезы ряда скважин задокументированы автором с акцентом на минералогические неоднородности пород, последовательность минералообразования.

Расшифровка онтогении пород крупного геологического элемента территории – многоступенчатый процесс, который начался с *онтогенического анализа минеральных агрегатов* под микроскопом. Известно, что метаморфическая порода состоит из метаморфических минералов ведущего парагенезиса, состав которого определяется петрохимическим составом породы и P-T-X условиями ее метаморфизма. Почти всегда в подчиненных количествах присутствуют *ксеногенные минералы*: реликтовые и эпигенетические – индикаторы иных стадий онтогения данной породы. Зачастую минералы ведущего парагенезиса (чаще кварц, полевые шпаты, слюда) представлены двумя субгенерациями, что характерно для пород с ясно проявленной метаморфической полосчатостью, многих порфиробластических сланцев и др.

То есть, состав метаморфических пород разделяется на минералы: реликтовые, сингенетические, диагенетические (закономерно последовательной кристаллизации) и эпигенетические – в терминах генетической минералогии [6]. Таким путем изучены минеральные агрегаты супракрустальных пород пяти петрохимических групп, развитых в районе: метапелиты, метабазиты, кварц-полевошпатовые (“метафельзиты”), карбонатные и железисто-кремнистые породы.

Для исключения конвергенции минеральных преобразований метаморфогенной и постмагматической природы использовались опорные скважины с метапелитами и метамагматитами в разрезах. Выяснение истинной природы латеральной температурной зональности, закартированной предшественниками во всех сланцевых прогибах ВКМ, осуществлялось на опорных участках с большим объемом минералогических исследований, чему благоприятствовала частая пространственная совмещенность этих участков с рудоносными зонами и соответственно их лучшая разбуренность.

Последующие операции характеризуют механизм *топоминералогического анализа*. Первичная минерало-генетическая информация, систематизированная по петрохимическим группам пород, сначала обобщалась для мелких геологических структур (Орловский прогиб КМА, фланг среднего по размерам Тим-Ястребовского прогиба КМА и т.п.) с выходом на *онтогенетические типы пород* в

пределах элементарного топоса. Затем проводилась корреляция онтогенических данных для совокупности “мелких” структур, дабы получить наиболее полную картину многостадийного метаморфогенного минералообразования уже для крупных объектов, каковыми являются охарактеризованные выше пять геологических элементов района.

Результат корреляции – четыре *минералогические колонки*, графически выражающие последовательность *главных* минералогических событий в метапелитовых средах четырех *крупных* элементов территории. Пятая колонка составлена по метабазитам, ибо метапелиты глазуновской свиты имеют очень ограниченное распространение, сильно тектонизированы и потому малоинформативны.

Заключительная операция с выходом на общую, пока рабочую модель пространственно-временного распределения метаморфогенных минералов *всего района* осуществлялась путем сравнительного анализа вышеупомянутых пяти минералогических колонок. Ввиду нарушения требования о петрохимический однородности сопоставляемых сред минералообразования пришлось дополнительно использовать *эволюционные тренды режимов минералогенезиса*, включая такие характеристики как ΔT (степень ксенотермальности или мера пространственной сближенности разнотемпературных минералов одной стадии), ΔP (степень ксенобаричности) и некоторые другие (см. следующий раздел).

Скачкообразные изменения на эволюционных трендах хотя бы одного из параметров режима минералообразования принимались за границы стадий. Сообщества минералов одной стадии в определенной петрохимической группе пород определенного геологического элемента района выделялось как *минеральный комплекс*. Минеральные комплексы той же стадии в иных средах рассматриваются как *петрохимические фации*; той же стадии, но в смежных геологических элементах района – как *структурные фации*.

Работа базируется на данных онтогенического изучения 6,5 тысяч шлифов из 820 скважин, в разной мере освещающих онтогению супракрустальных образований территории площадью 115 тысяч кв.км. Подавляющая часть шлифов заимствована из “старых” шлифовок с крайне низким процентом микрзондовых исследований минералов. Поэтому в настоящей работе используется качественные характеристики режимов многостадийного метаморфогенного минералообразования, что в принципе не должно умалить значимость полученной генетической информации по крупному району ВКМ.

Минеральные мегакомплексы центральной части ВКМ

Онтогения супракрустальных пород района характеризуется одной общей чертой: независимо от состава, территориальной принадлежности, возраста, степени метаморфизма кристаллизация собственно метаморфических минералов закономерно

сменяется образованием вкрапленно-прожилковых и жильных выделений более грубозернистого минерального вещества с парагенезисами, отвечающими примерно тем же Р-Т-условиям образования, что и метаморфический субстрат. В составе субстрата и метатекта выделяются син- и диагенетические минералы, т.е. они относятся к разностадийным образованиям. Укрупнение бласт “сквозных” минералов указывает на скачкообразный рост флюидонасыщенности среды минералообразования. Такое постоянство в эволюции минералообразования свидетельствует, что минералы метаморфической и “флюидной” стадий соотносятся как сингенетические и диагенетические, но на более высоком иерархическом уровне.

Так стало возможным сразу перейти к укрупненной минералогической единице, что существенно упростило выполнение поставленной задачи. Эту единицу мы именуем как *минеральный мегакомплекс (ММК)* – сообщество метаморфических, метасоматических, ультраметаморфических минералов *одного этапа* минералообразования в однородной среде определенного геологического элемента района.

По результатам корреляции минералогических колонок выделяется *восемь этапов метаморфогенного минералообразования* и соответствующее число возрастных групп ММК (рисунок). Вещественные и эволюционные характеристики ММК схематично отражены на рисунке и в таблице. В тексте акцент сделан на вопросе синхронизации ММК, их структурно-фациальной изменчивости. Изложение ведется от древних ММК к поздним.

Раннегиперстенный ММК и его фации. Исходя из общегеологических данных, следует ожидать максимальное развитие древнейших метаморфогенных минералов в супракрустальных породах обоянского комплекса раннего архея, метаморфизованных в условиях гранулитовой - альмандин-амфиболитовой фаций. Действительно, минералогическая колонка гнейсового основания самая полная (рис.); минералы дометаморфической истории отсутствуют, исключая некоторые акцессории [7].

Но в онтогеническом отношении породы обоянского комплекса оказались разнородными. Исследованные породы разделяются на онтогенические типы (далее в сокращении – типы), именуемые по местоположению опорных участков: брянский – апопелитовые гранулиты; бесединский – апобазитовые гранулиты; севский – глиноземистые гнейсы с псевдоморфозами и реликтовыми минералами гранулитовой фации; покровский – “серые гнейсы” с псевдоморфозами, редко реликтами минералов гранулитовой фации; росошанский – “серые гнейсы” с равновесной ассоциацией минералов альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма; донской – тоже, диоритовидные; уковский – гнейсы с квазиравновесными соотношениями минералов гранулитовой, альмандин-амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

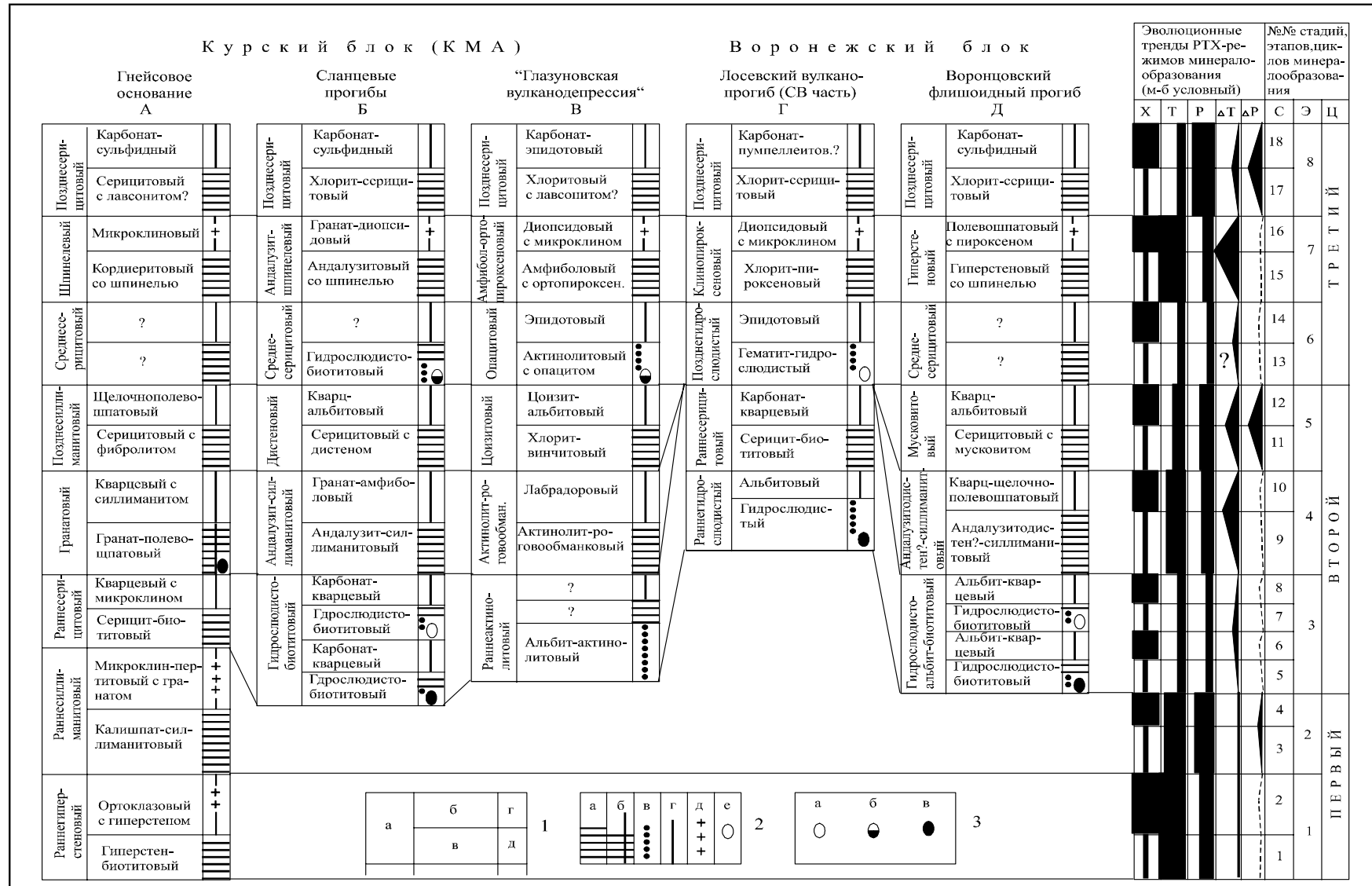


Рисунок. Схема стадийного метаморфогенного минералообразования в метapelитах (А,Б,Г,Д) и metabazитах (В) докембрийских структур центральной части ВКМ: 1 – минералогические колонки с наименованиями минеральных мегакомплексов (а), состоящих из одностадийных минеральных комплексов (б, г) определенного генезиса (г, д); 2 – стадии минералообразования: а) метаморфические, б) интрузивно-метаморфическая (реоморфическая), в) осадочно- и вулканогенно-диагенетические; г) метасоматические; д) интрузивно-анатектические, е) с проявлениями ксеногенной метаморфической минерализации; 3 – ксеногенные минералы, типоморфные для низко- (а), средне- (б), высокотемпературных этапов минералообразования.

Общая схема стадийного метаморфогенного минералообразования (ММО) в метапелитах раннего докембрия ВКМ

Этапы ММО	Стадии ММО	Минеральные фации	Ассоциации пород - продуктов ММО	Опорные скважины (участки)
1	2	3	4	5
1. Раннегиперстеновый высокотемпературный однородный	1. <i>Биотит-гранатовая</i> (метаморфическая) 2. <i>Кварц-кордиерит-ортоклазовая</i> (интрузивно-метасоматическая)	Биотит-гиперстеновая	Гранулитовые гнейсы, чарнокиты	5809 (Брянский); 3552, 3553 (Беседино)
2. Раннесиллиманитовый высокотемпературный однородный	1. <i>Ортоклаз-микроклин-кордиеритовая</i> (метаморфическая) 2. <i>Кварц-гранат-кордиеритовая</i> (анатектическая)	Биотит-кордиерит-калишпатовая	Силлиманит-кордиеритовые и жедрит-силлиманитовые (апогранулитовые) гнейсы, гнейсограниты, аляскиты	3554 (Беседино), 5821 (Севский), 711 (Коденцово)
3. Гидрослюдисто-биотитовый полиритмичный, низкотемпературный, слабо ксенотермальный	1. <i>Кварц-полевошпат-гидрослюдистая</i> (осадочно?-диагенетическая) 2. <i>Серицит-хлорит-биотитовая</i> (метаморфическая) 3. <i>Кварцевая</i> с карбонатом, мусковитом альбитом, микроклином) (метасоматическая)	а) (Альбит)-гидрослюдистая б) (Гранат)-биотитовая	а) Алевролиты, песчаники, туффиты, их альбитизированные, эпидотизированные разновидности (спилозиты, пропилютоиды) б) Филлитовидные сланцы, их окварцованные разновидности - в сланцевых прогибах. Серицитизированные гнейсы (плейрогнейсы), низкотемпературные бластомилониты, их микроклинизированные разновидности - в гнейсовом основании	а) 2858 (Михайловский), 1936 (Белгородский), 8178, 8180 (Еланский), Б-1 (Байгора), 0161 (Икорец). б) 3525 (Тим), 5516 (Волотово), 850 (Мамонский) и др. - в сланцевых прогибах. 32 (Воронец), 1135 (Приосколье), 7589 (Обоянь) и др. - в гнейсовом основании
4. Андалузит-силлиманитовый средне-высокотемпературный умеренно ксенотермальный	1. <i>Хлорит-кордиерит-гранат-полевошпатовая</i> (метаморфическая + реоморфическая) 2. <i>Кварц-щелочнополевошпатовая</i> (интрузивно-метасоматическая)	а) Хлорит-ставролитовая б) Биотит-ставролитовая в) Биотит-силлиманитовая	а) Узловатые филлитовидные сланцы, их окварцованные, фельдшпатизированные, амфиболлизированные разновидности. б) Слюдяные сланцы, микрогнейсы, грейзеноиды, скарноиды, порфиробластические мигматиты, "ороговикованные" бластомилониты. в) Слюдяные парагнейсы, мигматиты, гранит-анатектиты. В гнейсовом основании - реоморфические гнейсы	а) 4317 (Тим), 5517 (Волотово), 829 (Мамон), 550с (Маргтыновский) и др. б) 3387 (Копенки), 4317 Тим, 5517 (Волотово), 841 (Мамон). В гнейсовом основании - 32 (Воронец), 5821 (Севский). в) 5429 (Волотово), 777с (Мамон), В-11 (Панино). В гнейсовом основании - 5830 (Севский), 7541 (Уколовский) и др.

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5
<p>5. Дистеновый низко-средне-температурный умеренно ксенотермальный</p>	<p>1. <i>(Дистен)-ставролит-кварц-полевошпатовая</i> (метаморфическая) 2. <i>Мусковит-щелочнополевошпат-кварцевая</i> (метасоматическая)</p>	<p>а) Серицит-биотит-хлоритоидная б) Ставролитовая в) Мусковит-силлиманитовая</p>	<p>а) Филлониты, их окварцованные, мусковитизированные разности. б) То же самое. в) Очковые гнейсы, бластомилониты, гнейсограниты, граносиенитогнейсы</p>	<p>а) 2911 (Реутец), 4317 (Тим), 5517 (Волотово), 3772 (Гремячинский) б) 2768 (Реутец), 3760 (Жидеево), 304а (Губкинский) в) 5420 (Приосколье), 7575 (Опочковский), 801 (Мамонский), 7055 (Петропавловский)</p>
<p>6. Позднегоидный низкотемпературный слабо ксенотермальный</p>	<p>1. <i>Эпидот-гидрослюдистая</i> (диагенетическая) 2. <i>Серицитовая</i> (метаморфическая) 3. <i>(Эпидот)-кварцевая</i> (метасоматическая)</p>	<p>а) Хлорит-гидрослюдистая б) Хлорит-серицитовая</p>	<p>а) Полимиктовые песчаники, туффиты, их пропилизированные разности. б) Рассланцованные, серицитизированные полимиктовые песчаники, туффиты</p>	<p>а) 075, 076 (Воронежский), К-15 (Ольховский), 0160 (Икорец) б) 2557 (Глуховской)</p>
<p>7. Андалузит-шпинелевый (позднегоидный) средне-высокотемпературный резко ксенотермальный</p>	<p>1. <i>Хлорит-кордиерит-пироксен-полевошпатовая</i> (метаморфическая) 2. <i>Кварц-мусковит-микроклиновая</i> (метасоматическая, интрузивно-анатектическая)</p>	<p>а) Андалузитовая б) Силлиманит-кордиеритовая в) Силлиманит-шпинелевая</p>	<p>а) Роговиковоподобные породы с биотитом, хиастолитом, эденитом; скарноиды гранат-пироксеновые. б) “Роговики” гранат-кордиеритовые, шпинелевые, силлиманитовые; грейзеноиды, скарноиды, пегматоидные граниты. в) “Роговики” калишпат-кордиеритовые, шпинелевые, пироксеновые; граниты, интрузивные чарнокиты?</p>	<p>а) 2930 (Орловский), 3078 (Тим), 8846 (Байгора). б) 3338 (Тросна), 5257 (Приосколье), 706а (Подколдновский) в) 3339 (Тросна), 5257 (Приосколье), 7169 (Ширяевский), 288а (Подколдновский)</p>
<p>8. Позднесерицитовый низкотемпературный слабо ксенотермальный</p>	<p>1. <i>(Биотит)-хлорит-серицитовая</i> (метаморфическая) 2. <i>Сульфидно-карбонатная</i> (метасоматическая)</p>	<p>а) Хлорит-серицитовая б) Биотит-щелочнополевошпатовая</p>	<p>а) Низкотемпературные бластомилониты, диафориты, околотрещинные березитоиды б) Биотитовые бластомилониты, околотрещинные альбититы, микроклиниты</p>	<p>а) Многие скважины в породах гнейсового основания, сланцевых прогибов. б) 3042 (Щигры)</p>

Из перечисленных пород только уковские гнейсы можно считать переходным звеном между породами гранулитовой и альмандин-амфиболитовой фаций метаморфизма. Но они, как будет показано ниже, имеют активные контакты с породами сланцевых прогибов КМА, т.е. являются “молодыми” гнейсами. В остальных случаях сонахождения минералы гранулитового парагенезиса активно замещаются более низкотемпературными минералами. Важно, что мигматизированные гранулитовые гнейсы и кристаллосланцы содержат в составе жильного метатекта ортопироксен-2 и что эндрбит-мигматиты подвергаются метаморфической перекристаллизации в условиях альмандин-амфиболитовой фации (Покровский участок).

Таким образом, глубоко метаморфизованные и гранитизированные породы обоянского комплекса состоят из метаморфогенных минералов трех возрастных групп. Из них древнейшей является группа с гиперстеном в качестве типоморфного минерала минеральных сообществ в метапелитах, метабазилах, железистых кварцитах. Данные сообщества соотносятся как петрохимические фации раннегиперстенового ММК в метапелитах. Структурные фации не обнаружены.

Термальный режим становления ММК первого этапа не выходил за рамки роговообманково-гранулитовой субфации регионального метаморфизма (таблица). Тектонический режим, видимо, был также весьма однородным. Метаморфогенная гиперстенсодержащая минерализация проявилась еще в седьмом этапе (рисунок), но в условиях иного эндогенного режима и при изменившейся геологической обстановке.

Раннесиллиманитовый ММК и его фации. Выходы гранулитов брянского и бесединского типов, как правило, окаймлены ареалами апогранулитовых гнейсов севского, покровского типов, которые сменяются обширным полем плагиогнейсов росошанского типа, а на границе с Воронежским блоком – плагиогнейсами донского типа.

В составе указанных типов гнейсов ведущую роль играют метаморфогенные минералы с условиями кристаллизации альмандин-амфиболитовой фации. Примечательной онтогенической особенностью плагиогнейсов росошанского и донского типов является линзовидная полосчатость с обтеканием фемическими минералами (биотит, роговая обманка) ступков фельзического вещества. В донских гнейсах это явление выражено резче и сопровождается общим укрупнением метаморфических минералов, особенно плагиоклаза.

Жильный метатект в гнейсах севского типа представлен гранат-кордиеритсодержащими аляскитами. Для гнейсов остальных типов, включая апогранулитовые “серые гнейсы” покровского типа, характерны жилы двуполевошпатовых и плагиоклазовых гранитов.

Таким образом, после становления раннегиперстеновых ММК, спустя некоторое время, в одно-

родных условиях альмандин-амфиболитовой фации сформировались новые минеральные сообщества с участием минералов метаморфической и ультраметаморфической стадий – второго ритма онтогенеза пород обоянского комплекса.

Метапелитовая среда, в которой кристаллизовались минералы второго ритма (этапа), была неоднородной по составу. Типоморфным минералом апопелитовых гнейсов является не столько силлиманит, распространенный на ограниченной площади (выходы гнейсов севского типа), сколько биотит-3 и роговая обманка-2 “серых гнейсов”. Отмеченное выше закономерное распределение типов гнейсов и соответствующих им петрохимических субфаций в метапелитах определено указывает на влияние тектонического фактора.

Петрохимическая зональность была замечена предшественниками, выделившими брянский, росошанский, донской типы разрезов обоянского комплекса (Геологическая карта ВКМ..., 1999). Хотя различия в разрезах, вероятно, были заложены в дометаморфический период, минералогические данные свидетельствуют о проявлении структурной неоднородности вмещающей среды и при становлении раннесиллиманитового ММК и его субфаций в метапелитах. На площади развития гнейсов росошанского типа динамический режим минералообразования был беспокойным относительно участков распространения гнейсов севского и покровского типов. В полосе, занимаемой гнейсами донского типа, условия кристаллизации минералов были особо мобильными, контрастными по флюидному режиму.

То есть, температурный режим второго этапа, как и первого, был однородным, но динамический режим – зональным. Предполагаемый центр зональности – шовная зона между Курским и Воронежским блоками.

Гидрослюдисто-биотитовый ММК и его фации. В гнейсах обоянского комплекса развита наложенная низкотемпературная минерализация с породообразующей ролью в плейрогнейсах, бластомилонитах, других диафоритах. Крупные выходы плейрогнейсов (структурная разновидность серицитизированных гнейсов) тяготеют к обрамлению сланцевых прогибов КМА. На Севском и других участках филлониты, изофациальные по условиям метаморфизма с плейрогнейсами, содержат эпигенетическую высокотемпературную минерализацию, не связанную с интрузиями. Такой же эволюцией характеризуются и ранние минеральные изменения пород сланцевых прогибов КМА. Эти данные указывают, что с какого-то момента времени минералогические события в гнейсовом основании и сланцевых прогибах были синхронизированы.

Характер событий лучше реконструируется по метапелитам Воронцовского прогиба и особенно – по хорошо дифференцированным метапелитам сланцевых прогибов КМА. Выделенные в последних гидрослюдисто-биотитовый, андалузит-силли-

манитовый и дистеновый мегакомплексы являются эталонными для сравнительного анализа ММК третьего - пятого этапов.

На площади Михайловского, Белгородского, реже других прогибов КМА развиты очень слабо метаморфизованные осадочные породы существенно гидрослюдистого состава*, в которых полосы более раскристаллизованного кварц-серицитового вещества с переменным содержанием хлорита, биотита трассируют трещинки кливажа слоевого течения. На участках сгущения кливажа гидрослюдистые сланцы преобразуются в серицитовые филлитовидные сланцы, имеющие значительное большее площадное распространение. Филлитовидные сланцы насыщены "слепыми" прожилками кварца с переменным содержанием карбоната, слюды, сульфидов. Генезис прожилков метасоматический, либо латераль-секреционный. Онтогения рассматриваемых сланцев характеризуется устойчивой последовательностью кристаллизации минералов осадочно-диагенетической (?), метаморфической, метасоматической стадий.

Режим метаморфической и метасоматической стадий отвечал условиям зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (табл.). Режим стадии дозеленосланцевых изменений не очевиден. Дополнительная информация получена на площади Лосевского вулканопрогиба, где закартирован самый крупный в районе выход очень слабо метаморфизованных пород. Здесь гидрослюдистые сланцы высокоизвестковистых метапелитов переслаиваются с зеленокаменными породами лосевской серии. В зеленокаменных породах лейсты магматического плагиоклаза рекристаллизованы и альбитизированы, что является типоморфным признаком разложения плагиоклаза в результате спилитовой реакции. Прочие минеральные преобразования, проявленные по всей массе базальтоидов и в виде прожилковых выделений, отличаются от конвергентных зеленосланцевых изменений отсутствием признаков кливажа слоевого течения, т.е. стресса.

В метапелитах, чередующихся с зеленокаменными породами, отмечаются новообразования альбита, карбоната, что интерпретируется как проявление адинолизации. В зонах смятия с развитием кливажа течения зеленокаменные породы преобразуются в ортосланцы, а гидрослюдистые метапелиты – в филлитовидные сланцы с метасоматическими прожилками, содержащими бласты альбита-2.

То есть, ранние минеральные преобразования пород лосевской серии разделяются на два завершённых метаморфо-метасоматических ритма: 1) зеленокаменный с раннегидрослюдистым ММК в метапелитах, 2) зеленосланцевый с раннесерицито-

вым ММК (см. рисунок). Судя по реликтам структуры спилитового разложения плагиоклаза, сохраняющейся благодаря высокой вязкости базальтоидов до условий эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, такой ход событий был характерен для ранних преобразований пород александровской свиты михайловской серии, тимской свиты оскольской серии, нижней толщи глазунской свиты.

Филлитовидные сланцы воронцовской серии одноименного прогиба чаще, чем даже аналогичные породы вулканогенно-осадочной оскольской серии, содержат метаморфический альбит. Альбитоносность воронцовских сланцев логично увязать с дозеленосланцевой адинолизацией, синхронной с вулканизмом в смежной Лосевской структуре. Осадочно-диагенетическая природа ранней гидрослюдизации наиболее вероятна для пелитов курской серии.

Ввиду отсутствия критериев различия осадочно-диагенетических и раннеметаморфических гидрослюд решено объединить минералы осадочно-диагенетической, зеленокаменной и зеленосланцевой стадий, а также сопряженные с метаморфизмом ранне- и позднеметасоматические минералы метапелитов сланцевых прогибов территории в одну возрастную группу. К этой же группе отнесены минералы ранних низкотемпературных преобразований метапелитов гнейсового основания.

Возрастное положение группы минеральных сообществ, представленных в метапелитовой среде гидрослюдисто-биотитовым ММК сланцевых прогибов КМА, гидрослюдисто-альбит-биотитовым ММК Воронцовского прогиба, совокупностью раннегидрослюдистого и раннесерицитового ММК Лосевского прогиба, раннесерицитовым ММК гнейсового основания (см. рисунок), устанавливается по ксеногенным минералам. Это терригенно-обломочные, либо реликтовые высокотемпературные минералы гнейсового основания, с одной стороны, и эпигенетические среднетемпературные минералы зон регионального "ороговикования" филлитовидных сланцев – с другой стороны.

Выделенный в таких рамках этап низкотемпературного минералообразования был очень продолжительным и включал две-три стадии зеленосланцевых преобразований, разделенные периодами осадконакопления, вулканизма, диагенеза, складчатости пород. Об этом свидетельствует онтогения рассланцованных, биотитизированных полимиктовых песчаников оскольской серии; с литокластами филлитовидных сланцев. Такие песчаники встречаются и в вороцовской серии (Еланский, Мамонский участки). Онтогения этих песчаников указывает на *повторяемость во времени одинаковых условий метаморфогенного минералообразования*, т.е. пульсационный (*полиритмичный*) режим соответствующего этапа.

Итак, становление минеральных сообществ третьего этапа было длительным, характеризовалось изменчивым температурным режимом, который, однако, не выходил за рамки зеленосланцевой фа-

* Здесь и далее: гидрослюда – условное название крипто-тонкочешуйчатой слюды с двупреломлением не более 0,02; серицит – тонкочешуйчатый мусковит; мусковит – средне-крупночешуйчатая разновидность.

ции метаморфизма (табл.). Для сообществ сланцевых прогибов КМА и Воронцовского прогиба устанавливается полиритмичность с повторением режима зеленосланцевых изменений. В породах Лосевского прогиба проявлен один ритм с зеленосланцевыми изменениями, скорее всего – поздний.

Намечается закономерная структурно-фациальная изменчивость рассматриваемой минерализации. По латерали с долей условности выделяются минералогические зоны в метапелитовой среде: Западно-Курская слюдистая, Лосевская карбонат-альбит-слюдистая, Воронцовская альбит-слюдистая. Слабо изученная Восточно-Курская зона теоретически должна быть подобной Воронцовской. В Западно-Курской зоне гидрослюдисто-биотитовый ММК сланцевых прогибов фациально замещается ранне-серицитовым ММК гнейсового основания. Таким образом, третий этап – период дальнейшего усложнения организации мира метаморфогенных минералов ВКМ.

Андалузит-силлиманитовый и дистеновый ММК, их фации. А.А. Глагоголев [8] ранее других обратил внимание, что по направлению к гнейсовому обрамлению сланцевых прогибов КМА филлитовидные сланцы, как правило, переходят в слюдяные сланцы и парагнейсы. Наблюдаемую температурную зональность он связывал с положением потоков гранитизирующих флюидов в гнейсовом основании.

Нами детально изучались две относительно высокотемпературные метаморфические зоны. Одна из них тянется вдоль северо-восточного фланга Тим-Ястребовского прогиба. На исследованном интервале зоны развиты метабазальтоиды тимской свиты оскольской серии, представленные массивными микроамфиболитами и полосчатыми биотит-амфиболовыми сланцами с морфологией тел типичных бластомилонитов - ортосланцев. Ортосланцы обогащены жильно-прожилковым материалом карбонат-кварцевого состава. С приближением к контакту с породами гнейсового основания метабазиты насыщаются до 10-30% объема жилами аплитов, гнейсовидных гранодиоритов. Одной из скважин вскрыт шток (?) гнейсо-гранодиоритов с отторженцем микроамфиболитов.

Микроскопическое изучение пород показало, что бластомилониты, как и заключенный в них жильный материал, существенно перекристаллизованы и петрографически отвечают кристаллическим сланцам, кварцитам, мраморам, изофациальным по условиям образования с вмещающими микроамфиболитами. Но главное – кварциты, еще сохранившие прожилковую форму залегания, содержат просечки новообразованного карбоната в парагенезисе с роговой обманкой, диопсидом, гранатом, другими высокотемпературными минералами, что однозначно указывает на *телескопирование нового метаморфометасоматического ритма и его проградный характер относительно метаморфогенной минерализации предшествующего этапа.*

Клинопироксен, появившийся сначала в составе метатекта актинолит-роговообманковых микроамфиболитов, на участках сгущения жил гранитоидов образует парагенезис с зеленой роговой обманкой метаморфического субстрата. Более высокотемпературные парагенезисы, ожидаемые на контакте с массивом гнейсо-гранодиоритов, не зафиксированы.

В 5-6 км к юго-востоку по простиранию зоны микроамфиболиты тимской свиты расслоены пластами высокоуглеродистых и глиноземистых сланцев, сильно перемятых, рассланцованных. В глиноземистых сланцах кордиерит нацело замещен слюдой; отмечены параморфозы дистена по андалузиту. Дистен равновесен со стебельчатым серицитом зоннок филлонитизации слюдяных сланцев. В филлонитах развиты мусковит-кварцевые прожилки.

Более полные данные по этапу ретроградных изменений слюдяных сланцев получены при изучении второй метаморфической зоны, которая окаймляет с востока и юга ареал филлитовидных сланцев Михайловского прогиба. В разрезе метаморфической зоны участвуют метапелиты, железокремнистые породы, реже метафельзиты, карбонатные породы и метабазиты, принадлежащие трем свитам курской серии и лебединской свите михайловской серии. По смене андалузит- и ставролитсодержащих парагенезисов силлиманитовыми с олигоклазом картируется температурная зональность с центрами в породах гнейсового обрамления прогиба. Подзона парагнейсов, совпадает с полосой развития инъекционных жил гранитоидов. Здесь же имеются куполовидные тела гнейсо-гранодиоритов.

На всем протяжении метаморфической зоны породы неравномерно рассланцованы с образованием вторичной кристаллизационной сланцеватости и полосчатости. Новообразованные парагенезисы в метапелитах включают хлоритоид, дистен, ставролит-2, хлорит; распространен стебельчатый серицит. Примечательно зональное распределение минералов с развитием хлорита, хлоритоида, биотита - во внутренней подзоне, дистена, ставролита, реже хлоритоида – во внешней подзоне. Зональность в целом согласуется с температурной зональностью ранее образованного минерального сообщества.

Такая согласованность должна иметь общую причину в виде единого энергетического источника, который эволюционировал бы соответствующим образом. Вариант с массивами гнейсо-гранодиоритов отпадает из-за отсутствия заметного термального воздействия на контактах со сланцами и одноактного становления интрузивных тел. Подходящий объект – более крупные тела, сложенные *гнейсами уковского типа*, которые отличаются от рассмотренных ранее типов гнейсов обоянского комплекса пульсирующим режимом кристаллизации минералов, принадлежащим двум метаморфо-метасоматическим ритмам.

На опорном участке, расположенном восточнее Волотовского прогиба, гнейсы содержат глино-

земистые минералы и ортоклаз, замещающийся решетчатым микроклином, что сближает их с апогранулитовыми гнейсами севского типа. Но все породообразующие минералы: полевые шпаты, кварц, гранат, биотит, кордиерит, силлиманит, графит – представлены несколькими субгенерациями без четкого разделения на минералы сингенетической и диагенетической стадий кристаллизации. Это особенно заметно на крупных зернах метасоматических полевых шпатов, наблюдаемых в шлифе и в виде “свежих” порфириобласт, и в виде расплюснутых, частично рекристаллизованных обломков.

В целом гнейсы уколовского типа сложены двумя минеральными ассоциациями, образованными в условиях нестабильности тектонического режима. При господстве ранней минерализации, включающей метаморфические и метасоматические минералы, породы характеризуются волнисто изогнутой гнейсовидностью с элементами свилеватой текстуры. Типоморфный минерал ассоциации – гранат, образующий крупные бласты с признаками зонального строения. Для поздней ассоциации типоморфен парагенезис серицита (мусковита) с силлиманитом волокнистым и призматическим. При его развитии породы петрографически отвечают очковым гнейсам - бластомилонитам.

На Севском участке однотипная серицит-силлиманитовая минерализация телескопирована на более низкотемпературную (раннесерицитовый ММК). То есть, между кристаллизацией минералов ранней и поздней ассоциаций уколовских гнейсов была временная, видимо, непродолжительная пауза.

На Губкинском участке та же минерализация предшествует кварц-щелочнополевошпатовой – ведущей в составе гнейсо-гранитов Атамановского “массива”. В гранитоидах еще резче, чем в уколовских гнейсах, проявлен нестационарный тектонический режим кристаллизации породообразующих минералов. Данная кварц-щелочнополевошпатовая минерализация является естественным завершением позднего метаморфо-ультраметагенного ритма, начинающегося с кристаллизации метаморфических серицита, силлиманита в очковых гнейсах.

На Опочковском участке, расположенном восточнее Тим-Ястребовского прогиба, очковые гнейсы с силлиманитом скв. 7575 имеют нерезкий контакт с метаосадочными породами (глиноземистые сланцы, железистые кварциты) предположительно курской серии. Сланцы инъецированы жилами гранитоидов атамановского типа; неравномерно милонитизированы, содержат слюдяные псевдоморфозы по вкрапленным силиката алюминия (дистен, либо андалузит). Важно, что силлиманитовая температурная зона, в которой располагаются очковые гнейсы, непосредственно переходит в дистеновую (андалузитовую) по метаосадочным породам сланцевого прогиба. Неопределенность с силикатом алюминия проясняется в метаморфической зоне слюдяных сланцев, опоясывающей с юга Тим-

Ястребовский прогиб: именно она насыщена проявлениями дистеновой минерализации.

Таким образом, в метапелитах Западно-Курского района устанавливаются два последовательно образованных умеренно ксенотермальных ММК: андалузит-силлиманитовый и дистеновый, которые связаны *латеральной температурной зональностью* с двумя ММК гнейсового основания – гранатовым и позднесиллиманитовым (рис.). Латеральная зональность указывает на подъем разогретых участков гнейсового основания и соответственно минералов раннегиперстенового, раннесиллиманитового ММК на один гипсометрический уровень с минеральными сообществами сланцевых прогибов. По совокупности минералогических и геологических данных, основным поставщиком глубинных минералов были апопелитовые гранулиты брянского типа – концентраторы минералов раннегиперстенового ММК.

Выделенные таким способом средне-высокотемпературные ММК четвертого - пятого этапов сопоставляются с андалузитодистен (?) - силлиманитовым и мусковитовым ММК Воронцовского прогиба – рис. Минералы первого мегакомплекса имеют породообразующее значение в составе слюдяных сланцев и парагнейсов воронцовской серии. Последние образуют выходы линейно-изогнутой формы на фоне развития пород метаморфической зоны филлитовидных сланцев. Глиноземистые сланцы содержат бласты андалузита с аномальным косым угасанием, возможно, обусловленным кристаллизацией минерала вблизи линии полиморфного перехода “андалузит-дистен”.

Минералы второго мегакомплекса концентрируются в филлонитах, особо распространенных в зоне перехода парагнейсов воронцовской серии в гнейсы купольных, по [9], структур. Типоморфные минералы: стебельчатый серицит, ставролит-2 и мусковит, выделившийся несколько позднее. Дистен на 15 исследованных участках не обнаружен.

Гнейсы купольных структур (опорный участок – Подколодновский) участвуют в температурной зональности, но онтогенетически резко отличаются от парагнейсов воронцовской серии. По условиям минералообразования и четким признакам двухэтапного становления они являются аналогами гнейсов уколовского типа. Но в раннем ММК подколодновских гнейсов “место” граната занимает кордиерит.

В Лосевском вулканопрогибе пород с минеральным составом, отвечающим режиму становления андалузит-силлиманитового и дистенового ММК, не установлено. Высокометаморфизованные породы, изученные на Прилужском, Воронежском, Данковском участках, соответствуют гнейсам донского типа, испытавшим переработку в низко-, местами среднетемпературных условиях. В полосе развития донских гнейсов (опорный участок – Лискинский) аналоги гнейсов уколовского типа также не выявлены. Но развитые в Павловско-Стрелицкой

шовной зоне гнейсограниты, граносиенитогнейсы онтогенически близки гнейсогранитам атамановского типа. Данная минерализация условно синхронизируется с ультраметагенной стадией становления позднесиллиманитового ММК гнейсового основания.

В Восточно-Курском районе базальтоиды нижней толщи глазуновской свиты после зеленокаменных и зеленосланцевых изменений испытали переработку в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (рисунок). Тем самым проявляется их онтогеническая близость с базальтоидами тимской свиты Тим-Ястребовского прогиба (см. выше).

Таким образом, в метапелитах сланцевых прогибов, за исключением, видимо, Лосевского прогиба, проявлена метаморфогенная минерализация, телескопированная на гидрослюдисто-биотитовый ММК и его фации, генетически связанная с двухэтапной минералогической эволюцией тел гнейсов уковского типа в Западно-Курском районе и подколдовского типа – на площади Воронцовского прогиба. Общая черта новообразованных ММК – сокристаллизация разнотемпературных минералов с обособлением по латерали температурных фаций на зоны шириной не менее сотни метров. ММК позднего (пятого) этапа сформировались при некотором спаде температуры и росте тангенциального давления. Более резкий скачок давления имел место в Западно-Курском районе с ареалами дистенового ММК.

В течение третьего-пятого этапов усиливалась тенденция площадного сокращения участков активного метаморфогенного минералообразования. Качественно новая закономерность – участие в латеральной зональности минеральных сообществ гнейсового основания, то есть стирание границ между ММК *разноглубинных минеральных стратозон.*

Позднегидрослюдистый ММК, его фации. Минералогические события шестого-седьмого этапов четко фиксируются онтогенной вулканогенно-осадочных пород воронежской свиты и ее предполагаемых возрастных аналогов в Курском блоке. Они, как и в третьем этапе, начинаются с низкотемпературных преобразований пород.

Метапсаммиты воронежской свиты, содержащие литокласты зеленокаменных пород подстилающей лосевской серии, имеют существенно гидрослюдистый цемент. Он заметно перекристаллизован с образованием серицита, хлорита, эпидота, других низкотемпературных минералов лишь на контакте с базальтоидами субвулканической и эффузивной фаций. Последняя тяготеет к верхам разреза воронежской свиты и характеризуется развитием постмагматической минерализации, образовавшейся в условиях режима: малоглубинного (опацитизация, гематитизация), ксенотермального (ведущая роль смектит-актинолитового парагенезиса), тектонически пассивной среды (по отличной сохранности магматических структур и текстур).

По мнению автора, приведенных признаков достаточно для отнесения рассмотренной минерализации в породах воронежской свиты к метасоматической формации субаэральных пропилитов, не связанной с региональным метаморфизмом. Но синвулканические опацит-пропилитовые изменения отмечены и в андезитоидах верхней толщи глазуновской свиты (Никитовский участок), в вулканомиктовых и полимиктовых породах с неопределенными условиями залегания в разрезе оскольской серии (Тим-Ястребовский прогиб, Роговской участок). Обломочные породы обоих участков содержат литокласты микроамфиболитов, куммингтонитовых кварцитов, мраморов, образовавшихся в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В этом отношении они являются аналогами полимиктовых песчаников нерасчлененной оскольской серии Глушковского участка (Крупецкой прогиб), для которых установлена смена гидрослюдистой стадии минералообразования (диагенетической) серицит-биотитовой с режимом зеленосланцевой фации метаморфизма.

Заметим, что сингенетические красноцветные изменения (гематитизация) характерны для аркозов и риолитовых туфов курбакинской свиты оскольской серии (Михайловский прогиб), которые неравномерно рассланцованы и серицитизированы также в условиях зеленосланцевой фации.

Отсюда следует: на какой-то площади Курского блока (более вероятно – в его западном сегменте) повторилась эволюционная ситуация третьего этапа с трехчленным ритмом минералообразования, но с заменой промежуточной стадии зеленокаменных изменений в породах сланцевых прогибов опацит-пропилитовыми и красноцветными изменениями в вулканогенно-осадочных толщах нового поколения и, видимо, иной геотектонической позиции.

Поздний гидрослюдисто-биотитовый ММК, отделенный на территории КМА от конвергентного минерального сообщества третьего этапа временем становления андалузит-силлиманитового и дистенового ММК, имеет еще меньшее площадное распространение, чем дистеновый ММК. Незавершенность ритма ранних минеральных преобразований воронежской свиты и его возрастных аналогов – характерная черта шестого этапа; в метапелитовой среде максимальное распространение имела гидрослюда.

Есть основания полагать, что из многочисленных трещинных зон в гнейсовом основании и сланцевом фундаменте “молодых” вулканоструктур имеются зоны низкотемпературной бластомилонитизации с ведущей ролью минералов, разновозрастных с позднегидрослюдистым ММК. К их числу мы относим серицитовую метаморфогенную минерализацию с эпидотом, распространенным даже в малоизвестковистых метапелитах (Михайловский прогиб). Намеченная таким образом структурная фация получила наименование “среднесерицитовый ММК”, ареалы которого с учетом глубокой эрозии

молодых вулканоструктур должны иметь большее площадное распространение, чем ареалы основной фации.

Андалузит-шпинелевый (позднегоиперстеновый) ММК. На Никитовском и Роговском участках опацил-пропилитовые изменения вулканических пород завуалированы наложенной метаморфической и метасоматической минерализацией с пиковыми условиями температуры, определяемой по парагенезисам в метабазах: бурая роговая обманка+пироксен – в перекристаллизованном субстрате, диопсид+микроклин, иногда гранат – в метатекте. Смена высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными происходит на расстоянии 1-5 м, т.е. режим минералообразования был резко ксенотермальный, как в зонах контактового плутонометаморфизма.

На Никитовском участке вскрыт силл габродолеритов смородинского комплекса. Но его контактное воздействие заметно лишь в ксенолитах вмещающих базальтоидов глазуновской свиты, которые метаморфизованы примерно одинаково с перекрывающими андезитоидами верхней толщи. Замечено, что высокотемпературные зоны сопряжены с интервалами сгущения жил гранитоидов неопределенной формационной принадлежности. Но суммарная мощность жил недостаточна, чтобы вызвать столь значительный метаморфизм пород.

На Роговском участке полимиктовые породы оскольской серии интродированы довольно крупным штоком гранодиоритов стойло-николаевского комплекса. Однако закономерного расположения изоград около интрузии не наблюдается.

По А.А.Чибрякову [10], интрузии стойло-николаевского комплекса ороговиковавают регионально метаморфизованные породы курской серии. Нами с онтогенетических позиций изучены два проявления предполагаемого контактового метаморфизма пород курской серии.

В Орловском прогибе околоинтрузивное ороговикование, на первый взгляд, подтверждается присутствием двух генераций кордиерита в слюдяных сланцах курской серии. Кордиерит-2 совместно с андалузитом образует узелки в филлонитизированной основной ткани слюдяного сланца, содержащего реликтовые зерна кордиерита-1. В железистых кварцитах появляется гиперстен с признаками более поздней кристаллизации относительно куммингтонита. О резко ксенотермальном режиме наложенной минерализации свидетельствуют гранат-диопсидовые просечки в гематитовых кварцитах с хорошей сохранностью структур дозеленосланцевой(!) джеспилитизации. Однако намечается лучшая согласованность высокотемпературных зон с положением некоторых разрывных нарушений, трассируемых дайками метадацитов, чем с конфигурацией интрузии стойло-николаевского комплекса.

В Михайловском прогибе, севернее Троснянского массива гранитоидов стойло-николаевского комплекса развиты филлонитизированные слюдя-

ные сланцы курской серии, содержащие вкрапленность зеленой шпинели в парагенезисе с почти бесцветным ставролитом. Шпинельсодержащие сланцы перемежаются с эндербитоподобными породами, характеризующимися близодновременной кристаллизацией клинопироксена, роговой обманки и цоизита.

Новообразования шпинели отмечены еще на ряде участков с признаками позднего “ороговикования” метапелитов сланцевых прогибов КМА, Воронцовского прогиба, а также гнейсового основания. В целом, все проявления подобного рода разделяются на андалузитсодержащие и шпинельсодержащие. На Подколодновском участке (скв. 706а) изучены метапелиты, в которых кордиерит частично разлагается на герцинит и силлиманит, видимо, в связи с ростом давления. Здесь также присутствуют эндербитоподобные породы. Они же отмечены и на Ширяевском участке Воронцовского прогиба, где в метапелитах сланцевых прогибов зафиксирован самый высокотемпературный парагенезис: гиперстен+шпинель (скв.7169).

Однотипная по режиму проградная минерализация локально проявлена в зеленокаменно измененных вулканитах лосевской серии и пропильтизированных породах воронежской свиты. Ее проявления зачастую совмещены с выходами дифференцированных габброидных интрузий ольховского комплекса. В Воронцовском прогибе замечена пространственная связь рассматриваемой минерализации с дайками диоритов неясной формационной принадлежности.

Таким образом, в стратифицируемых образованиях раннего докембрия: от обоянского комплекса до воронежской и глазуновской свит включительно, проявлена уникальная по условиям образования минерализация. Она еще контролируется петрохимическим составом вмещающей среды, но уже не зависит от тектонической гетерогенности района (рисунок). Это резко ксенотермальная минерализация со сближенным (первые метры) взаиморасположением изоград. Она развита обычно в зонах бластомилонитизации (вязких разломах), которые теоретически должны быть амагматичными. Тем не менее, практически все проявления пространственно связаны с раннепротерозойскими плутонами разных магматических формаций, но почему-то при обязательном участии диоритов в форме дериватов многофазных комплексов, либо дифференциатов однофазных плутонов. При этом расположение минеральных температурных фаций в околоинтрузивных зонах не подчиняется конфигурации плутонов.

Позднесерицитовый ММК. К данному ММК отнесена метаморфогенная минерализация многочисленных вязких разломов в супракрустальных породах территории, которая коррелируется по условиям образования с ретроградными изменениями “роговиков” Подколодновского, Никитовского и других участков. Минерализация проявляет независимость состава не только от тектонической гетеро-

генности среды, но в определенной мере и от петрохимического состава – рисунок. То есть, она имеет переходные черты к тектоно-метасоматическому минералогенезису.

О переходных условиях косвенно свидетельствует появление новых минералов. К ним относятся пренит, флюорит, а также минералы с оптическими константами лавсонита, пумпеллиита, щелочного амфибола, требующие ввиду их петрогенетической важности более точной диагностики другими методами.

Некоторые проявления позднесерицитового ММК ассоциируют с дайками сиенит-порфиоров (Губкинский участок), телами редкометальных альбититов, микроклинитов (Северо-Вологовский участок).

В целом минерализация слабо ксенотермальная. Более резкая контрастность предполагается по барическому режиму.

Еще более поздняя минерализация представлена сообществами гипергенных, гидротермально-метасоматических минералов малых глубин; типоморфны адуляр, халцедон, друзовый кварц. Данная минерализация контролируется зонами кактаклаза и характеризует постметаморфическую историю супракрустальных пород ВКМ.

Региональная минералогическая зональность

Сравнительный анализ онтогенетических данных по раннедокембрийским стратифицируемым образованиям центральной части ВКМ позволяет сделать основной вывод: *все метаморфогенные минералы территории разделяются, по меньшей мере, на восемь возрастных групп*. Шесть из них характеризуются неповторимыми условиями образования, т.е. играют роль своеобразных минералогических хронометров. Судя по распространенности супракрустальных пород на поверхности ВКМ, метаморфогенные минералы действительно образуют гигантское минеральное тело. Намечается определенное пространственно-временная упорядоченность этого полихронного тела.

Временные (эволюционные) закономерности. Главная закономерность, которой подчиняется распределение минералов независимо от возраста, режима и места проявления метаморфизма – это организация метаморфических и изофациальных по Р-Т-режиму кристаллизации метасоматических, ультраметаморфических минералов в единые минеральные сообщества, которые формировались по двухстадийной схеме: первая стадия – метаморфическая, вторая – ультраметагенная. При повторном метаморфизме возникала новая метаморфо-метасоматическая пара минеральных сообществ, обуславливая *ритмичность минералообразования* на участках проявления полиметаморфизма.

Указанную ритмичность логично связать с закрытостью минералообразующих систем, то есть

возникновением во вмещающей среде геологической ситуации типа автоклава с накоплением летучих и подвижных петрогенных компонентов с последующей кристаллизацией ультраметагенных минералов поздней стадии.

Все метаморфогенные минералы являются продуктами восьми ритмов или многостадийных этапов. Минералы первого-второго, третьего-пятого, шестого-восьмого этапов организуются в более крупные сообщества с однотипными эволюционными трендами режимов: прогрессивно-регрессивный тренд по температурному режиму, прогрессивный – по барическому режиму (рис). То есть проявляется *цикличность минералообразования* – вторая эволюционная закономерность, независимая от геологической гетерогенности вмещающей среды.

Первый цикл неполный; минералы его раннего этапа не сохранились в условиях второго (инверсионного) этапа с однородным режимом гранулитовой фации метаморфизма. Однородный высокотемпературный режим характерен и для позднего этапа первого цикла. Минеральные сообщества второго-третьего циклов формировались в градиентных температурных полях с максимумом ΔT в инверсионных этапах. В третьем цикле температурная контрастность инверсионного этапа минералообразования усилилась, глубинность минерализации уменьшилась, спектр метасоматических минералов расширился, особенно в позднем этапе цикла.

Полярность главного эволюционного Р-Т-Х-тренда – третья закономерность, организующая все метаморфогенные минералы раннедокембрийских пород территории в единый минеральный мир, упорядоченный и в пространстве.

Пространственные закономерности. С привлечением данных минералогического картирования устанавливаются три основные закономерности.

Метаморфогенные минералы первого, второго и третьего циклов имеют господствующее развитие соответственно в трех структурно-вещественных комплексах первого порядка с ярусным взаиморасположением в пространстве: 1) сложно дислоцированный комплекс гнейсового основания (AR_1), 2) складчатый комплекс сланцевых прогибов ($AR_2-PR_1^1$), 3) слабо дислоцированный комплекс вулканодепрессий (?) (PR_1^2). При этом основное распространение имеют син- и диагенетические минералы метаморфических пород вышеуказанных разновозрастных комплексов. Отсюда *стратозональность* или зональность роста минерального мира выступает как главная закономерность распределения минералов в пространстве.

Две верхние стратозоны имеют корневые участки, проникающие в нижнюю зону. Метаморфогенная минерализация данных участков является эпигенетической относительно минералов вмещающих метаморфических пород и рассматривается как глубинная фация выше расположенных минералогических стратозон. Верхняя граница нижней стратозоны искривлена за счет частичного проникнове-

ния ее минералов в среднюю стратозону на участках активизации, сложенных гнейсами уколовского типа в Курском блоке, подколдовского типа – в Воронежском блоке.

По латерали средняя стратозона разделяется на две подзоны с предполагаемой границей, отвечающей положению Павловско-Стрелицкого межблокового шва. Подзоны отличаются количественным соотношением калиевых и натровых метаморфических минералов в метапелитах сланцевых прогибов: натровый уклон минерализации характерен для восточной – Воронежской - подзоны. Это вторая закономерность пространственного распределения метаморфогенных минералов, предположительно связанная с *поясовой барической зональностью* геологической среды в период становления минерального сообщества второго цикла.

Та же стратозона проявляет *поясовую симметричную температурную зональность*, связанную с распределением высокотемпературных минералов инверсионного этапа второго цикла. Выделяются Западно-Курская, Восточно-Воронежская высокотемпературные подзоны, разделенные Лосевской низкотемпературной подзоной.

Выявленные пространственно-временные закономерности распределения минералов удовлетворяют критерию их принадлежности к *одной минералогической системе длительного развития* (см. первый раздел).

Заключение. Зачем всё это ?

Автор признаёт, что подход к решению проблем региональной геологии с позиции не формационного, а минерального уровня организации вещества не привычен и может показаться антинаучным. Но какова надежность установления формационной принадлежности раннедокембрийских толщ метасадочных, метавулканических пород, если предварительно не изучена их онтогения? Примеры: воронежская свита с апобазальтоидными субаэральными пропилитами; глазуновская свита с реликтами ранних пропиловых изменений для андезитовидов верхней части разреза и спилит-зеленокаменных изменений для metabазальтов подстилающей толщи; курбакинская свита с метатуфо-песчаниковой ассоциацией пород красноцветной по онтогеническим признакам. Примеры относятся к редким по распространенности выходам слабо (!) метаморфизованных толщ.

Можно (нужно?) перечислить ряд важных вопросов геологии докембрия ВКМ, эффективность решения которых так или иначе зависит от прогресса наших знаний по региональному метаморфизму во всех его аспектах. В последние годы в этом направлении резко активизировались петрологические исследования. Но полученные результаты, более ёмко изложенные в [11], по существу не повлияли на общее состояние проблемы структурно-метаморфической эволюции ВКМ. Удовлетворительное решение данной проблемы в условиях “закрытости” района кажется даже не реальным.

В сложившейся ситуации уместен вопрос. Если не игнорировать системный подход в геологии [12], то почему из множества модельных построений крупного геологического объекта как развивающейся системы **всегда** считать оптимальной ту модель, в которой минералы занимают основание пирамиды? **Всегда** - это значит и для *древнего кратона, перекрытого мощным чехлом*? А ведь минеральный агрегат, позволяющий неоднократно и всесторонне исследовать себя, - частица и соизмеримой с геологическим объектом топоминералогической системы. И потому он способен передать информацию о “глобальных” событиях геологической истории региона. Причем – без “посредников”, образно говоря. То есть, с меньшими потерями генетической информации, неизбежными в процессе трансформации с минерального на породный, формационный и др. уровни.

Не претендуя на научную значимость впервые осуществленных топоминералогических построений такого рода, автор будет удовлетворен, если данная работа хотя бы слегка подтолкнет исследователей к поиску новых путей и нестандартных решений насущных проблем геологии и металлогении ВКМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. -М., 1983. -390 с.
2. Топоминералогический анализ рудоносных районов. - Сыктывкар, 1988. -154 с.
3. Юшкин Н.П. Топоминералогия. -М., 1982. -286 с.
4. Модель геодинамического развития ВКМ в раннем докембрии / Н.М.Чернышов, В.М.Ненахов, Ю.Н.Стрик и др. // Геотектоника. -1997. -№3. -С. 21-30.
5. Ляховкин Ю.С., Благонадеждин Б.И. Онтогенический анализ рудных узлов // Сов. геология. -1990. -С. 42-51.
6. Минералогические исследования околорудных ореолов / А.Г.Жабин, Н.С.Самсонова, И.З.Исакович. -М., 1987. -158 с.
7. Ильяш В.В. Сравнительная характеристика комплексов аксессуарных минералов разновозрастных литологических формаций докембрия КМА // Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. - Воронеж, 1977. -С. 30-43.
8. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. -М., 1966. -158 с.
9. Лебедев И.П. Реконструкция первичной природы и условий прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских образований воронцовской серии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. - Воронеж, 1977. -19 с.
10. Чибряков А.А. Минералого-петрографические признаки контактового метаморфизма пород курской серии в Старо-Оскольском районе КМА // Геология и генезис месторождений железных руд КМА. - Воронеж, 1987. -С.12-23.
11. Савко К.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Воронежского кристаллического массива: Автореф. дис. ... д. геол.-минер. наук. - М., 1999. -36 с.
12. Урманцев Ю.А. Общая теория систем // Системный подход в геологии. -М., 1989. -С. 7-26.