

**О ЛИТОГЕНЕЗЕ В РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ
(по данным сравнительной планетологии и раннего архея
Воронежского кристаллического массива)**

В.И.Сиротин, И.П.Лебедев

Воронежский государственный университет

На основе данных сравнительной планетологии в ранней истории Земли выделяются пять стадий: первая – стадия роста Земли (4.56-4.45 млрд.лет), вторая – завершение дифференциации Земли, образование первичной коры (4.45-4.35 млрд.лет), третья – возникновение гидросферы, образование первичной массы осадочных пород, зарождение примитивного литогенеза (4.35-4.25 млрд.лет), четвертая – образование коры осадочно-эндербит-базальтового состава с ультрамафитовой компонентой, возможное зарождение жизни (4.25 – 4.00 млрд. лет); пятая (раннеархейская) – рециклинг первичной и вторичной коры, образование третичной коры; явные следы жизни, (4.00 – 3.50 млрд.лет). Предполагается появление пятен сиаля уже на второй стадии, на третьей – малых ядер (доменов) сиаля, на четвертой – "стада" ядер, на пятой – объединение их в микроконтиненты и континенты.

На фактическом материале дается характеристика наиболее распространенных пород гнейсо-магматитовых (брянской, росошанской, донской) ассоциаций осадочного комплекса раннего архея ВКМ. Петрохимический анализ с помощью диаграмм петрогенных отношений позволяет заключить, что подавляющее большинство составов пород брянской ассоциации проецируется в поля первично осадочных образований с преобладанием апелитового ряда. Для пород росошанской ассоциации осадочная компонента также весьма существенна – составы пород проецируются в поля апограуваккового апелитового и апобазитового рядов. Для пород донской ассоциации осадочная компонента также заметна, хотя и не является преобладающей, - составы пород проецируются в поля грауваккового и базальт-андезит-дацитового составов. Поскольку возраст метаморфизма пород обоянского комплекса 3.2 млрд.лет, то, скорее всего, возраст первично осадочных пород ("зрелого" литогенеза) приближается к рубежу не позднее 3.7-3.9 млрд.лет.

Введение

Около 35 лет назад академик А.В.Сидоренко сформулировал основные насущные проблемы осадочной геологии докембрия [1,2] на основе принципа единства процессов на фоне эволюционно усложняющегося развития Земли. Считаем целесообразным напомнить эти проблемы, поскольку, несмотря на успехи в изучении докембрия, они не стали менее актуальными и в начале XXI века как в общетеоретическом (методологическом и гносеологическом) отношении, так и с точки зрения их практической значимости.

А.В.Сидоренко считал, что успешное решение сформулированных проблем возможно в рамках нового научного направления литологии – осадочной геологии докембрия. В основе направления – признание теперь уже неоспоримого факта широкого развития процессов седиментогенеза (и еще более широко – литогенеза и не только в протерозое и позднем архее, но и с раннего архея, в еще дометаморфические этапы архея. Отсюда главным методом направления является глубокое изучение процессов метаморфизма, "перевод" метаморфических пород в неметаморфизованные осадочные или магматические эквиваленты. Объектом исследования, таким образом, должен явиться весь комплекс генетических типов осадочных пород, известных на фанерозойском этапе (а не только обломочные породы – граувакки, что принижало роль седиментогенеза в ранней истории Земли). В поле зрения литолога – докембриста попадает весь широкий спектр процессов, имеющих отношение к рождению и "бытию" осадочной породы, начиная с процессов выветривания, переноса вещества, седиментогенеза и литогенеза и кончая метаморфизмом. Важнейшее значение приобретает разработка генетической классификации типов метаморфических горных пород с учетом их первичной осадочной природы, восстановления фациальной и более широко – палеогеографической обстановки формирования осадочных пород, процессов рудогенеза, связанных с различными стадиями формирования и "бытия" осадочной породы. Одной из важнейших проблем осадочной геологии докембрия А.В.Сидоренко [1] считал оценку роли биогенного фактора в формировании осадочных пород, начиная с раннего архея, что имеет первостепенное значение как для теоретической, так и практической геологии (и всего естествознания!).

Между тем природа ранней (до 4,0 млрд. лет назад) земной коры, ее эволюция почти исключительно рассматриваются с позиций магматизма и метаморфизма, по-прежнему преобладают магматические, метаморфические или магмо-метаморфические модели (А.П.Виноградов, Полдерват, Грин, Тейлор, Холланд, Лутц, Рингвуд и др.). Значение литогенеза в ранней истории земной коры остается недостаточно оцененной и освещенной. Только в последнее десятилетие наметились положительные сдвиги в отношении оценки роли литогенеза в работах Е.А.Кулиша, В.А.Рудника,

Э.В.Соботовича, И.Н.Толстихина, В.В.Закруткина, О.М.Розена, В.З.Негруца и др. [3]. В рамках настоящей статьи авторам хотелось бы обратить внимание на заметную, скорее всего, существенную роль литогенеза в самой ранней истории Земли, на его роль в становлении континентальной коры. Поэтому в статье будут затронуты два аспекта: 1) наиболее древние, глубинные истоки литогенеза по данным (по-существу – это доархейская история Земли) сравнительной планетологии и 2) оценка степени его участия в наиболее древних метаморфических гранулито-гнейсовых комплексах раннего архея на примере Воронежского кристаллического массива. Рассмотрение этих двух аспектов ставит литологов-докембристов перед необходимостью создания комплексной осадочно-магмато-метаморфической модели, формирования сиалической земной коры в еще доархейское и раннеархейское время. Другими словами, речь идет о значительно более раннем начале геологической истории Земли – примерно с рубежа 4.35 млрд. лет назад.

История Земли в доархейское время, зарождение литогенеза (по данным сравнительной планетологии)

Успехи сравнительной планетологии за последние 30 лет позволяют приоткрыть "завесу тайн" над ранней историей Земли, поскольку при создании моделей ранней истории Земли требуется теперь анализ не только данных геологического и геохимического изучения опорных разрезов архея в пределах щитов, но и данных сравнительной планетологии и, в первую очередь, последних результатов изучения планет земной группы: Луны, Меркурия, Венеры и Марса. В поле внимания многих специалистов в области наук о Земле находится ранняя история Земли, особенно ее первые 0.5 млрд. лет. Повышенное внимание к этому начальному этапу истории Земли понятно, поскольку отсутствует важное звено, не раскрытое геологическими документами: между стадией космического протопланетного вещества, из которого образовалась Солнечная система и Земля, и стадией эволюции земной коры с рубежа ~ 4.0 млрд. лет. Образно говоря, Земля в эти первые сотни млн. лет находилась в младенчестве, это было время оформления ее "генетического кода", раскрытие которого очень важно для понимания всего ее дальнейшего эволюционного развития. Важнейшим принципом познания ранней истории Земли является критический сопоставительный анализ данных сравнительной планетологии и данных петрологического и геохимического изучения опорных разрезов архея в пределах щитов [4-6]. Сравнительная планетология еще в 70-х годах XX века предложила концепцию умеренно горячей активной первичной Земли, которая уже в ходе аккреции испытала значительный нагрев, дегазацию, частичное плавление и дифференциацию, вызванные, в том числе и столкновениями с крупными ме-

теоритными и астероидными телами [7, 8]. Эта концепция заменила представление о первоначально холодной Земле, господствовавшее в первой половине XX века и еще имеющее сторонников среди российских геологов.

На основе изучения планет земного типа, процессов, отвечающих за их происхождение и эволюцию, сравнительная планетология определяет начальные, стартовые условия – общие и специфические для планет, что является основой создания моделей раннего периода Земли – ее младенчества [9, 8 и др.]. Такие модели постоянно проверяются и корректируются новым наблюдательным материалом и анализом вещества, доставляемого непосредственно с поверхности планет, астероидов, комет или проанализированного на их поверхности с помощью зондов. Так, рассмотрение эволюции в системе Земля – Луна позволяет конкретизировать вре-

ческие для планет, что является основой создания моделей раннего периода Земли – ее младенчества [9, 8 и др.]. Такие модели постоянно проверяются и корректируются новым наблюдательным материалом и анализом вещества, доставляемого непосредственно с поверхности планет, астероидов, комет или проанализированного на их поверхности с помощью зондов. Так, рассмотрение эволюции в системе Земля – Луна позволяет конкретизировать вре-

Таблица 1

Стадии ранней истории Земли (по данным сравнительной планетологии)

Стадии аккреции и эволюции Земли, время, млрд. лет	Масса Земли*	Важнейшие события
Начало:4.56 1-я-4.56-4.45	95-97%	Аккреция Земли и начало ее дифференциации (с образованием протоядра и протомантии); образование Луны по катастрофическому сценарию и ее удаление за предел Роша. Тектоника роста.
2-я-4.45-4.35	99.00%	Завершение дифференциации планеты с образованием первичной коры с фрагментами "пятнами" более кислых пород (аналог лунных KREEP- ассоциаций).
3-я – 4,35-4.25	99.90%	Интенсивная бомбардировка астероидными телами. Начало образования вторичной коры. Образование гидросферы в потенци (в составе атмосферы), а затем к концу стадии - первичных океанов. Зарождение примитивного литогенеза (выветривание, образование глинистых и др. экзогенных минералов). Образование первичной массы осадочных пород. Появление ядер протосиала. Плюм-тектоника, конвекция.
4-я – 4.25-4.00(3.90)	99.99%	Преобразование первичной коры, образование вторичной земной коры и рождение ядер протосиала, возможно по механизму тессерообразования, с участием осадочной компоненты. Плюм-тектоника, сагдукция, обдукция. Зарождение биосферы (прото-вирусы? вирусы? клетка?).
5-я - 4.00-3.50	~ 100 %	Рециклинг первичной и вторичной коры, образование микроконтинентов (третичной коры), зарождение тектоники литосферных плит. Явные следы жизни.

*Приведены обобщенные данные зарубежных и российских планетологов о росте массы Земли.

мя и возможные механизмы образования первичной земной коры. Важные события ранней эволюции Луны и других планет можно с определенной осторожностью проецировать и на земную историю [10].

Сравнительная планетология позволяет сформулировать главные выводы по ранней истории внутренних планет (4.55 – 4.00 млрд. лет назад):

1. Планеты земного типа сформировались быстро, энергично набрав до 97-99 % своей массы за период от 50-80 млн. лет до 100-150 млн. лет [7-10,12]. Каждый центр планетообразования имел свою зону питания, значительное количество летучих было изгнано в область орбит больших планет. Теоретически рассчитана максимальная предельная скорость образования Земли – 10 млн. лет, за этим пределом мы возвращаемся вновь к "горячей" модели образования Земли, господствовавшей в XIX и начале XX века. Заключительные акты аккреции характеризовались хаотичностью – беспорядочной интенсивной бомбардировкой планетезималиями, в т.ч. крупными дифференцированными, подобным тем, которые сформировали Луну или "сорвали"

часть алюмосиликатной оболочки Меркурия [10, 11].

2. Все планеты земного типа испытали раннюю дифференциацию с образованием ядра и протомантийной оболочки. Она началась не позднее аккреции 10% современной массы Земли, а завершилась "вчерне" не позднее набора Землей 97-99 % своей массы.

3. Раннее образование ядра и первичной мантии означает "обреченность" последней на частичное расплавление и дальнейшую дифференциацию; главными источниками тепла на этой стадии были: 1) гравитационная дифференциация; 2) процессы радиоактивного распада; 3) приливно-отливные движения в системе Земля –Луна, особенно энергичные, пока Луна находилась у предела Роша; 4) интенсивная бомбардировка поверхности планетезималиями, астероидными, метеоритными и кометными телами. Первые два источника представляют внутреннюю энергию молодой Земли, а третий и четвертый вместе с солнечным нагревом представляют экзогенный источник тепла (впрочем, совер-

шенно очевидна условность разделения источников на внутренние и внешние). Не исключено, что стиль подачи тепла определил на юной Земле две зоны расплавления – сверху и снизу, обе зоны перемещались навстречу друг другу, формируя первичную астеносферу; возможно также, что уже в это время закладывались два стиля перемешивания вещества: 1) глубинная плюм-тектоника (адвекция из различных горизонтов мантии, вплоть от границы с ядром); 2) верхнемантийная (надастеносферная), беспорядочная адвекция, переходящая со временем в более упорядоченную – мелкочайковую конвекционную (по типу ячеек Рэлея-Бенара).

4. Сравнительная планетология позволяет наметить в ранней истории Земли реперные, опорные рубежи, а следовательно, и стадии (табл. 1) раннего развития Земли: 4,56; 4,45; 4,35; 4,25 и ~ 4,00 млрд. лет назад [6, 10]. Рассмотрим, чем знаменательны эти даты: 1) 4,56 млрд. лет назад – время образования Солнечной системы; 2) 4,45 млрд. лет назад – время завершения тесного взаимодействия в системе Земля – Луна, начало ее удаления за предел Роша; 3) 4,35 млрд. лет назад – важнейший рубеж в истории Луны и Земли и, вероятно, других внутренних планет; на Луне происходит формирование KREEP – ассоциации [12,13, 14, 10], которая фиксирует заключительный акт магматической дифференциации планет, приведшей к образованию всех первичных внутренних оболочек, включая и первичную кору; на Луне она имеет анортозитовый состав с базальтовой компонентой, иногда с повышенным содержанием магния, и KREEP – ассоциацией, которая характеризуется почти десятикратным увеличением калия, а также редкоземельных элементов и фосфора, а также урана и тория. Учитывая массу Земли и ее значительные энергетические возможности, можно предполагать, что первичная кора Земли обладала еще большей неоднородностью, а предполагаемую земную KREEP – ассоциацию в составе первичной коры также вполне можно рассматривать как зачатки континентальной коры, как финальный акт кристаллизации магматической планетарной системы, связанной с гравитационной энергией, выделившейся в результате быстрой аккреции Земли [5]. 4) 4,25 млрд. лет назад – эта дата "рождается" уже из совместного анализа как данных сравнительной планетологии, так и земных – наиболее древних документов (в частности, возраста обломочных цирконов из провинции Пилбара – Австралия) и свидетельствует о существовании гидросферы и литогенеза к этому рубежу [15,16 и др.]; Специфика ранней Земли у рубежа 4,35 млрд. лет характеризовалась интенсивной дегазацией, формированием атмосферы и гидросферы сначала в потенци – в виде пара в составе атмосферы. Масса выделившейся воды приближается к массе современного океана и оценивается от 75% до близкой к современной [8,17]. Высокая температура воды в начале этапа не позволяла ей находиться в жидкой фазе, вместе с CO₂ и другими газами пары воды создавали плот-

ную атмосферу с давлением 100-150 бар. Вероятно, в течение 100 млн. лет (4,35-4,25 млрд. лет назад) гидросфера накапливалась в потенци, пополняя массу атмосферы [17-19]. При температуре поверхности 600° С атмосфера имела давление паров H₂O около 300 атм (что следует из массы воды в современных океанах), давление CO₂ – 45 атм (что следует из содержания углекислоты в современных карбонатных породах и органическом веществе) и давление HCl – 10 атм (исходя из содержания Cl в океанах). Постепенное остывание поверхности Земли и атмосферы до 600⁰ К при давлении воды 100 бар привело к выпадению горячих дождей и конденсации воды. Среда, создаваемая парами воды, а затем и ее жидкой фазой в сочетании с вулканическими газами, была чрезвычайно агрессивной. Учитывая раздробленность протокры под влиянием метеоритной бомбардировки, реакция этой среды с первичной корой, покрытой реголитом, обеспечивала интенсивное химическое выветривание, глубокую дифференциацию вещества и образование первичной массы осадочных пород [18]. Часть гидросферы Земли формировалась и за счет кометного вещества. Об этом свидетельствуют альбедные аномалии [10] в континентальной части Луны, похожие на клубы дыма и совпадающие с магнитными аномалиями. Одновременно были открыты у полюсов Луны и Меркурия большие запасы воды в виде льда [10]. Можно предполагать состав первичных осадков в процессе формирования гидросферы: горячие кислотные дожди приводили к образованию своеобразных осадков, вернее, к образованию своеобразной коры выветривания, возникающей в условиях, чем-то напоминающих условия современного жаркого и влажного экваториального климата, но без кислорода и поэтому приводящих к образованию продуктов с неокисленным железом. М.Д.Шоу [19] предполагает (рис.1), что формировались минералы кремнезема и глинозема, гиббсит, кальцит, магнезит, пирит, соли щелочных металлов с галогенами, серой, азотом и бором. Таким образом, к рубежу 4.25 млрд.лет относится зарождение литогенеза с еще неразделенными его стадиями (выветривание, транспорт, седиментогенез и т.д.). Открытие железистых кварцитов (глубоководных осадков) в юго-западной части Гренландии с возрастом 3.9 млрд.лет назад подтверждает раннее зарождение океанов на Земле [4,17,18,20]; 5) 4,00 (3,90) млрд. лет назад – возраст наиболее древних базальтовых излияний на Луне, принадлежащих к нектарисовой группе (по лунной стратиграфии); к этому же времени относится начало излияния базальтов на Великой Северной равнине (Марс), в бассейне Калорис (Меркурий), зарождение наиболее древних зеленокаменных поясов на Земле с их коматиито-базальтовыми лавами в низах разреза; по данным сравнительной планетологии – это время рождения вторичной коры на планетах земного типа. Таким образом, важно подчеркнуть, что ультрафит-мафитовая кора Земли (на основании данных самых древних архейских зелено-

каменных поясов), это не первичная, а вторичная кора, возникшая в результате дифференциации верхнемантийного вещества, связанного с радиоактивным распадом элементов. Важно также подчеркнуть, что вторичная кора возникала уже после образования первичной массы осадочных пород, т.е. она была "осадочно-базальтовой" [21]. В дальнейшем плюмовая тектоника могла приводить к формированию новых ядер протосиала, т.е. третичной коры по механизму, напоминающему тессерообразование на Венере [22-24], причем участки протосиала первичной коры выполняли роль якорей, усиливающих сжатие и опрокидывание литосферных пластин. Примерно в конце этого этапа или в раннем архее (4,0-3,5 млрд.лет) после слияния сиалических ядер в микроконтиненты, по-видимому, включается механизм тектоники литосферных плит. Первичная кора

ной корой, которая, в свою очередь, также расслаивалась и отвечала в нижней части диогенитам, а в верхней – эвкритам, которые по своему составу практически ничем не отличаются от неморских базальтов с низким содержанием KREEP-компонентов. Эту модель можно считать вполне приемлемой, особенно если в нее внести корректировку по данным сравнительной планетологии: 1) время первичного расслоения планеты завершилось к рубежу 4,35 млрд. лет назад; 2) первичная кора подвергалась бомбардировке крупными метеоритными телами; 3) первичная кора не была однородной, скорее всего в ней были "пятна", обогащенные щелочами, кремнием и некогерентными элементами (по аналогии с лунной KREEP- ассоциацией и венерианскими шошонитами); 4) образование первичной земной коры происходило одновременно с форми-

рованием атмосферы и началом формирования гидросферы, которые вместе образуют единый планетарный чехол к рубежу 4.25 млрд.лет – систему наружных оболочек, связанных единством происхождения и постоянным взаимодействием [14].

5. Самым спорным и нерешенным вопросом ранней истории Земли является время и механизм образования протосиалической земной коры. Данные сравнительной планетологии "подталкивают" геологов к выводу, что тайна ее формирования сокрыта в природе серогнейсовой высокометаморфизованной ассоциации – одной из трех ассоциаций архейских провинций Земли [4,26]. И хотя возраст некоторых гранитных куполов в этой ассоциации снижается до 2,00 млрд. лет назад, - ясно, что эти купола и все древнейшие архейские зеленокаменные пояса закладывались в объеме серогнейсовой ассоциации, на ее поверхности или "рядом" с ядрами протосиала. Механизм ее образования может быть понят на пути выяснения природы

"серых гнейсов", а точнее – природы тех пород, которые им предшествовали. Осознавая это, некоторые геологи предлагают иной – не базальтовый – состав первичной коры. Так, Д.М.Шоу [19] предполагает изначально более сложный состав первичной доархейской коры с участием гранитной компоненты. Модель этого автора можно назвать моделью одновременно-последовательного образования протосиала: одновременного в том смысле, что в коре при кристаллизации сразу появляются островки, участки сиалической коры; "последовательного" в том смысле, что вся последующая эволюция, осо-

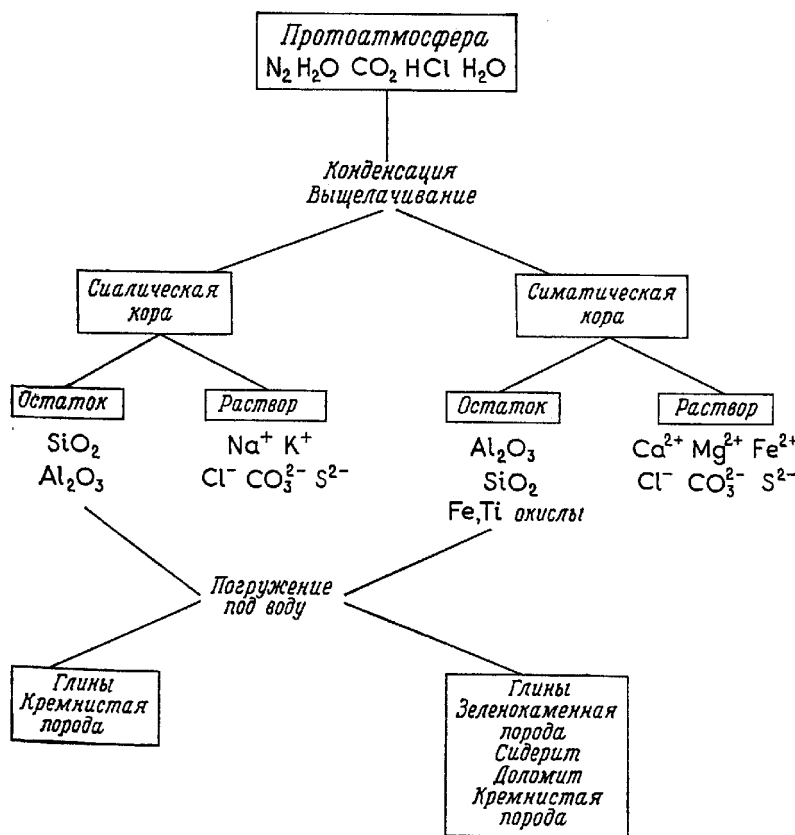


Рис.1 Химическое выветривание первичной коры Земли под влиянием первичной атмосферы и гидросферы [14].

Земли не сохранилась, но она, безусловно, существовала, об этом говорят однозначно данные сравнительной планетологии. Ее следы, возможно, еще будут найдены в серогнейсовой ассоциации щитов.

В отечественной литературе традиционно сложилось представление о первичной коре Земли как об ультрамафит-базитовой оболочке [2,15,24 и др.]. По А.А. Маракушеву [25] первичное расслаивание планет привело к образованию богатых железом их ядер, отвечающим по составу железным метеоритам (палласитам) и силикатных оболочек, представленных ультраосновной мантией, отвечающей по составу ахондритам – уреилитам и зем-

бенно после образования гидросферы, приводит к усилению роли и окончательному становлению континентальной коры. В отсутствие океанов "гранитный" слой мог подстилать всю поверхность Земли [19]. В дальнейшем "гранитный" слой разрывался в результате гравитационной неустойчивости и вулканической деятельности. Рассмотрение модели Д.М.Шоу не означает, что она адекватно рисует картину ранней истории Земли и состава первичной коры, напротив, мы считаем ее лишь альтернативой базальтовой модели первичной коры: "гранитный" слой, скорее всего, мог быть не сплошным, а островным, а само понятие "гранитный" – собирательным, т.е. как слой более кислый, чем базальтовый: андезито-базальтовый, андезитовый (в свете последних открытий на Марсе глыб и обломков андезита, представляющих, возможно, первичную кору), эндербитовый, шошонитовый (по данным образцов с венерианской поверхности).

6. Данные сравнительной планетологии не противоречат раннему зарождению биосферы. Открытие исходных органических молекул (в том числе аминокислот и углеводов) в космической среде (в хондритах, кометах, в межзвездной пыли) показало реальность предбиологической химической эволюции на Земле. По результатам изучения органических соединений из пород осадочного генезиса раннеархейского возраста М.Кальвин [27] еще 30 лет назад определил рубеж перехода молекулярной химической эволюции органических веществ от абиогенных к биогенным на уровне 3.7 млрд. лет назад. Изучение древнейших метаосадочных пород Исуа в Гренландии отодвинуло эту границу до 3.88 млрд. лет. Молекулярный генеалогический анализ ныне живущих организмов показал, что жизнь появилась не позднее 3.85 ± 0.2 млрд. лет назад [28]. Становится очевидным, что зарождение живых систем совпало с завершением интенсивной бомбардировки земной поверхности метеоритами и астероидами. Скорее всего, явной жизни предшествовала скрытая доклеточная стадия биологической эволюции в межслоях смектитов, куда адсорбировались простейшие органические соединения земного или космического происхождения (азотистые основания, фосфаты, сахара, аминокислоты и др.), здесь синтезировалась молекула РНК, которая могла катализировать полипептиды, их взаимодействие приводило к образованию сферических структур – павирусов, способных к аутокатализу и репликации и самостоятельному существованию за пределами глинистых частиц [29]. Переход к явной жизни связан с образованием липидов, мембран и двухцепочечной структуры ДНК, обладающей репликацией и хиральностью – важнейшими свойствами живого. Доказательства раннего зарождения жизни неожиданно пришли с Марса. Кроме сенсационного открытия "материковых" андезитов несубдукционного происхождения и маггемит-смектитового состава марсианской пыли, исследования последних лет метеорита AZH-84001, имеющего марсианское происхождение,

привели также к сенсационному открытию возможного существования примитивной жизни и гидросферы на этой планете около рубежа 3,6-3,8 млрд.лет. Вокруг колонии многочисленных овальных, иногда удлинённых и червеобразных образований, очень похожих на окаменелые колонии древних земных нанобактерий, установлены заметные количества особых органических соединений – полиароматических гидрокарбонатов, которые образуются после разложения погибших организмов. Вокруг пятнышек органического вещества также обнаружены отложения карбонатов, оксидов, сульфидов, сульфатов железа, что весьма характерно для земных окаменелостей – это продукты жизнедеятельности и разложения организмов [22,47]. Возникновение гидросферы, литогенеза и биосферы представляют собой последовательный, максимально сближенный во времени ряд важнейших революционных событий ранней истории Земли (4.35 – 4.00 млрд. лет назад), предопределивших всю дальнейшую ее эволюцию. Подтверждается высказывание В.И.Вернадского о "былых биосферах", под которыми он понимал различные слои земной коры, подвергшиеся воздействию жизни [30].

Таким образом, в доархейской истории Земли первая и вторая стадии – это догеологический этап, становление Земли как планеты, а с третьей стадии начинается "геологическая" история нашей планеты (с рубежа 4,35 млрд.лет назад).

В архейских провинциях мира выделяются три главных ассоциации пород: 1) высокометаморфизованная 2) гранит-зеленокаменная и 3) ассоциация кратонических бассейнов [4]. Во всех ассоциациях фиксируется осадочная компонента.

Первая ассоциация характеризуется высокими степенями метаморфизма, в ее состав входят раннеархейские "серые гнейсы" – кварц-полевошпатовые тоналит-трондземит-гранодиоритовые комплексы ("ТТГ-ассоциация"), метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы, амфиболиты и метаосадочные породы (в т.ч. мраморы и кварциты, а также расслоенные интрузии (комплексы перидотит-габбро-анортозитов); сюда же относятся и более молодые "парагнейсовые пояса". Большинство высокометаморфизованных пород имеют коровую предисторию, включающую и осадочную компоненту. Возраст протолитов и супракристалльных включений варьирует от 4,3-4,2 до 3,0-2,7 млрд. лет назад [12]. Подавляющее большинство архейских зеленокаменных поясов закладывается на этой ассоциации пород. Вторая ассоциация характеризуется низкими степенями метаморфизма вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных пород зеленокаменных поясов (3,6-3,2 и 2,8-2,6 млрд. лет назад). Третья ассоциация – "кратонических бассейнов" – задокументирована только в Каапваальской провинции Южной Африки, в разрезе преобладают осадочные породы: кварциты, глинистые сланцы, карбонатные породы с подчиненным количеством вулканитов. К сожалению, эти породы меньше всего привлекаются

для расшифровки ранней истории Земли (если вообще привлекаются!), а между тем значение восстановления геодинамической обстановки образования этой ассоциации чрезвычайно важно для понимания становления земной коры на самом раннем этапе геологической истории Земли, поскольку после возникновения гидросферы и зарождения литогенеза эти "прообразы" осадков эпиконтинентальных морей имели, видимо, значительно более широкое распространение и не только в архее, на что обратил внимание К.Конди [4], но и в доархее [21,5,6]. Это доказывается тем, что в архейских метаморфизованных комплексах и в разрезах раннеархейских зеленокаменных поясов постоянно встречаются многочисленные включения сильно метаморфизованных осадочных пород кратонических бассейнов.

Литогенез в архее Воронежского кристаллического массива

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) - крупнейшая в составе Русской плиты структура (около 500 тысяч кв. км), в современном эрозионном срезе которой архейские образования представлены преимущественно гнейсово-мигматитовым комплексом пород обоянской серии [31-35 и др.]. Последний составляет около 70% площади региона (рис.2).

Наиболее распространенными породами субстрата являются биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты, реже глиноземистые (силлиманит-биотитовые, биотит-кордиеритовые, кордиерит-микроклиновые, силлиманит-гранат-биотитовые), кварцитовидные, графитовые гнейсы, железистые породы и кальцифиры обоянского комплекса.

Биотитовые гнейсы – наиболее распространенная разновидность гнейсово-мигматитового комплекса на всей территории ВКМ. Нередко они тесно ассоциируют с глиноземистыми разностями. Переходы между ними зачастую представлены гранат-биотитовыми разностями с содержанием граната от 1- 2 до 40% . Установлено, что содержание биотита относительно кварца и плагиоклаза в гнейсах определяется, главным образом, гранулометрией исходных отложений в ряду псаммит-алеврит-пелит. Пелитам соответствуют разности с содержанием биотита тридцать и более процентов, псаммитам - 15% и менее. Однако в ходе метаморфической перекристаллизации слоистых отложений неизбежно происходит определенное «разубоживание» пелитовых прослоев посредством гранобластеза в них плагиоклаза. Вероятно, в силу этого доминируют лейкократовые разности биотитовых гнейсов, особенно среди полосчатых плагиомигматитов, широко развитых в докембрии ВКМ. Соотношение кварца и плагиоклаза варьирует в широких пределах, при этом преобладание кварца обычно наблюдается в тех разрезах, где развиты глиноземистые гнейсы. Относительно высокое содержание кварца (до 50%)

наблюдается в гнейсах Россошанского блока, в биотитовых гнейсах Скороднянского, Истобнянского, Боброводворского и других участков юго-западной части ВКМ. В целом для территории ВКМ характерны биотитовые гнейсы, в которых плагиоклаз количественно преобладает над кварцем.

Глиноземистые гнейсы характеризуются повышенным содержанием глинозема и вследствие этого наличием в их составе силлиманита, кордиерита, а также граната. При этом характерны широкие вариации содержания породообразующих минералов – биотита (от 10 до 50%), силлиманита (от 1 до 35%), кордиерита (от 5 до 60%), граната (от 3 до 40%), микроклина (от 0 до 70%), кварца (от 3 до 60%), плагиоклаза (от 0 до 60%). Распространенность типичных глиноземистых гнейсов ограничена определенными участками (Карачевский, Севский, Курско-Бесединский, Уколовский, Золотухинский и др.), где они залегают в ассоциации с кварцитовидными гнейсами среди обычных биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов. Характерной особенностью данной группы пород является присутствие вкапленности магнетита, содержание которого заметно увеличивается (до 15%) в разностях, обогащенных метаморфогенным микроклином. Такие существенно калишпатовые гнейсы, в отличие от ультраметаморфических образований, характеризуются высокой (реликтовой) плотностью (до 2,95 г/см³).

Кварцитовидные гнейсы – редкие породы в составе раннеархейских образований. Пространственно они ассоциируют с глиноземистыми разностями, образуя среди них прослой переменной мощности (от 0,2 – 0,5м и более. Кварц является главным породообразующим минералом (45-80%), благодаря чему внешне породы имеют облик кварцито-песчаников со слабо выраженной гнейсовой текстурой. В парагенезисе с кварцем обычны биотит (5-25%) и плагиоклаз (5-25%). В отдельных случаях обнаружены повышенные содержания зерен циркона (до 1%).

Графитовые гнейсы известны в единичных местах региона, главным образом в составе глиноземистых разностей (Уколовский, Севский участки и др.). Обычными породообразующими являются биотит, кварц, плагиоклаз, реже гранат, силлиманит, кордиерит, содержания которых весьма изменчивы. Характерно повышенное содержание сульфидов (до 5-7%), среди которых существенную роль играет пирротин, благодаря чему графитовые гнейсы обладают относительно повышенной магнитной восприимчивостью.

Биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы характеризуются обязательным присутствием амфибола, кварца и плагиоклаза с переменным содержанием биотита (от 0 до 30%), в силу чего получают соответствующее название петрографические разновидности. Это наиболее распространенная, после биотитовых гнейсов и мигматитов, группа пород обоянского гнейсово-мигматитового комплекса ВКМ (ориентировочно около 30%). Распределение

их по территории ВКМ неравномерное. Резко доминируют биотит-роговообманковые среднезернистые гранодиорито-гнейсы в восточном обрамлении железорудного бассейна КМА. В пределах Россошанского блока преобладают маломощные (3-15 см) прослои, ритмично чередующиеся с биотитовыми и гранат-биотитовыми разностями. Относительно меньше амфиболоносные гнейсы развиты в пределах центральной части КМА. Во всех разновидностях данной группы гнейсов плагиоклаз, как правило, количественно преобладает над кварцем, особенно в мезократовых разностях. Присутствуют все разновидности по зернистости, но в целом резко преобладают мелко-среднезернистые лейко- и мезократовые образования. Широкие вариации в содержании породообразующих минералов, значительный спектр оптических свойств амфибола – роговой обманки (в ее составе наиболее значимы содержания гастингситового и актинолитового миналов) свидетельствуют о гетерогенности первичной природы амфиболоносных гнейсов ВКМ.

Амфиболиты – роговообманково-плагиоклазовые породы с содержанием амфибола не менее 35-40%. Петрохимически они относятся к классу метабазитов. В составе обоянского гнейсово-мигматитового комплекса ВКМ они встречаются повсеместно, чаще всего в виде маломощных тел (0,2 – 5 м). Соотношения их с вмещающими породами зачастую неопределенные, т.к. по керну скважин не всегда можно отличить реликтовое тело от секущей дайки. Широко бытует представление о преобразовании амфиболитов в биотит-амфиболовые гнейсы, затем в мигматиты и гранитоиды в ходе процессов ультраметаморфизма, однако отсутствие постепенных переходов амфиболитов в гранито-гнейсы противоречит этому. Как правило, амфиболиты имеют четкие резкие переходы к мигматитам и ультраметаморфическим гранитоидам

Железистые породы относятся к классу редких, однако в докембрии ВКМ, вмещающем крупнейший в мире железорудный бассейн КМА, они далеко не редкость и в составе обоянского гнейсово-мигматитового комплекса. Поскольку железистым породам посвящено огромное число публикаций, нет нужды останавливаться на их характеристике. Отметим лишь противоречивость современных представлений о генезисе и возрасте железистых пород в составе гнейсово-мигматитового комплекса. В этой связи следует обратить внимание на высокую вероятность участия биохимического фактора – бактерий в образовании железистых пород и их последующем метаморфогенном преобразовании. В парагенезисе с магнетитом обычно развиты кварц, кумингтонит и (или) гиперстен. Типоморфные признаки метаморфогенного магнетита довольно четко отличаются от магнетита первично осадочных железистых пород [36].

Кальцифиры – редкие карбонатные породы в составе данного комплекса, обнаруженные в разрезах единичных буровых скважин (скв. 5818, 5825,

5833, 7538, к-501, к-502 и др.). Главными породообразующими минералами являются доломит, диопсид, флогопит, оливин, серпентин (псевдоморфозы по оливину). Намечается пространственная связь карбонатных пород с глиноземистыми гнейсами (скв. 5818).

Традиционно гнейсово-мигматитовый комплекс описывается в «стратиграфическом ключе». Соответствующие разрезы буровых скважин в большинстве случаев относят к обоянской серии раннего архея, либо рассматриваются как нерасчлененные образования обоянской и михайловской (поздний архей) серий. Однако стратиграфическое расчленение гнейсово-мигматитовых образований признается многими практически невыполнимой задачей. В связи с этим перспективным представляется новый подход к их расчленению, основанный на представлениях о «литофонде» – совокупности исходных осадков и вулканитов, за счет преобразования которых сформирован тот или иной ультраметаморфический комплекс. Задача при этом сводится, в первую очередь, к реконструкции первичной природы пород субстрата, определению их формационной принадлежности и выделению «изолиитогенных рядов» [37]. Важным достоинством метода изолиитогенных рядов является также возможность различать по петрохимическим параметрам гранитоиды, родственные вмещающему субстрату и ксеногенные (аллохтонные).

В формационном отношении субстрат обоянского гнейсово-мигматитового комплекса представляет собой метабазит-гранулит-гнейсовый формационную группу, в составе которой на данной стадии изученности представляется возможным различать железисто-кальцифир-кондалитовый формационный ряд (кальцифирная, железисто-кремнисто-гнейсовая, графит-кондалитовая формации), выделяемый в качестве брянской ассоциации (рис.2); метаграувакковую ритмитовую серогнейсовую – россошанскую ассоциацию и метаграувакковую грубообломочную гранодиоритгнейсовую – донскую ассоциацию.

Породы брянской ассоциации наиболее развиты в пределах Брянского блока (скв. 5809, 5821, 5816 и др), в центральной (Бесединский, Ушаковский, Золотухинский, Воронежский участки – скв. 3588, 2844, 3023 и др.) и восточной (Уколовский участок, скв. 7538, 7541) частях мегаблока КМА. В геофизических полях они выделяются по относительно повышенным значениям вертикальной составляющей силы тяжести. Положение перечисленных участков позволяет предполагать, что это наиболее глубоко эродированные участки докембрия ВКМ, характеризующиеся наличием наиболее высокотемпературных минеральных парагенезисов регионального метаморфизма, соответствующих условиям биотит-гиперстен-ортоклазовой субфации фации двупироксеновых гнейсов [36,38,39].

К особенностям внутреннего строения разрезов пород брянской ассоциации относится грубое

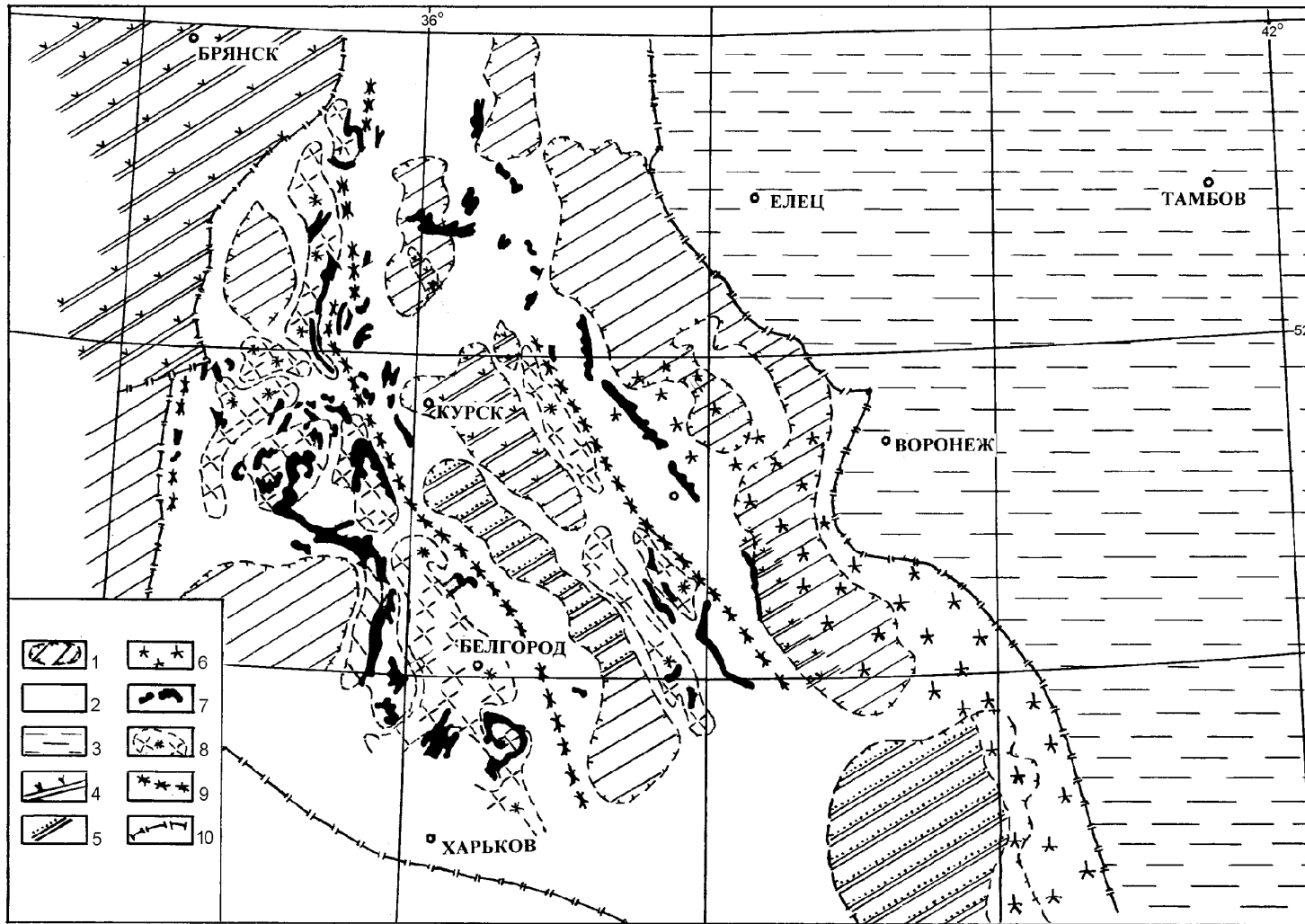


Рис.2. Схема распространения литолого-петрографических ассоциаций раннеархейских пород обоянского комплекса Воронежского кристаллического массива. (Составил И.П.Лебедев). Условные обозначения см. на стр. 27.

Условные обозначения к рис. 2. 1 – зоны (микроблоки), относительно стабилизированные в позднем архее; 2 – зоны активизированные в позднем архее с формированием гранит-зеленокаменных поясов; 3 – область развития раннепротерозойских образований; 4 – зоны развития брянской ассоциации раннеархейских пород; 5 – зоны развития росошанской ассоциации раннеархейских пород; 6 – область распространения донской ассоциации раннеархейских пород; 7 – позднеархейские метавулканы; 8 – позднеархейские плагиограниты и плагиомагматиты; 9 – оси раннепротерозойских железорудных структур КМА; 10 – тектонические границы структур ВКМ

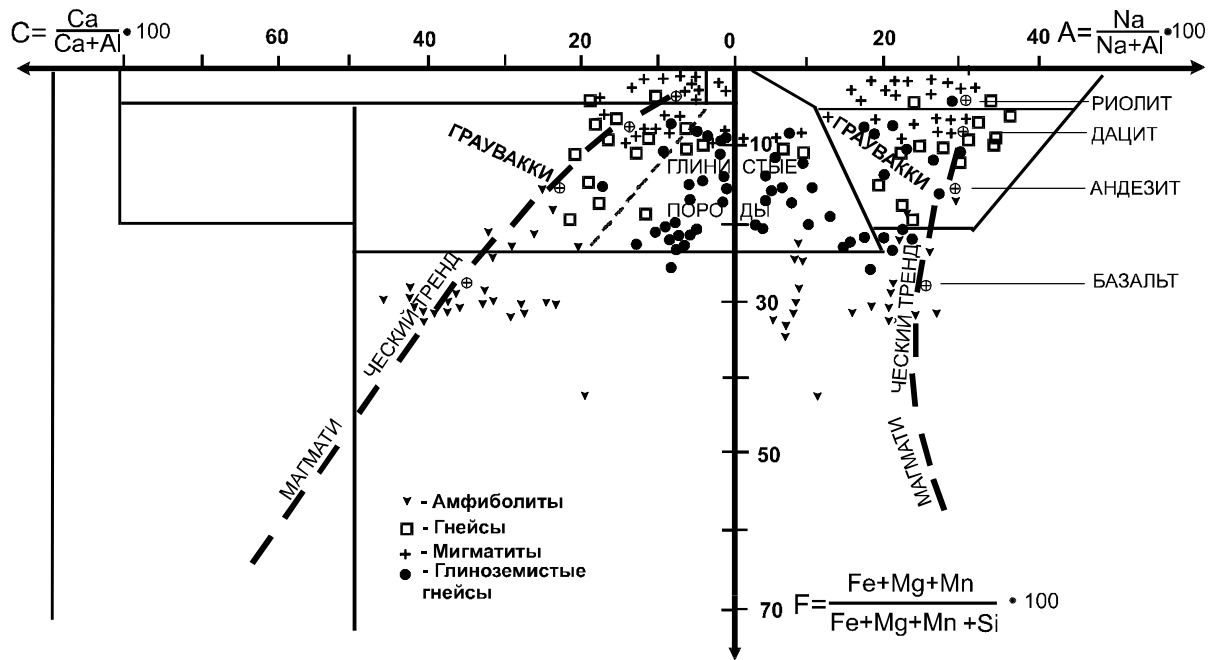


Рис.3. Проекция составов пород брянской ассоциации обоянского комплекса ВКМ на диаграмме петрогенных отношений.

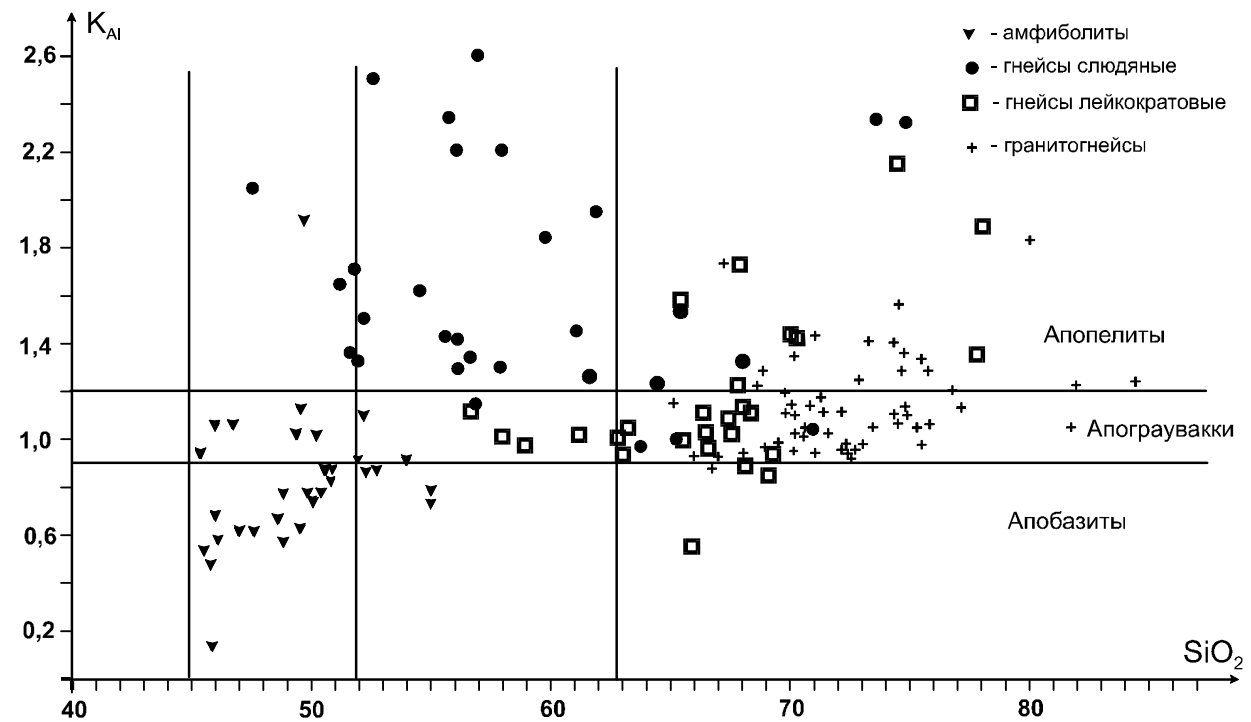


Рис.4. Проекция составов пород брянской ассоциации обоянского комплекса ВКМ на диаграмме Чапела.

(редко частое) чередование контрастных по составу парапород - глиноземистых (биотит-силлиманитовых, гранат-кордиеритовых и т.п) гнейсов и кварцитовидных гнейсов. Мощность слоев определенного состава достигает 10-40 и более метров. Не менее показательна ассоциация с метапироксенитами, метагабброидами, выделенными В.Д.Полищуком [31

38] в ранг самостоятельной бесединской толщи. Пространственно и генетически с ними связаны характерные железистые породы – эвлизиты.

На диаграмме петрогенных отношений (рис. 3) преобладающее большинство составов пород брянской ассоциации проецируются в поля первично осадочных образований. Даже метабазиты обнаруживают тренд изменения своего состава, направленный в область составов красноцветов. Вряд ли это случайность. В эту область проецируются существенно биотитизированные разновидности метабазитов, практически не содержащие альбитового ми-

нала. Генезис таких метабазитов не ясен, вместе с тем насыщение калием и обеднение натрием могло происходить в архейских гипергенных условиях, близких к климатическим условиям формирования красноцветов.

В целом петрохимические особенности главных типов пород брянской ассоциации позволяют

отличать ее от росошанской и донской ассоциаций, прежде всего по преобладанию пород апелитового ряда. Проекция составов автохтонных гранитоидов на диаграмме Чаппела (рис.4) перекрываются с составами пород субстрата, соответствуя апограу-

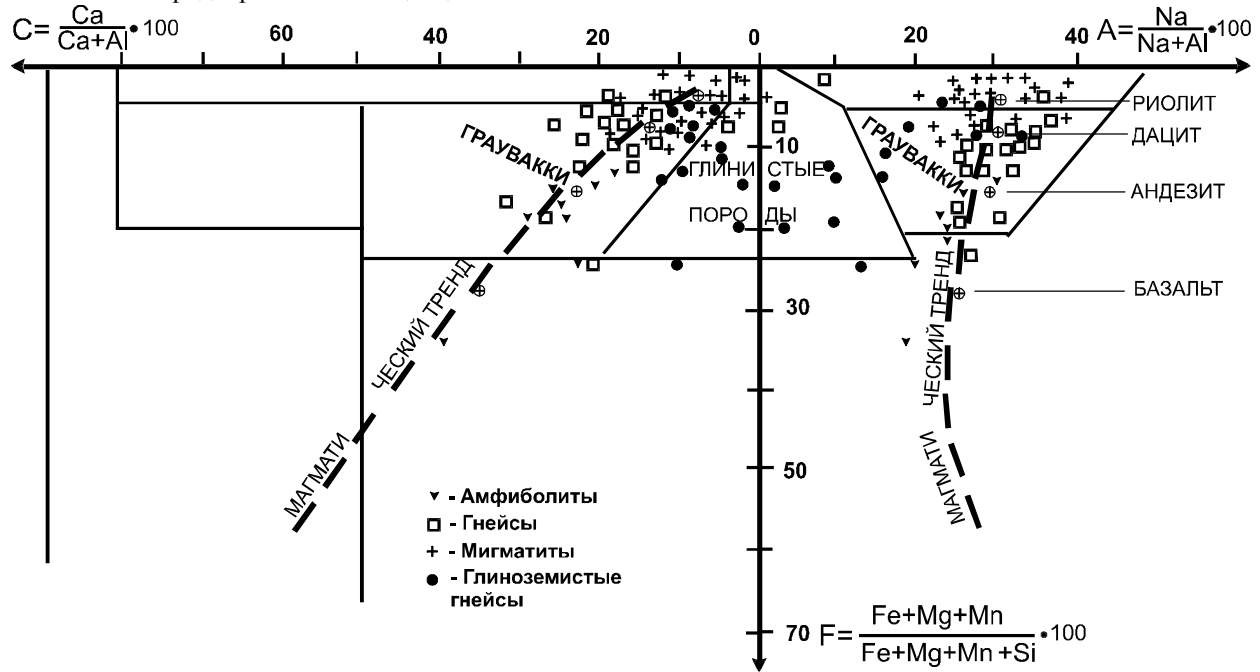


Рис.5. Проекция составов пород росошанской ассоциации обоянского комплекса ВКМ на диаграмме петрогенных отношений.

вакковому, в меньшей мере апелитовому изолиитогенным рядам.

Горные породы росошанской ассоциации наиболее широко распространены в пределах мегаблока КМА, составляя здесь характерный облик пород субстрата в пределах Курско-Корочанской зоны, Росошанского, Белгородско-Сумского блоков. В ее составе наблюдается ограниченный разнообразием парагенезис пород: биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые, реже гранат-амфиболовые гнейсы, редко амфиболиты, очень редко маломощные (доли метра) прослои амфибол-магнетитовых железистых пород. Повсеместно развиты плаггиомигматиты по перечисленным породам. Плаггиомигматиты, как правило, обладают ясной полосатой текстурой с ритмичным чередованием биотитовых, амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых разностей пород субстрата. Характерно их частое флишеподобное чередование с видимой мощностью отдельных «слоев» 3 – 15 см. В биотитовых разностях характерно довольно высокое (до 45%) содержание кварца, их лейкократовость (содержание биотита 10-12 %, часто меньше). Биотит-амфиболовые гнейсы чаще мезократовые при существенном преобладании плаггиоклаза над кварцем. Амфибол – роговая обманка салатно-зеленой окраски с заметной примесью актинолитового минала.

Петрохимический анализ составов гнейсов описываемой формации обнаруживает отчетливый тренд (рис.5) осадочной дифференциации (песчано-глинистые отложения – граувакки, возможно с небольшой примесью карбонатного материала). На основании этого можно заключить, что исходные отложения метаграувакковой ритмитовой формации были сформированы в условиях относительно активной гидродинамической среды. На диаграмме петрогенных отношений (рис. 5) можно усмотреть также и менее выраженный тренд магматической дифференциации. Последний образуют преимущественно составы амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов. На диаграмме Чаппела (рис. 6) проективные точки пород субстрата располагаются, главным образом в поле апограуваккового изолиитогенного ряда. Меньшая, но довольно значительная их часть вместе с метабазитами располагается в поле апобазитового ряда. Однако гранитоиды соответствуют, главным образом, апограувакковому, в меньшей мере апелитовому ряду и лишь незначительная часть составов соответствует апобазитовому ряду.

Горные породы донской ассоциации наиболее широко развиты в восточной части геоблока КМА, протягиваясь полосой шириной от 23 до 80 км от широты п. Касторное на севере до Кантемировка на юге (более 300 км). На геологических картах докембрия ВКМ они обычно относились к нерасчленен-

ному комплексу пород обоянской и михайловской серий, хотя Б.И. Епифанов еще в 1959 году предложил выделять эти образования в самостоятельную донскую серию [40]. Обращает внимание выдержанность минералого-петрографического состава пород субстрата - преобладают довольно однородные неравномерно среднезернистые биотитроговообманковые гнейсы – гранодиоритогнейсы. В

виде единичных тел – прослоев мощностью до 200м присутствуют серые мелкозернистые биотитовые гнейсы. Довольно часто в разрезах скважин присутствуют тела мелкозернистых амфиболитов, часть которых обнаруживает секущие гнейсоватость контакты. Не менее значительная часть маломощных (доли метра, первые метры) тел амфиболитов пред-

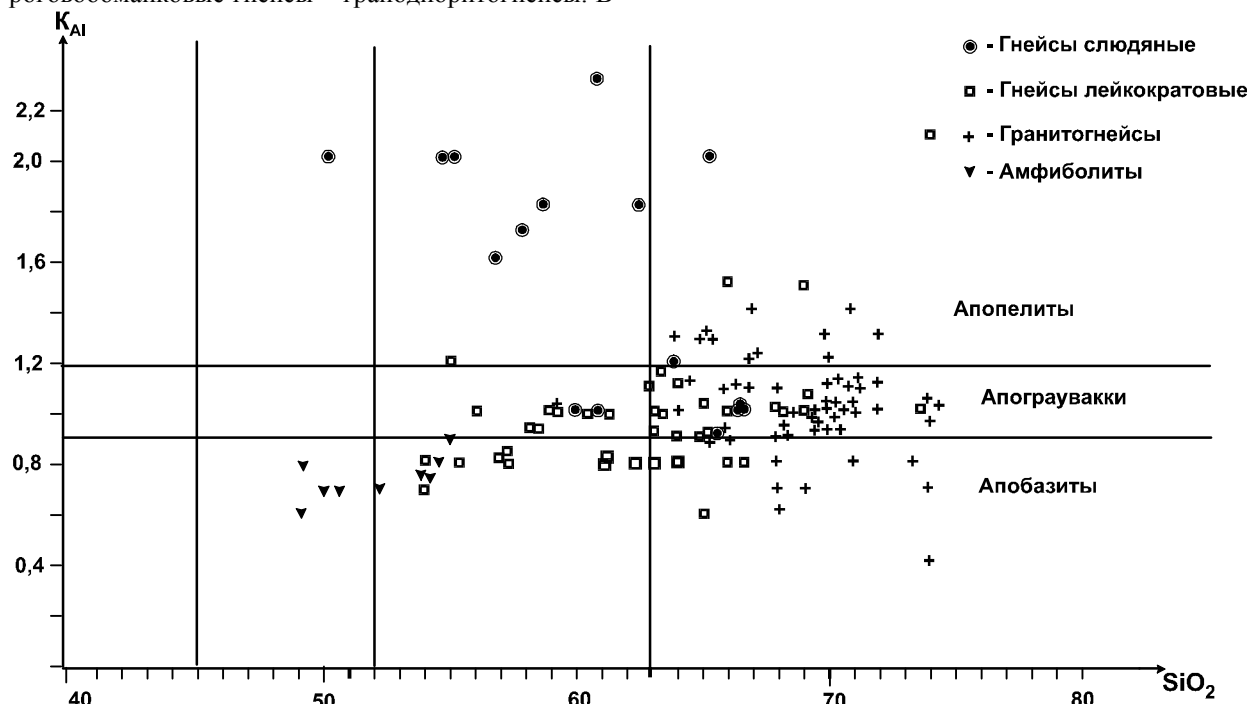


Рис.6. Проекция составов пород росошанской ассоциации обоянского комплекса ВКМ на диаграмме Чаппела.

Таблица 2
Химический состав (масс%%) архейских протолитов (1-8) и вмещающих гнейсов (9,10) Воронежского кристаллического массива

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Скв. глубина	К-146 158,5	К-170 230,0	К-173 118,4	К-217 175,5	К-250 80,0	К-210 103,0	К-931 123,9	К-174 120,0	К-489-1	К-604-1
SiO ₂	50,71	49,91	54,31	46,20	46,61	42,70	52,09	48,65	69,71	58,27
TiO ₂	1,01	1,47	1,82	1,52	2,43	3,13	0,90	2,45	0,54	0,76
Al ₂ O ₃	18,96	13,82	14,30	7,90	13,36	8,21	17,01	12,66	10,31	13,28
Fe ₂ O ₃	2,72	2,05	4,21	4,75	7,18	5,10	2,67	5,03	1,57	1,76
FeO	6,25	10,52	7,90	10,01	8,83	11,64	6,29	11,96	7,30	5,32
MnO	0,16	0,17	0,30	0,26	0,30	0,29	0,20	0,31	0,08	0,12
MgO	5,45	6,63	4,28	18,62	6,04	12,44	5,45	4,20	3,15	6,30
CaO	6,45	3,44	6,21	6,25	8,78	11,93	7,17	7,08	0,46	3,36
Na ₂ O	4,52	1,91	3,32	1,40	3,36	1,00	4,32	2,91	1,46	1,36
K ₂ O	2,3	1,32	1,28	0,65	0,88	1,40	1,80	1,69	2,90	6,45
P ₂ O ₅	0,28	0,23	0,35	0,08	0,63	0,30	0,30	0,50	0,08	0,63
П.п.п.	1,61	8,28	1,75	2,94	1,92	2,50	1,66	2,04	2,40	2,06
Сумма	100,42	99,77	100,03	100,58	100,32	100,64	99,86	99,48	99,96	99,67

(Аналитик Неручев, лаборатория ВНИИ Океангеология. Выполнено при финансовой поддержке Н.М.Чернышова)

ставлена пластообразными телами, залегающими согласно с ориентировкой гнейсоватости гранодиоритогнейсов. Можно также наблюдать в разрезах скважин обломочные формы амфиболитов, амфиболитизированных пироксенитов, плагиоклазовых ортопород среднего состава. Размер обломков 0,5 – 15 см, редко больше, их контуры угловатые и оваль-

ные, контакты с вмещающим матриком кварцбиотит-амфиболового состава достаточно четкие. В шлифах таких обломков достаточно отчетливо видны реликты магматических структур пород, химический состав которых отражен в таблице 2. В ряде разрезов скважин наблюдалось довольно частое, но не ритмичное переслаивание биотит-амфиболовых

гнейсов различной зернистости и различного содержания главных породообразующих минералов – биотита, роговой обманки, плагиоклаза и кварца.

Петрохимический анализ с помощью диаграмм Чапела (рис. 8) и Муана и де Ля Роша (рис. 9) позволяет заключить, что большинство составов гнейсов следует интерпретировать как граувакки, однако в координатах петрогенных отношений (рис.

7) проекции их составов образуют тренд, соответствующий базальт-андезит-дацитовому. Кажущееся противоречие объясняется ограниченной ролью процессов осадочной дифференциации в ходе накопления первично грубообломочных отложений и резким преобладанием магматических пород на площадях сноса.

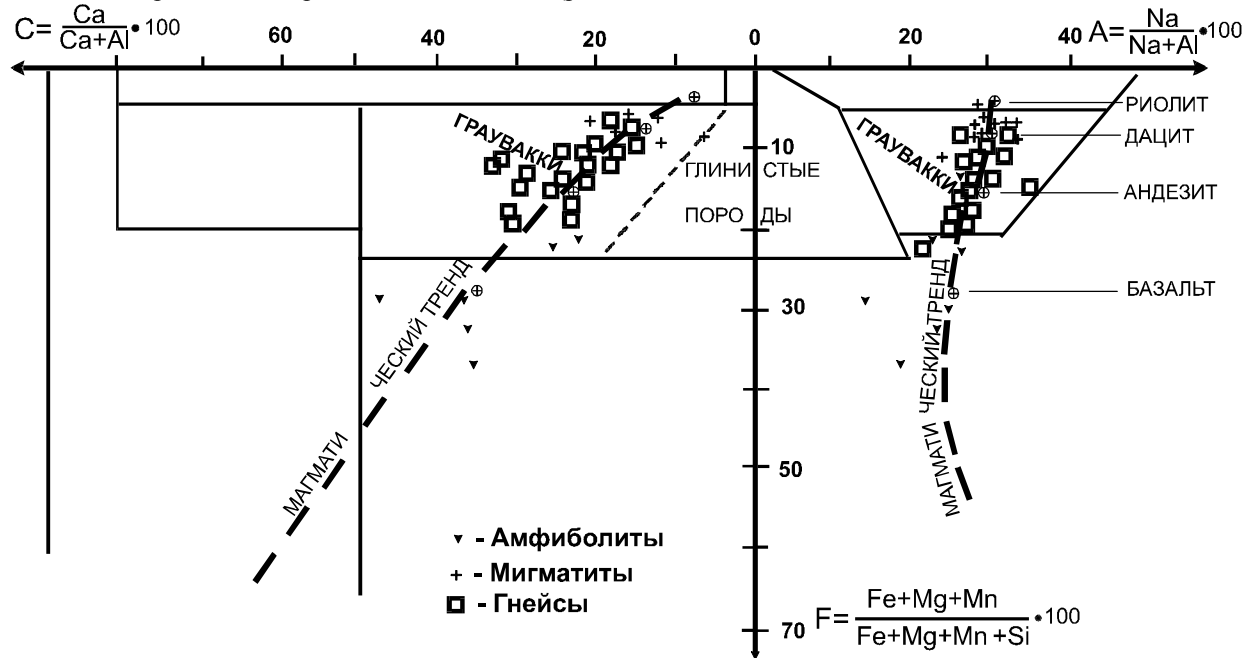


Рис.7. Проекция составов пород донской ассоциации обоянского комплекса ВКМ на диаграмме петрогенных отношений.

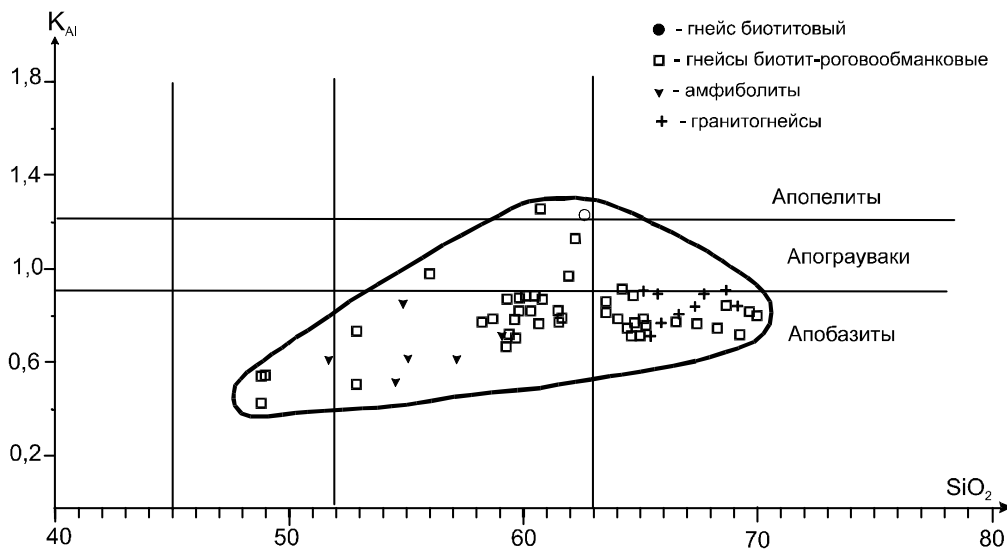


Рис.8. Проекция составов гнейсов и мигматитов донской ассоциации обоянского комплекса ВКМ на диаграмме изолитогенных рядов (по Чапелу).

Для суждений о возможных глинистых минералах в составе первичных глиноземистых и высоко-

глиноземистых пород брянской ассоциации использованы диаграммы «состав – парагенезис», на

которых в качестве реперных отражены средние составы слоистых силикатов глин, а также хлорита, мусковита и биотита (рис.10). Как следует из анализа диаграмм, наиболее вероятен гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, реже монтмориллонит-гидрослюдистый составы глинистой составляющей первично осадочных пород. Высокоглиноземистые метапелиты - силлиманит-кордиеритовые гнейсы

заметно отличаются тем, что их составы проецируются в поле гидрослюдистых глин повышенной железистости. Относительно высокие содержания калия и железа при относительно низком содержании магния позволяют относить эти метапелиты к специфическим образованиям докембрия. В целом они соответствуют составу существенно гидрослюдистых глин.

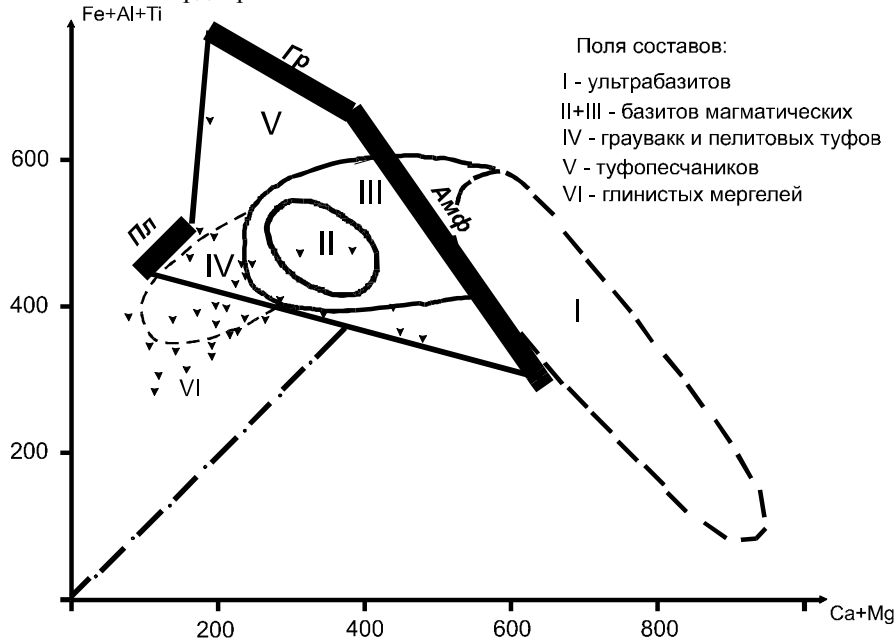


Рис.9. Проекция составов гранодиорито-гнейсов и амфиболитов донской ассоциации обоянского комплекса ВКМ на диаграмме Муана и де ля Роша.

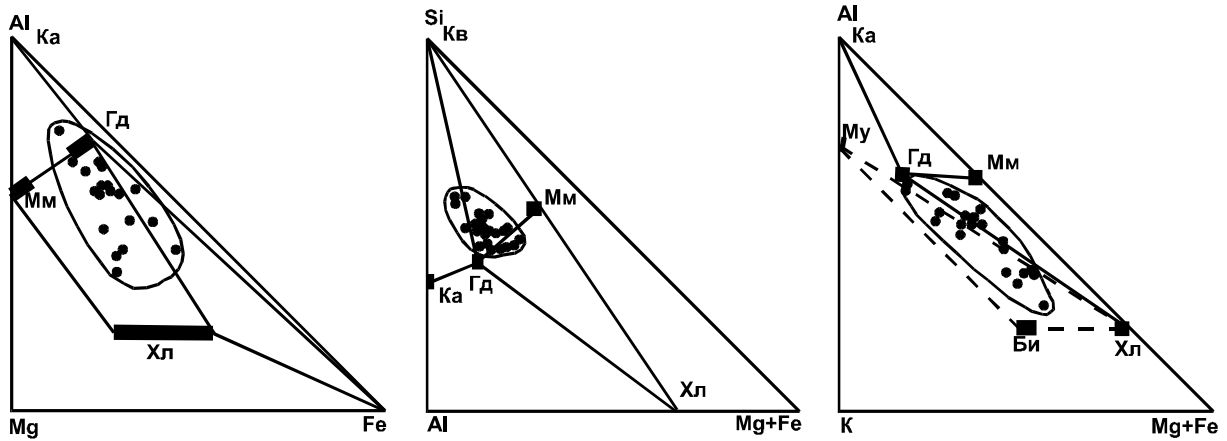


Рис.10. Проекция составов глиноземистых гнейсов брянской ассоциации обоянского комплекса ВКМ на диаграммах "состав-парагенезис". Символы: Гд – гидрослюды (усредненный состав); Мм – монтмориллонит; Хл – хлорит; Ка – каолинит; Кв – кварц; Му – мусковит; Би – биотит.

Обращает внимание избыточно высокое (относительно нормативных составов глинистых минералов) содержание кремнезема, а также калия (рис.10) во всех архейских метапелитах ВКМ. Если не рассматривать версию о синметаморфическом привносе этих элементов, следует полагать, что кремнезем и калий поступали в бассейн седиментации параллельно с глинистой составляющей. При этом возможны два источника кремнезема: 1) осаждение гелей кремнезема в ходе литогенеза [41];

2) привнос терригенного кварца в область седиментации пелитов. На вероятность высокой концентрации ионов калия указывают, в частности, высокие значения отношения Al_2O_3/TiO_2 , свидетельствующие о щелочной среде накопления пелитов. В связи с этим можно полагать, что монтмориллонит, как минеральная фаза глинистой фракции, был неустойчив на площадях водосбора и, вероятно, в области седиментации. Высокая концентрация ионов калия неизбежно, уже на стадии диагенеза, должна спо-

способствовать преобразованию первично терригенных хлорита и монтмориллонита в гидробиотит или в смектит. Дегидратация последнего уже на ранних стадиях метаморфизма привела к образованию биотита.

Согласно современным представлениям, наиболее инертны при процессах метаморфизма, редкоземельные элементы. Это позволяет использовать

данные об их содержаниях и распределении для генетических построений. Редкие земли концентрируются, главным образом, в акцессорных минералах-фосфатах (монаците и ксенотиме), а также содержатся в слюдах. В осадочных породах наиболее высокие содержания редких земель наблюдаются в континентальных глинах (до 230 г/т суммы REE в глинах гумидных условий литогенеза), более низкие

Таблица 3

Содержания химических элементов в архейских гнейсах ВКМ (в $n10^{-4}$ %)

Элемент	Массовое число	1	2	3	4	5	6	7	8	9
		5821/48	7541/8	7541/12	К-478/1	К-485/5	К-652/2	К-145/1	К-250/1	Кл-5 PR ¹ _{1к}
		Брянская ассоциация пород			Росошанская ассоциация пород			Донская ассоциация пород		
Y	89	11	14	14	7,7	13	11	12	22	9,9
La	139	212	58	98	41	78	55	53	69	53
Ce	140	412	109	181	72	146	98	102	162	103
Pr	141	64	13	20	7,9	17	12	13	23	13
Nd	146	151	50	68	24	58	42	49	95	45
Sm	147	12	10	12	5,1	10	8,1	9,1	19	8,2
Eu	153	3,0	2,1	2,1	1,9	3,3	2,4	3,8	6,1	2,8
Gd	157	23	12	14	6,8	12	10	11	22	11
Tb	159	1,6	1,4	1,4	0,73	1,3	1,2	1,1	2,6	1,1
Dy	163	5,6	5,9	7,5	3,9	5,9	5,7	5,3	13	5,8
Ho	165	0,93	1,3	1,4	0,69	1,1	1,1	1,1	2,5	1,1
Er	166	2,6	3,6	4,0	2,1	2,9	3,2	3,2	6,0	3,4
Tm	169	0,29	0,55	0,62	0,32	0,44	0,42	0,47	0,86	0,45
Yb	174	1,6	3,4	3,3	2,1	3,0	2,7	2,7	5,2	3,1
Lu	175	0,22	0,50	0,47	0,30	0,46	0,44	0,47	0,75	0,50

Результаты анализа методом "ICP", лаборатория ИГЕМ, Москва.

в песках (до 95 г/т) и самые низкие в хемогенных карбонатах [42].

В таблице 3 приведены содержания редкоземельных элементов в гнейсах обоянского метаморфического комплекса, сгруппированные по их принадлежности к брянской, росошанской и донской ассоциациям. Приведен также анализ типичного метапелита-кварц-биотитового сланца раннепротерозойских отложений коробковской свиты курской, серии накопление которых определено установлено в условиях гумидного климата в мелководном эпиконтинентальном морском бассейне [42]. На рис. 11(а,б,в) приведены диаграммы распределения редкоземельных элементов в гнейсах росошанской, донской и брянской ассоциаций, нормированные по средним содержаниям в архейских гнейсах [42,4]. Как видно из приведенных данных, графики распределения элементов трех ассоциаций гнейсов практически не пересекаются, что свидетельствует об их принадлежности к трем генетически различным формациям. Можно предположить, что эти различия обусловлены особенностями состава и условиями накопления первичных (дометаморфических) пород. Гнейсы брянской ассоциации по содержанию редких земель занимают промежуточное положение между гнейсами росошанской и донской ассоциаций. Последние характеризуются наиболее высокими содержаниями всех редкоземельных элементов,

особенно тяжелых лантаноидов (Eu+Gd, Dy, Er). При этом нужно отметить, что гнейсы обоянского комплекса отличаются повышенными в 2-6 раз концентрациями редкоземельных элементов по сравнению со средними содержаниями в архейских гнейсах. Если принять, что метод индуктивно-связной плазмы (ICP) дает примерно в 2 раза завышенные значения содержания большинства редкоземельных элементов, то и в этом случае нужно признать, что гнейсы брянской и донской ассоциаций геохимически специализированы на редкие земли (лантаноиды), так как их содержания существенно превышают значения средних содержания в архейских гнейсах Мира [42].

Из сравнительного анализа диаграмм распределения концентраций редкоземельных элементов, нормированных по морским (рис.11д) и континентальным (рис.11г) глинам Русской платформы [42] можно прийти к следующим выводам. По содержанию иттрия гнейсы обоянского комплекса вообще и брянской ассоциации в частности, соответствуют континентальным глинам. В морских условиях литогенеза характерно накопление иттрия, средние содержания которого примерно в два раза выше чем в глинах, накопленных в континентальных условиях литогенеза. По данным Ю. А. Балашова [42] главная масса средних и тяжелых лантаноидов (Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb) сосредоточены в темноцветных минера-

лах, а легкие лантаноиды (La, Ce, Pr, Nd) накапливаются в составе обломочного комплекса осадочных пород. В ходе процессов выветривания происходит относительное обогащение легкими лантаноидами обломочного комплекса, средними - сорбированного и тяжелыми и иттрием растворенного комплекса. Подавляющая масса редких земель концентрируется в пелитовой фракции осадков в сорбированной форме.

Менее контрастно, но все же достаточно определено, проявлены различия в содержаниях лантаноидов. При этом четко выражен более высокий уровень накопления тяжелых лантаноидов (Eu+Gd, Dy+Ho, Yb) по сравнению с легкими (La, Ce, Pr, Nd, Sm). Наиболее ярко это выражено на рис. 11,г, где содержания элементов нормированы по континен-

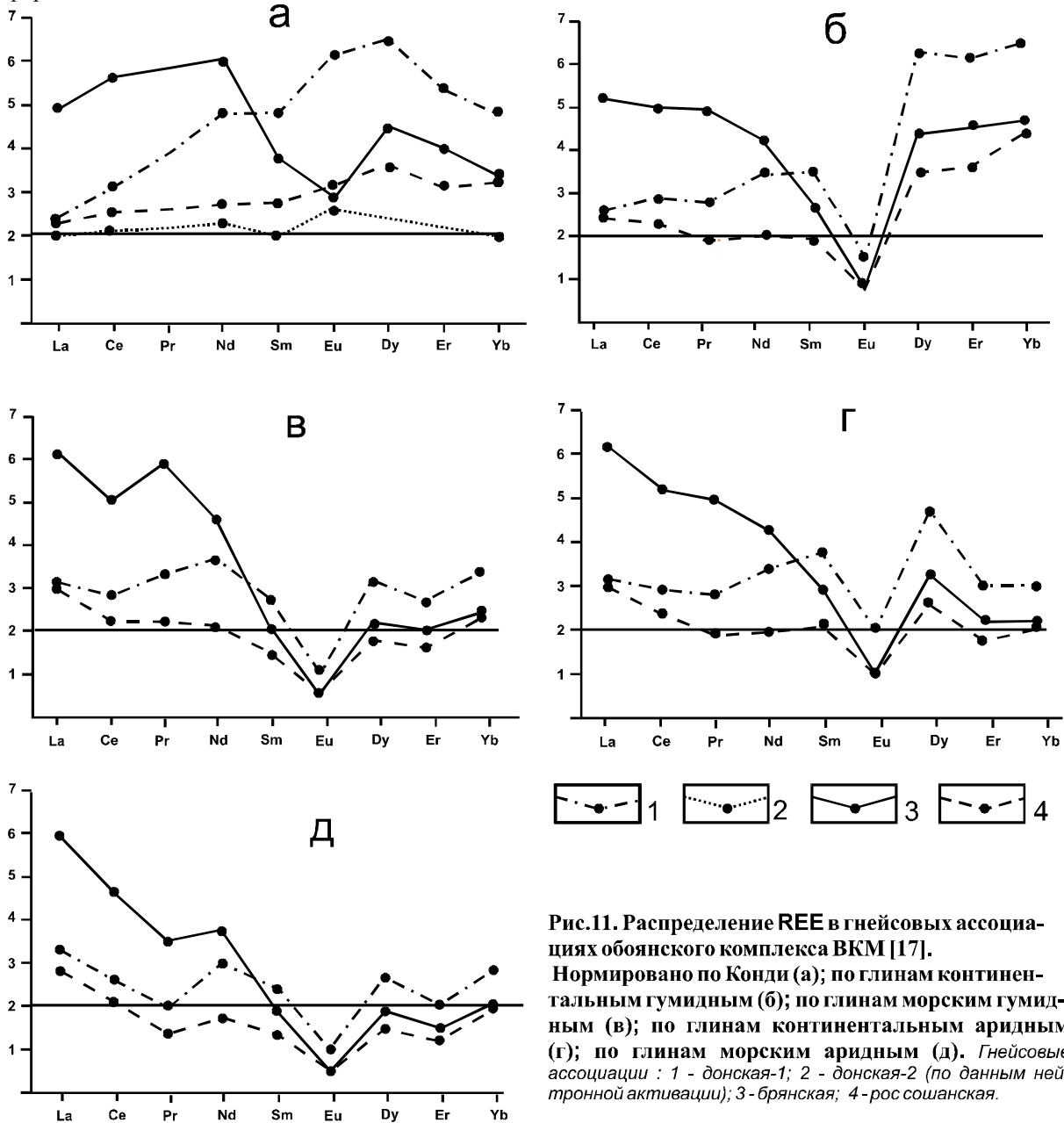


Рис.11. Распределение REE в гнейсовых ассоциациях обоянского комплекса ВКМ [17]. Нормировано по Конди (а); по глинам континентальным гумидным (б); по глинам морским гумидным (в); по глинам континентальным аридным (г); по глинам морским аридным (д). Гнейсовые ассоциации : 1 - донская-1; 2 - донская-2 (по данным нейтронной активации); 3 - брянская; 4 - рос сошанская.

тальным глинам Русской плиты. Такой характер распределения лантаноидов склоняет к выводу о морских условиях накопления первичных пелитов в гумидной климатической зоне, что противоречит генетической интерпретации по данным распределения иттрия. Более определенные выводы можно получить посредством анализа значений отношения $\Sigma Ce / \Sigma Y$. По данным Балашова [42] наблюдается направленное уменьшение этого значения от конти-

нентальных к морским гумидным фациям пород (от 7,1 в континентальных глинах до 3,4 в морских). В гнейсах брянской ассоциации это отношение составляет в среднем 9,4 (от 7,8 в пр.7541/8 до 10,9 в пр.7541/12), что можно рассматривать как индикатор литогенеза на континентальном блоке. Кроме того, возможно, относительное обогащение легкими лантаноидами в результате наложенных процессов микроклинизации.

Таким образом, анализ распределения редкоземельных элементов позволяет заключить, что первичные образования типичных гнейсов обоянского комплекса представляли собой осадочные отложения, при этом есть основания полагать, что породы брянской ассоциации сформированы при участии зрелых кор выветривания, поставивших эти продукты в бассейны седиментации. Относительно повышенные содержания тяжелых лантаноидов обусловлено накоплением отложений за счет продуктов, возможно, латеритной коры выветривания пород на площадях сноса. Наложённые на стадии ультраметаморфизма процессы микроклинизации привели к относительно высокому обогащению гнейсов легкими лантаноидами.

Время формирования пород субстрата обоянского гнейсово-мигматитового комплекса, в связи с неоднократной «термической обработкой» - (метаморфизмом раннеархейских образований), по изотопному возрасту циркона (к настоящему времени выполнено более 50 определений), безусловно, завышено и неоднозначно. Наиболее корректная цифра получена Г.В. Артеменко [44] по четырем фракциям циркона из роговообманково-биотитового плагиогнейса (скв. 3588, интервал 262,5-265,8м; Бесединский участок КМА) методом изохрон в пределах 3178 ± 39 млн. лет.

Наиболее сложным представляется вопрос о мощности архейских отложений. Если исходить из предположения о корреляции давления при метаморфизме с глубиной, можно полагать, что метаморфические породы архея, занимающие сейчас поверхность кристаллического фундамента, в период их метаморфизма находились на глубинах от 8 до 12 км, следовательно, по керну скважин мы наблюдаем фрагменты разреза мощностью не менее 12 км, а с учетом площади распрощернения (не менее 300 тыс. кв. км) и геофизических данных [46] мы полагаем, что в глубинном разрезе земной коры ВКМ до глубины примерно 30 км преобладают кварцполевошпатовые осадочно-метаморфические и ультраметаморфические породы, в основе своей содержащие в значительной степени осадочную компоненту.

Выводы

1. Новый концептуальный подход к ранней истории Земли [7,8 и др.] совпал по времени с разработкой основных постулатов тектоники литосферных плит, что сопровождалось накоплением космохимических, геохимических и геофизических данных, свидетельствующих о весьма раннем образовании слоистой структуры нашей планеты. Большая роль в становлении этих представлений и более широко – геодинамики как нового научного направления в геологии – принадлежит сравнительной планетологии, представившей непротиворечивый сценарий эволюции Земли (тектоника роста ядра, плюм-тектоника, плейт-тектоника). Очевидно, что механизмы тектоники роста ядра и плюм-тектоники

были запущены еще в "догеологический" этап и определили образование первичной коры возможно, с зачатками, "островами" сиалического слоя у рубежа 4.35 млрд. лет. Образование вторичной коры происходило в результате хаотической конвекции-адвекции вещества в системе верхняя мантия-земная кора под аккомпанемент метеоритно-астероидной бомбардировки одновременно с зарождением гидросферы и седиментогенеза в интервале 4.35-4.00 млрд. лет назад). Участие гидросферы, больших масс воды и осадочных пород "уводило" образование вторичной коры от чисто "базальтового варианта" (как это произошло на Луне, Меркурии, Марсе и, возможно, Венере) к "гранитно-базальтовому", к более глубокой дифференциации вещества, к разделению вторичной коры на протоокеаническую и протоконтинентальную еще до рубежа в 4.0 млрд. лет назад. При этом образование более крупных ядер сиала вполне могло происходить в дальнейшем результате скучивания – по механизму образования тессер на Венере [22,23].

2. Выше изложенные особенности вещественного состава древнейших пород ВКМ, с учетом современных представлений о ранних периодах формирования земной коры позволяют предполагать, что первичная кора на территории ВКМ могла иметь эндербит-базитовый состав, о котором можно судить по протолитам древнейших пород, обнаруженных среди образований метаграувакковой грубообломочной формации. Их можно трактовать, в частности, и как обломочную фракцию земных реголитов - продуктов механического и химического разрушения эндербит-базитовой протокры одновременно с образованием гидросферы. Реликты первичной коры, возможно, сохранились в глубинных зонах региона (геофизические данные).

Предполагается, что в нуклеарный этап (3-я и 4-я стадии, см. табл. 1) развития региона возможно образование гигантского Сарматского нуклеара (в результате метеоритной бомбардировки), контуры которого намечаются по геолого-геофизическим и геолого-геоморфологическим данным [12,33]. Как было показано выше, суммарная мощность накопленных отложений оценивается не менее 30 км, что свидетельствует о реальности существования в раннем архее гигантской синформы, южная половина которой находится в пределах Среднеприднепровского и Приазовского блоков, где развиты аналогичные по вещественному составу раннеархейские образования аульской серии [34]. Особенности морфологии Сарматского нуклеара предопределили характер формирования ассоциаций отложений на стадии его заполнения. Брянская ассоциация отвечает обстановкам удаленным от гребневидных выступов нуклеара; накопление ритмитовой росошанской ассоциации происходило в переходных зонах, а грубообломочной донской - вблизи гребневидных выступов. Преобладание достаточно однообразного вещественного состава – серогнейсового грауваккового - свидетельствует о господстве в целом слабой

степени осадочной дифференциации вещества материнских пород. Развитие нуклеара сопровождалось мафит- ультрамафитовым магматизмом (высокожелезистые вулканы и комагматичные им интрузивные тела бесединского комплекса). При этом магматические проявления контролировались не линейными зонами разломов, а сложной, напоминающей гигантскую паутину, системой кольцевых и радиальных разрывов. Наиболее ярко такая ситуация проявлена в центральной части ВКМ в пределах Курско-Бесединского участка [32]. Сформированные мощные толщи вулканогенно-терригенных образований, выполняя роль термостатирующих экранов, способствовали накоплению тепловой энергии, интенсивному метаморфизму и ультраметаморфизму стратифицированных толщ, формированию гранито-гнейсовых купольных структур. Конечным результатом нуклеарного этапа развития явилась кратонизация весьма мощной раннеархейской коры континентального типа, структура которой предопределила в последующем особенности формирования позднеархейских и раннепротерозойских структур Воронежского кристаллического массива.

Авторы статьи отдают себе отчет в том, что они "не соединили" литогенез раннего архея с литогенезом доархея, но предприняли попытку в этом направлении, а главное, представляется, удалось показать, что литогенез как уникальное, чисто земное явление имеет доархейскую историю и активно влиял, наряду с магматизмом и метаморфизмом, на эволюцию состава ранней земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия, состояние и задачи // Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X Всесоюз. литологического совещ. – М., 1973. – С. 4-7.
2. Состояние и задачи советской литологии / Под ред. А.В.Сидоренко. – М., 1970. – С.256.
3. Ранняя кора: ее состав и возраст. – М., 1991. – 225с.
4. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М., 1983. – 390 с.
5. Сиротин В.И., Лебедев И.П. К проблеме литогенеза в ранней истории Земли // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т.2: Матер. к 1-му Всерос. литологическому совещ. – М., 2000. – С. 230-235.
6. Сиротин В.И. Значение сравнительной планетологии в создании моделей ранней эволюции Земли // Общие вопросы тектоники. Тектоника Земли: Матер. XXXIII тектонич. совещ. – М., 2000. – С. 477-480.
7. Витязев А.В., Печерникова Г.В., Сафронов В.С. Планеты земной группы. Происхождение и ранняя эволюция. – М., 1990. – 280с.
8. Витязев А.В. Ранняя эволюция Земли. // Земля и Вселенная. – 1990. – №2. – С.18-24.
9. Барсуков В.Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли. // Геохимия. – 1985. – №1. – С.3-19.
10. New the solar Sistem. – Cambridge: Cambridge university press, 1999. – 421 p.
11. Hartmann William K.A. Brief History of the Moon. // The planetary report. – 1997. – Vol. XVII, № 5. – P. 5-11.
12. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. – М., 1990. – 205 с.
13. Виноградов А.П., Дж. Везерилл, Шмитт Г.Г. и др. Космохимия Луны и планет. – М., 1975. – 764с.
14. Очерки сравнительной планетологии. – М., 1981. – 1981. – 326с.
15. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). – М., 1994. – 190 с.
16. Хаин В.Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Вестн. МГУ. Сер. Геология. – 2000. – №4. – С. 13-24.
17. Витязев А.В. Импаكتиты в ранней и современной истории Земли. // Земля и Вселенная. – 2000. – №2. – С.9-17.
18. Гаррельс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. – М., 1974. – 272с.
19. Гликсон А., Гудвин А.И., Мартин В. и др. Ранняя история Земли. – М., 1980. – 621с.
20. Шопф Т. Палеоокеанология. – М., 1982. – 311с.
21. Сиротин В.И. Некоторые методологические проблемы литологии // Методология наук и формирования научного мировоззрения в учебном процессе. – Воронеж, 1980. – С. 157-160.
22. Базилевский А.И., Хэд Дж. У. Геологическая история Венеры за последние 300-500 млн. лет по данным фотологического анализа радарных изображений, полученных КА «Магеллан». // Астроном. вестн. – 1995. – Т.29, №3. – С. 195-218.
23. Ненахов В.М., Сиротин В.И. К геодинамике раннего архея (Тессеры Венеры – прообраз континентов ?) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. – 1999. – №8. – С.6-11.
24. Ненахов В.М. Геодинамические особенности раннего архея // Геотектоника, 2001. – №1. – С. 3-15.
25. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. – М., 1992. – 200 с.
26. Иванов А.А. Аккреционные процессы формирования континентальной коры Восточно-Европейского кратона в раннем докембрии (по петрогеохимическим и геолого-геофизическим данным). – Апатиты, 2001. – 199 с.
27. Кальвин М. Химическая эволюция: молекулярная эволюция, ведущая к возникновению живых систем на Земле. – М., 1971. – 240с.
28. Кометы и происхождение жизни. – М., 1984. – 228с.
29. Нусинов М.Д., Глейзер С.И. Кометы и происхождение жизни на Земле. // Земля и Вселенная. – 1987. – №1. – С.91-94.
30. Вернадский В.И. О количественном учете химического атомного состава биосферы. Избр. соч. Т. 1. – М., 1954. – С. 543-569.
31. Полищук В.Д., Голивкин Н.И., Зайцев Ю.С. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Кн.1. Докембрий. – М., 1970. – 439с.
32. Бочаров В.Л., Фролов С.М., Плаксенко А.Н., Левин В.Н. Ультрамафит-мафитовый магматизм гранит-зеленокаменной области КМА. – Воронеж, 1993. – 176 с.
33. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Афанасьев Н.С., Тарков А.П., Лебедев И.П. Геофизические и геологические признаки эволюции земной коры Воронежского кристаллического массива: Тез. докл. Междунар. конф. "Закономерности эволюции земной коры" – СПб, 1996. – С.145-147.
34. Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. – Л., 1973. – 310с.
35. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива. // Геотектоника. – 1997. – №3. – С. 21-30.

36. Лебедев И.П. Минеральные парагенезисы и P-T условия метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций докембрия. Курская магнитная аномалия // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Метаморфизм. -Киев, 1988. -С.86-103.
37. Махлаев Л.В. Изолиотгенные гранитные ряды. - Новосибирск, 1987.-123 с.
38. Полищук В.Д., Полищук В.И. Пироксеновые гранулиты в докембрии КМА и некоторые вопросы его геологии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов Европейской части СССР. Вып. 6. -М., 1970. -С.26-30.
39. Савко К.А. Гранулиты Воронежского кристаллического массива: петрология и эволюция метаморфизма. - Воронеж, 1999. -130с.
40. Епифанов Б.П. Вопросы стратиграфии докембрия Курско-Воронежской антеклизы // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. Вып. 2. -Калуга, 1959. -С. 108-115.
41. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. -М., 1963. -535с.
42. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. - М., 1976. 267с.
43. Зеленская А.Н., Шатров В.А., Сиротин В.И. Палеофациальные условия образования сланцев курской серии КМА (по результатам изучения распределения REE) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. -№ 7. - 1999. -С. 39-44.
44. Артёменко Г.В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей: Дисс. ... д.г.-м. н. -Киев, 1998. -435 стр.
45. Лебедев И.П., Сиротин В.И. О литогенезе в раннем докембрии Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Т. 1: Матер. к 1-му Всеросс. литологическому совещ. - М., 2000. - С. 403-405.
46. Афанасьев Н.С., Тарков А.П. Строение и состав земной коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива вдоль профиля ГСЗ Купянск-Липецк // Бюл. МОИП. Отд. Геол. -1985. -Вып.5. -С. 11-20.