

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.217:552.311:551.735.1(234.853)

Н.В. Правикова

ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ И ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В РАННЕМ КАРБОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ (МАГНИТОГОРСКАЯ И ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ ЗОНЫ)

Проблему синхронности проявлений вулканической и плутонической деятельности в пределах единых магматических поясов исследователи решают по-разному. Одни склонны считать эти процессы синхронными, другие ученые принципиально их разделяют, а третьи полагают, что наряду с самостоятельными плутоническими комплексами существуют такие, которые связаны с вулканическими в вулcano-плутонические ассоциации. В статье сделана попытка построить общую корреляционную схему плутонических и вулканических комплексов раннего карбона для Магнитогорской и Восточно-Уральской зон Южного Урала (рис. 1, 2). Все рассмотренные интрузивные массивы имеют изотопные возрастные датировки, а возраст вулканических комплексов обоснован по фауне.

Плутонические комплексы

В пределах Магнитогорской зоны рассмотрены следующие плутоны раннего карбона (с севера на юг): Сыростанский, Тургоякский, Петропавловский, Заматохинский, Кассельский, Куйбасовский, Мосовский, Магнитогорский, а в Восточно-Уральской зоне — Челябинский, Чернореченский, Каменский, Неплюевский, Северо-Каиндинский и Каиндинский.

Магнитогорская зона. Сыростанский и Тургоякский массивы расположены в зоне Главного Уральского разлома, на западной границе Магнитогорской зоны. Они имеют форму, близкую к концентрической, их размеры 11×12 и 8×8 км соответственно.

Сыростанский плутон сложен биотит-роговообманковыми гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными адамеллитами и гранитами, с которыми ассоциируют разнообразные габброиды [6, 18]. Новейшие сведения о возрасте Сыростанского массива, полученные путем определения отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в цирконах [4], следующие: “деформированные” габброиды и ассоциирующие с ними гранодиориты — 334±4 (СырI) и 334±5 (СырII) млн лет соответственно, прорывающие их массивные граниты — 327±4 млн лет (СырIII). Однако Ar—Ar-возраст гранитоидов Сыростанского массива по биотиту определен в 304±6 млн лет [2].

Главные разновидности пород Тургоякского массива — средне- и крупнозернистые биотит-роговообманковые гранодиориты и биотитовые граниты; как подчиненные разности упоминаются тоналиты, плагиограниты и граносиениты [14]. Возраст пород Тургоякского интрузива, определенный K—Ar-методом [17],

для гранитов центральной части составляет 314±18 млн лет, для гранодиоритов и граносиенитов — 335±18 млн лет (Тур).

Заматохинский массив имеет в плане эллипсовидную форму, вытянут в субширотном направлении, площадь его составляет приблизительно 40 км². Массив

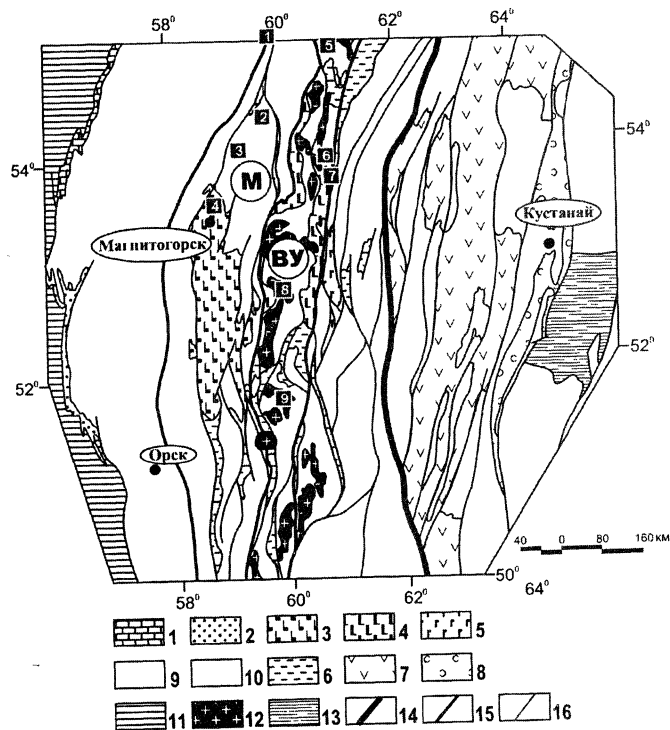


Рис. 1. Схема расположения нижнекаменноугольных комплексов и интрузивных массивов в структуре палеозойд Южного Урала и Зауралья (по [15], с изменениями и дополнениями): 1—8 — нижнекаменноугольные комплексы: 1 — терригенно-карбонатные, 2 — флишевые, 3 — базальт-риолитовые Магнитогорской зоны, 4 — риолит-базальтовые Восточно-Уральской зоны, 5 — базальтовые Зауральской зоны, 6 — терригенно-карбонатные Магнитогорской, Восточно-Уральской и Зауральской зон, 7, 8 — Валерьяновской зоны (7 — базальт-андезитобазальтовые, 8 — туфогенно-терригенно-карбонатные); 9—10 — докаменноугольные комплексы: 9 — окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, 10 — окраины Казахстанского палеоконтинента; 11—13 — послеканноугольные комплексы: 11 — среднекаменноугольно-пермские осадочные, 12 — позднепалеозойские гранитоиды; 13 — нижнетриасовые базальты; 14—16 — разломы: 14 — Тобольский (сutura), 15 — границы зон (шовные зоны), 16 — прочие. Буквами в кружках обозначены зоны: М — Магнитогорская, ВУ — Восточно-Уральская. Буквами в квадратах обозначены интрузивные массивы: 1—4 — Магнитогорской зоны (1 — Сыростанский, Тургоякский; 2 — Петропавловский; 3 — Кассельский, Заматохинский; 4 — Магнитогорская группа (Куйбасовский, Мосовский, Магнитогорский)); 5—9 — Восточно-Уральской зоны (5 — Челябинский; 6 — Чернореченский; 7 — Каменский; 8 — Неплюевский; 9 — Каиндинский, Северо-Каиндинский)

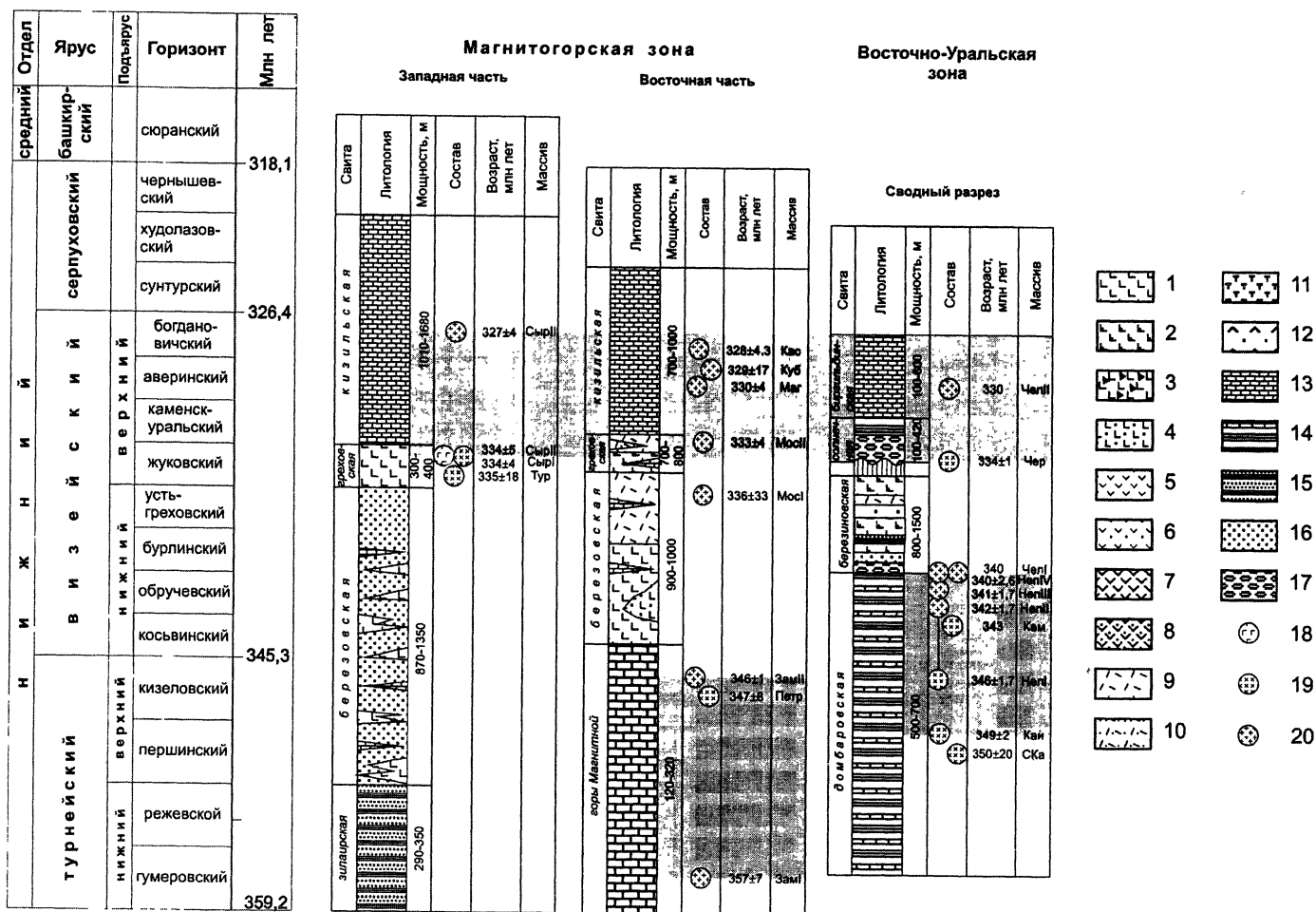


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижнекаменноугольных вулканогенных комплексов и датировки интрузивных массивов в Магнитогорской и Восточно-Уральской зонах Южного Урала:

1 — базальты; 2 — трахибазальты; 3 — брекчии базальтов; 4 — туфы базальтов; 5 — андезиты, андезитобазальты; 6 — туфы андезитов, андезитобазальтов; 7, 8 — красноцветные (континентальные) вулканы: 7 — андезиты, 8 — туфы андезитов; 9 — риолиты, риодациты; 10 — туфы риолитов, риодацитов; 11 — трахириолиты, трахидациты; 12 — туфогенно-осадочные породы; 13 — известняки; 14 — песчаники и алевролиты с прослоями известняков; 15 — песчаники и алевролиты; 16 — преимущественно песчаники; 17 — конгломераты; 18 — габброиды; 19 — гранодиориты; 20 — граниты

сложен главным образом средне- и крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, адамеллитами, менее развиты порфириовидные граниты. Возраст адамеллитов, полученный Rb—Sr-методом, $357 \pm 7,5$ млн лет (ЗамI) [1], гранитов и гранодиоритов — 346 ± 1 млн лет (ЗамII) [11].

Петропавловский массив сложен адамеллитами и гранодиоритами, возраст последних по Rb—Sr-датировкам равен $347 \pm 8,6$ млн лет (Петр) [1].

Кассельский массив имеет каплевидную форму и включает две фазы. В составе первой преобладают монцодиориты и кварцевые монцониты, постепенно переходящие в амфиболовые среднезернистые монцогаббро. Вторая фаза представлена мелко- и среднезернистыми умереннощелочными роговообманковыми гранитами и лейкогранитами, реже граносиенитами. По Rb—Sr-изохроне возраст пород равен $328,1 \pm 4,3$ млн лет (Кас) [5].

Магнитогорская группа массивов образует цепочку длиной более 150 км [8] и представлена габбро-гранитной гомодромной серией (оливиновые габбро, габбро-нориты, кварцевые диориты, монцодиориты, грано-

сиениты, граниты). Самые северные в этой цепочке сложно построенные Магнитогорский, Куйбасовский и Московский массивы имеют штокообразную форму. По Rb—Sr-датировкам их возраст равен 330 ± 4 (Маг), 329 ± 17 (Куб), 336 ± 17 (МосI) и 333 ± 4 (МосII) млн лет соответственно [9, 10].

Восточно-Уральская зона. Крупный Челябинский плутон, расположенный на севере Восточно-Уральской зоны, имеет ромбовидную форму с широтными и северо-восточными ограничениями. Он сложен породами нескольких комплексов. Каменноугольная часть плутона по K—Ar-данным имеет возраст 340 млн лет (ЧелI), а по U—Pb — 330 (ЧелII) и 365 млн лет [8].

Чернореченский массив имеет площадь около 90 км², вытянут меридионально на 13—14 км и представлен тремя фазами: 1) диориты и кварцевые диориты, 2) средне- и крупнозернистые тоналиты и гранодиориты, 3) среднезернистые плагиограниты [16]. Возраст пластового комплекса, в состав которого входит Чернореченский массив, определен K—Ar-методом в 310—330 млн лет, а для собственно Чернореченского массива (Чер) составляет 334—335 млн лет [19].

Каменский массив вытянут субмеридионально и имеет каплевидную форму при размерах 14×9 км. Первая фаза представлена мелко- и среднезернистыми габбро-диоритами и диоритами, вторая фаза — среднезернистыми тоналитами и гранодиоритами, третья фаза — плагиолейкогранитами, плагиогранитами. Средний K—Ar-возраст пород Каменского массива (Кам) (4 пробы) составляет 343 млн лет [16].

Неплюевский массив имеет в плане форму параллелограмма с длинными сторонами (18—20 км) север-северо-западного простирания и короткими (12—14 км) — широтного. Он сложен мелко- и среднезернистыми габбро первой фазы, среднезернистыми гранодиоритами второй фазы (НепI), мелко- и среднезернистыми, существенно плагиоклазовыми гранитами третьей фазы (НепII, НепIII) и мелкозернистыми лейкогранитами четвертой фазы (НепIV) [16]. По минеральным Rb—Sr-изохронам возраст гранитоидов Неплюевского плутона оценивается в интервале 346—340 млн лет с последовательным омоложением от ранней фазы к поздней [7]. Полученные оценки согласуются с наличием обломков гранитоидных пород в терригенных отложениях верхнего визе [5].

Возраст пород Каиндинского массива (Каи) (самого южного из рассмотренных в работе), определенный Rb—Sr-методом, равен 349 ± 2 млн лет [8], а Северо-Каиндинского (СКа) по цирконам (Pb—Pb-метод) — 350 ± 20 млн лет [3].

Вулканические комплексы

Раннекаменноугольные вулканы наиболее широко развиты в Магнитогорской зоне, локальнее — в Восточно-Уральской.

Магнитогорская зона. В Магнитогорской зоне раннекаменноугольные вулканогенные комплексы приурочены к ее восточной части. Они встречаются практически на всех уровнях нижнего карбона и представлены магнитогорской серией, в которую входят березовская и греховская свиты [5, 12].

Березовская свита сложена в основном умеренно щелочными вулканитами. Она, как правило, согласно залегает на подстилающих образованиях. Преобладающими породами являются трахибазальты, базальты, риодациты, риолиты, реже встречаются трахириодациты, трахириолиты, трахиандезитобазальты, андезитобазальты, трахиандезиты, андезиты. Кроме лав указанного состава в разрезах широко распространены пирокластические породы, а также вулканогенно-осадочные и осадочные. Мощность свиты составляет от 300—500 до 4200 м [15].

Возраст березовской свиты хорошо обоснован находками органических остатков (в основном фораминиферами) в прослоях известняков [12]. Наиболее устойчиво подошва березовской свиты прослеживается с кизеловского горизонта верхнего турне, а кровля фиксируется по перекрыванию ее греховской или кизильской свитой.

Греховская свита залегает на березовской и представлена трахибазальтами, трахиандезитами, трахириодацитами, реже базальтами, трахиандезитобазальтами, андезитобазальтами, андезитами, риолитами, изредка дацитами и трахидацитами, их кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, туфогенно-осадочными породами различной зернистости с прослоями известняков. Мощность свиты меняется от 1300 до 3300 м. Она перекрыта известняками кизильской свиты.

Возраст греховской свиты определен по находкам органических остатков в прослоях известняков среди вулканитов. Стратиграфическое положение ее подошвы крайне неустойчиво (от косьвинского до жуковского горизонтов), но, как правило, она расположена вблизи границы нижнего и верхнего визе. Кровля свиты проходит внутри каменск-уральского горизонта [12].

Восточно-Уральская зона. В Восточно-Уральской зоне раннекаменноугольные вулканы участвуют в строении синформных пакетов тектонических пластин. В западной части зоны выделяется березиновская толща, которая согласно залегает на терригенной домбаровской свите, а на востоке вулканогенные породы участвуют в строении таяндинской и кабанской свит. Первая залегает на угленосной брединской свите турне—раннего визе [16], а вторая с несогласием перекрывает фамен-турнейские туфогенно-терригенные и карбонатные толщи [13].

Березиновская толща сложена пачками вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочных пород мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров при общей мощности более 1500 м. В ее низах присутствуют туфогенно-осадочные и терригенные породы, разнообразные базальтоиды, их туфы и брекчии. Верхи сложены средними, кислыми вулканитами, которые перекрываются литокластическими туфами базальтоидов с обломками риолитов, риодацитов. В составе березиновской толщи наибольшим распространением пользуются порфиновые трахибазальты и базальты с массивной и шаровой текстурой. Среди кислых эффузивов типичны порфиновые и флюидальные сферолитовые риолиты. Возраст толщи по редким сборам органических остатков устанавливается как визейский [16].

Таяндинская толща — аналог березиновской на востоке Восточно-Уральской зоны — сложена туфогенно-осадочными породами, выше которых залегают долериты, спилиты, миндалекаменные базальты, андезитобазальты, андезиты, андезитодациты, риолиты и их туфы. Мощность толщи 800 м [15].

Кабанская свита распространена севернее полей развития таяндинской толщи и слагает крылья крупной синклинали складки, в ядре которой выходят терригенно-карбонатные породы среднего визе—московского яруса. Кабанская свита сложена субщелочными базальтами, андезитобазальтами и их туфами, среди которых в верхней части появляются андезиты, андезитодациты, дациты и риолиты. Разрез завершают лавы и туфы трахиандезитобазальтов, трахиандезитов

и трахидацитов, чередующиеся с прослоями вулканогенно-осадочных пород. Мощность свиты достигает 1500 м [15]. Органические остатки в кабанской свите и таяндинской толще не обнаружены, их возраст принимается визейским по положению в разрезе и по аналогии с фаунистически охарактеризованной березиновской толщей [13, 16].

Обсуждение материалов. Основная сложность составления общей корреляционной схемы магматических комплексов состоит в том, что интрузивные массивы, как правило, датированы изотопными методами по *абсолютной геохронологической* шкале и редко имеют четкие относительные возрастные границы, а возраст вулканических комплексов в лучшем случае определяется по фауне и привязан к *относительной стратиграфической* шкале. И если стратиграфическая шкала в настоящее время разработана весьма подробно, то имеющиеся геохронологические шкалы пока еще очень грубы и во многом не совпадают. В работе использована геохронологическая шкала, предложенная 32-м Международным геологическим конгрессом (Флоренция, август 2004 г.) [20].

Если судить по материалам, полученным для Неплюевского массива [7], а также принять во внимание мировые данные, то время формирования многофазного плутона можно оценить в 6—8 млн лет. Поэтому при анализе разрозненных цифр изотопных датировок для разных массивов “синхронными”, вероятно, следует считать те, которые укладываются в общий интервал ~10 млн лет. При имеющихся в настоящее время материалах большая точность вряд ли целесообразна.

Магнитогорская зона. Анализ имеющихся материалов показывает, что в Магнитогорской зоне в раннем карбоне можно выделить два интервала активной плутонической деятельности. К *первому интервалу* (357—346 млн лет, середина турне) относится внедрение Заматохинского и Петропавловского массивов. Этот интервал соответствует накоплению карбонатных отложений свиты горы Магнитной. В течение *второго интервала* (334—327 млн лет, поздний визе) произошло внедрение гранитоидов Тургоякского и Сыростанского плутонов, а также массивов Магнитогорской группы (датировки для Тургоякского и Мосовского массивов, составляющие 335 ± 18 и 336 ± 33 млн лет соответственно, не включены в интервал из-за низкой точности). Это время соответствует концу формирования вулканогенной магнитогорской серии и началу авулканического этапа, в течение которого накапливались мелководно-морские известняки кизильской свиты, датированной как поздний визе—серпуховской век [12]. Большинство авторов [5, 11] описывают магматические комплексы визейского века в составе вулканоплутонических ассоциаций. С этим мнением можно согласиться, если учесть, что обычно плутонические комплексы вулканоплутонических ассоциаций следуют после вулканических.

Восточно-Уральская зона. В пределах Восточно-Уральской зоны также можно достаточно уверенно

выделить два интервала активной плутонической деятельности в раннем карбоне.

Первый интервал (349—340 млн лет — конец турнейского века—начало визейского) характеризуется внедрением крупных многофазных плутонов: Неплюевского, Северо-Каиндинского, Каиндинского, Суундукского (пока не имеет изотопных датировок, но относится к неплюевскому комплексу), возможно, части Челябинского плутона. Этот интервал совпадает со временем формирования угленосной брединской свиты и непосредственно предшествует началу вулканической деятельности — формированию березиновского комплекса и его аналогов [16].

Во **второй интервал** (334—330 млн лет — поздний визе) внедрялись массивы пластового комплекса и его аналогов (Чернореченский, Челябинский и др.). В пределах Восточно-Уральской зоны этот интервал соответствует постсудетской фазе стабилизации, выраженной в накоплении карбонатных комплексов (биргильдинская толща и ее аналоги). Предшествующая ей судетская фаза тектогенеза проявлена в резко несогласном налегании базальных валунных конгломератов верхневизейской солнечной толщи на гранитоиды неплюевского комплекса [5, 16].

Выводы. 1. В пределах Магнитогорской и Восточно-Уральской зон Южного Урала выделяются два главных раннекаменноугольных интервала формирования плутонических комплексов. Первый соответствует времени 357—346 млн лет в пределах Магнитогорской зоны и 349—340 млн лет в Восточно-Уральской. Вторым интервалом охватывается период 334—327 млн лет в обеих зонах.

2. Первый и второй интервалы плутонической деятельности не только примерно одинаковы по продолжительности, но и близки по отношению к тектоническим обстановкам. В обоих случаях им соответствует спокойная обстановка, характеризующаяся накоплением осадочных комплексов (карбонатных и терригенно-угленосных). Таким образом, формирование плутонических комплексов раннего карбона на Южном Урале оказывается синхронным не фазам тектогенеза, а фазам стабилизации, сопровождавшимся накоплением тонкотерригенных и карбонатных осадков.

3. Этапы вулканизма проявлены неравномерно, но укладываются главным образом *между* интервалами плутонической деятельности, вследствие чего активные проявления вулканической и плутонической деятельности оказываются разнесенными во времени. При этом этапы вулканической и плутонической деятельности вполне *соизмеримы* по продолжительности.

4. Для раннего интервала отмечается отчетливое смещение во времени проявлений плутонической деятельности с запада на восток, что соответствует установленному ранее характеру смещения раннекаменноугольной вулканической деятельности [15].

Работа поддержана программой “Ведущие научные школы” (НШ-5280.2006.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горожанин В.М.* Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. канд. дис. Екатеринбург, 1995.
2. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6—0,2 млрд лет) и строения Урала: Автореф. докт. дис. Екатеринбург, 1998.
3. Корреляция магматических комплексов Оренбургского Урала: Препринт. Свердловск, 1989.
4. *Монтеро П., Беа Ф., Ферритатер Г.Б.* и др. Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития Главного Уральского глубинного разлома (предварительные данные) // Проблемы петрогенезиса и рудообразования: Тез. докл. науч. конф. "Чтения памяти А.Н. Заварицкого". Екатеринбург, 1998.
5. *Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г.* и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV: Объясн. зап. Челябинск, 2000.
6. *Попов В.С., Богатов В.И., Чаплыгина Н.Л., Панина Т.Ю.* Сыростанский плутон на Южном Урале: пример мультиплетной интрузивной серии // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Ч. 2. Екатеринбург, 1997.
7. *Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В.* и др. Изотопный Rb—Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 89—94.
8. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, 2000.
9. *Ронкин Ю.Л.* Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Свердловск, 1989. С. 107—110.
10. *Ронкин Ю.Л., Перейра А., Лепихина О.П.* Sr—Nd систематика Магнитогорской группы массивов // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. Всероссийского совещания. Сыктывкар, 1997.
11. *Салихов Д.Н., Митрофанов В.А.* Интрузивный магматизм верхнего девона — нижнего карбона Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал). Уфа, 1994.
12. *Салихов Д.Н., Яркова А.В.* Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. Уфа, 1992.
13. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа, 1990.
14. Структурное и петрологическое изучение магматических комплексов Миасского учебного полигона: Учебное пособие / П.Л. Тихомиров, Т.О. Федоров, В.И. Борисенко и др. Челябинск, 2003.
15. *Тевелев Ал.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л.* и др. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. Т. 1. Южный Урал. М., 2005. С. 213—247.
16. *Тевелев А.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М., 2002.
17. *Турбанов В.Ф.* и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Среднеуральская. Лист N-41-VII. Свердловск, 1984.
18. *Ферритатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С.* и др. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 42—56.
19. *Шатагин К.Н., Астраханцев О.В., Дегтярев К.Е., Луцкицкая М.В.* Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // Геотектоника. 2000. № 5. С. 44—60.
20. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.* et al. A geologic time scale 2004 // Geol. Surv. of Canada. 2004. Miscellaneous Report 86, 1 poster.

Поступила в редакцию
07.12.2005