

В заключение приведем данные о скоростях осадконакопления в течение плиоцена для значительно более активной в тектоническом отношении зоны, нежели Юго-Восток Русской платформы. По данным М.И. Кузьмина [11], непрерывные разрезы Байкальской рифтовой зоны в позднем плиоцене формировались с относительно стабильными скоростями от 40 до 200 мм/тыс.лет. Наиболее глубокие котловины озера периодически характеризовались лавинным характером седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н.И. Апшеронский ярус // Избранные труды. -М., 1963. -Т. 2. -С. 333 – 568.
2. Колесников В.П. Средний и верхний плиоцен Каспийской области // Стратиграфия СССР. -М., Л., 1940. - 245 с.
3. Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. -Саратов, 1967. -355 с.
4. Жидовинов Н.Я., Курлаев В.И. Плиоценовые отложения Северного Прикаспия // Стратиграфия неогена

- востока Европейской части СССР. -М., 1971. -С. 169–180.
5. Невеская Л.А., Трубихин В.М. История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем плейстоцене // Антропоген Евразии. -М., 1984. -С.19–27.
6. Ахлестина Е.Ф. Вещественный состав и условия осадконакопления верхнеплиоценовых отложений Прикаспийской впадины: Дис. ... канд. геол.-мин. н. - Саратов, 1970. -188 с.
7. Сиднев А.В. История развития гидрографической сети плиоцена в Предуралье. -М., 1985. -224 с.
8. Лисицин А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. -М., 1991. -271 с.
9. Певзнер М.А. Палеомагнетизм и корреляция плиоцен-четвертичных отложений // Международный коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». -М., 1972. -Вып. 1. -С. 111–118.
10. Милановский Е.Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена. // Бюл. МОИП. Отд. геол. -1963. -Т. 38, № 3. -С. 77–89.
11. Кузьмин М.И. Байкальский буровой проект: краткая история, основные результаты // Смирновский сборник. -М., 2000. -С. 96–118.

УДК 552.43 (470.323)

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ИЗВЕСТКОВО- СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ТИМ-ЯСТРЕБОВСКОЙ СТРУКТУРЫ (КМА)

Т.Н.Полякова

Воронежский государственный университет

Известково-силикатные породы наряду с метапелитами и метаморфизованными породами основного состава, играют значительную роль в разрезах Тим-Ястребовской структуры, особенно в составе роговой свиты оскольской серии. В связи с этим изучение в них минеральных парагенезисов может оказать значительную помощь в реконструкции Р-Т условий метаморфизма пород изучаемой территории.

Рассматриваемые известково-силикатные метаосадочные образования представлены светло-зеленовато-серыми мелкозернистыми породами с гранобластовой, порфиробластовой и нематобластовой структурами. По химическому составу среди них можно выделить две группы пород: относительно магнезиальные, в которых на низких ступенях метаморфизма устойчив тремолит, и относительно железистые, в которых стабильны актинолит и роговая обманка, а также низкоглиноземистые и обогащенные Al_2O_3 разновидности.

Результаты изучения минеральных парагенезисов карбонатсодержащих образований позволяют выделить в пределах Тим-Ястребовской структуры

изограду появления в породах клинопироксена, разделяющую две метаморфические зоны: относительно низкотемпературную актинолит-роговообманковую и более высокотемпературную роговообманково-клинопироксеновую. Наиболее характерными минеральными парагенезисами для актинолит-роговообманковой (тремолитовой) зоны являются: тремолит+кальцит+кварц+флогопит, роговая обманка+плагиоклаз (An21-80)+биотит+кварц+ кальцит±эпидот и кальцит+плагиоклаз (An94-98)+биотит+актинолит; для роговообманково-клинопироксеновой: клинопироксен+роговая обманка+кальцит+плагиоклаз (An32-97) ±флогопит. Актинолит-роговообманковая зона распространена на большей части территории структуры, а роговообманково-клинопироксеновая зона развита локально и приурочена к экзоконтактовым ореолам интрузий стойло-николаевского комплекса.

Минералогия известково-силикатных пород. Постоянно присутствующими минералами во всех типах известково-силикатных пород являются кальцит, амфиболы и плагиоклаз. В большинстве случаев присутствуют кварц и биотит (или флого-

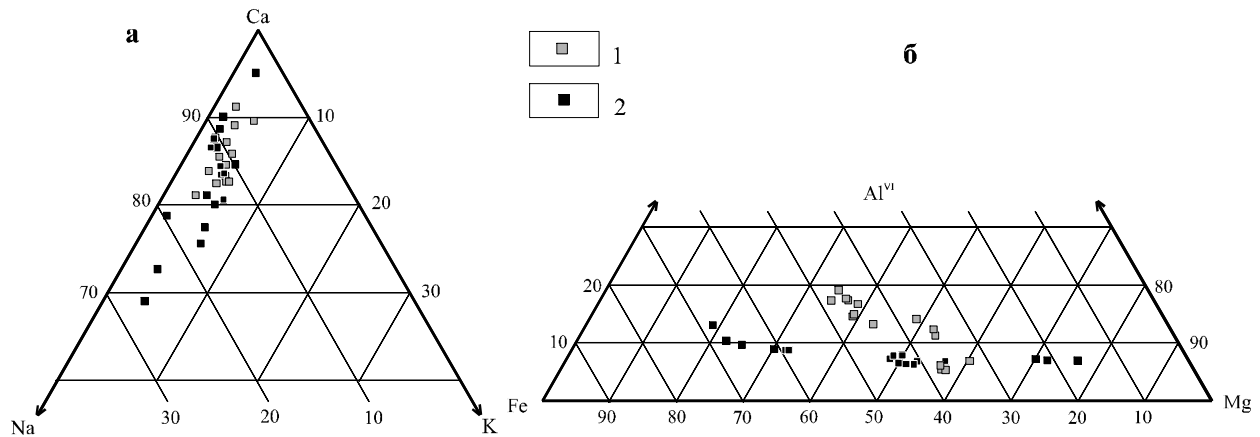


Рис.1 Соотношение катионов в координации RVIII (а) и RVI (б) в роговых обманках в известково-силикатных породах Тим-Ястребовской структуры: 1 - актинолит-роговообманковой зоны; 2-роговообманково-диопсидовой зоны.

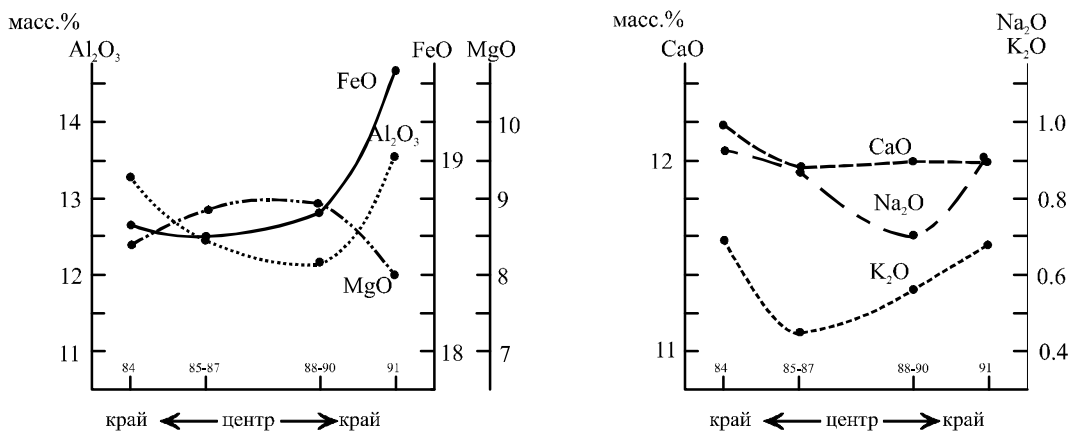


Рис.2. Изменение концентрации компонентов от центра к краевым частям кристалла роговой обманки в известково-силикатной породе с парагенезисом Nb+Qtz+Mi+Pl80+Bt+Cal (скв. 2204, глб. 221,2 м).

пит). В отдельных парагенезисах наблюдаются клинопироксены, гранаты, скаполит и эпидот.

Кальцит встречается в форме изометричных, часто полисинтетически сдвойникованных зерен. Главными примесями в его химическом составе являются MgO, содержание которого колеблется от 0,30 до 3,43 мас.%, FeO с концентрацией 0,07-3,68 мас.% и MnO – 0,14-4,48 мас.%.

Амфиболы представлены актинолитом, тремолитом и роговыми обманками.

Амфиболы актинолит-тремолитового ряда встречаются только в породах актинолит-роговообманковой зоны, где образуют игольчатые и волокнистые кристаллы или радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Как тремолит ($X_{Mg}=0,99-1,00$), так и актинолит ($X_{Mg}=0,71-0,77$) характеризуются высокой магнезиальностью ($X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe)$).

Подавляющее большинство роговых обманок представлено порфиробластами или удлиненными призматическими кристаллами зеленого, темно-зеленого, реже буровато-зеленого цвета. Все они характеризуются повышенным содержанием кальция (1,75-1,92 ф.е.) и низким – калия и натрия (0,17-0,39 ф.е.) (рис. 1а).

Роговые обманки в породах актинолит-роговообманковой зоны относятся (по классификации [1]) к магнезиальным ($X_{Mg} = 0,62-0,66$) и железистым ($X_{Mg} = 0,47-0,49$) обыкновенным роговым обманкам (рис.1б), которые четко отличаются и по своей глиноземистости ($Al^{VI}=0,26-0,61$ ф.е. и $Al^{VI}=0,74-0,94$ ф.е. соответственно). В известково-силикатных породах, насыщенных глиноземом в крупных порфиробластах роговой обманки наблюдается зональность, выраженная в увеличении от центра к краевым частям кристаллов алюминия, железа и щелочей и в уменьшении – магния (рис.2). Образование такой зональности связано с возрастанием температуры метаморфизма.

В породах роговообманково-клинопироксеновой зоны также присутствуют как магнезиальные ($X_{Mg} = 0,58-0,69$; $Al^{VI}=0,31-0,40$ ф.е.), так и железистые ($X_{Mg} = 0,24-0,39$; $Al^{VI}=0,44-0,64$ ф.е.) роговые обманки. В отдельных случаях наблюдаются кристаллы, состав которых меняется от актинолита, слагающего центральные части зерен, к магнезиальным роговым обманкам в краях. При этом от центра к краевым частям зерен возрастает содержание алюминия и щелочей, что свидетельствует о про-

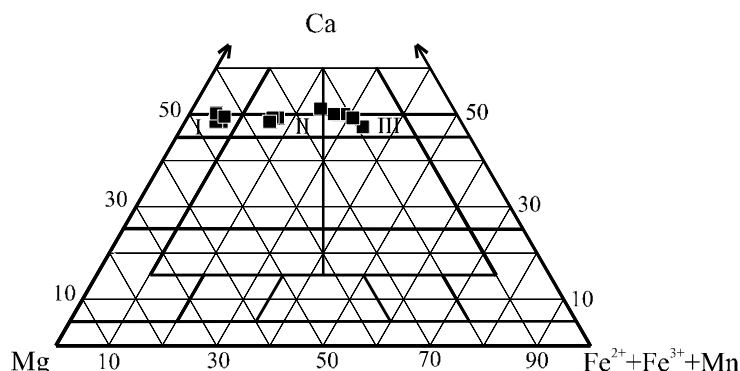


Рис.3. Номенклатура пироксенов и точки анализов клинопироксенов в известково-силикатных породах Тим-Ястребовской структуры: I-диопсид; II-салит; III-ферросалит.

градном характере зональности. Наряду с обычными роговыми обманками встречаются паргаситы ($X_{Mg} = 0,80-0,84$; $Na_2O=1,83-2,73$ мас.%).

Таким образом, появление на низких ступенях метаморфизма в известково-силикатных породах тремолита или актинолита, а также присутствие в одной и той же зоне метаморфизма двух типов роговых обманок, различающихся по своей магнезиальности, свидетельствует о зависимости состава амфиболов от исходного химического состава пород. С увеличением степени метаморфизма наблюдается увеличение глиноземистости роговых обманок и повышение в них концентрации щелочей.

Плаггиоклазы в известково-силикатных породах представлены незональными и чаще всего несдвоенными кристаллами. Их состав широко варьирует от олигоклаза ($Ab_{79}An_{21}$) до анортита ($Ab_{2,6}An_{94,98}$) в породах актинолит-роговообманковой зоны и от андезина ($Ab_{57,68}An_{32,43}$) до анортита ($Ab_2An_{97}Or_1$) в породах роговообманково-клинопироксеновой зоны. В целом можно говорить об увеличении в плаггиоклазах с ростом температуры метаморфизма содержания аянитового минала.

Микроклин встречается спорадически в породах как актинолит-роговообманковой, так и роговообманково-клинопироксеновой зон. Характерной особенностью его состава являются повышенные концентрации BaO (до 2 мас.%).

Биотит встречается в большинстве типов известково-силикатных пород, но его количество сильно варьирует. Он характеризуется умеренной глиноземистостью с суммарным содержанием флогопитового и аннитового миналов 52-59 мол.% и значительными колебаниями железистости ($X_{Fe} = 0,36-0,60$).

Флогопит ($X_{Fe} = 0,13 - 0,14$) присутствует только в парагенезисах с тремолитом или же клинопироксеном.

Клинопироксены в шлифах представлены бесцветными, слегка зеленоватыми таблитчатыми кристаллами или мелкими зернами неправильной формы. По составу они относятся к серии диопсид-геденбергит (рис.3). По железистости среди них выделяются диопсиды ($X_{Fe} = 0,09-0,11$), салиты ($X_{Fe} = 0,30-0,55$) и ферросалиты ($X_{Fe} = 0,47-0,64$). Послед-

ние встречаются в карбонатсодержащих породах наиболее часто. С увеличением железистости клинопироксенов закономерно увеличивается в них содержание MnO (от 0,17-0,20 мас.% в диопсидах до 0,47-1,80 мас.% в ферросалитах). Вариации состава клинопироксенов определяются исходным химическим составом пород.

Гранаты встречаются в породах как актинолит-роговообманковой, так и роговообманково-клинопироксеновой зон. Они образуют пойкилобласты с многочисленными включениями кварца и амфибола. В породах актинолит-роговообманковой зоны гранаты имеют существенно спессартино-гроссуляр-альмандиновый состав ($Pug_{4,10}Sps_{17,33}Grs_{21,33}Alm_{29,54}$). Для них характерна высокая железистость ($X_{Fe} = 0,86-0,90$) и повышенное содержание MnO (7,3-13,3 мас.%). В роговообманково-клинопироксеновой зоне содержание граната в породах увеличивается. Здесь распространены существенно гроссуляр-альмандиновые разновидности ($Pug_{1,2}Sps_{5,7}Grs_{38,43}Alm_{49,51}$), имеющие более высокую железистость ($X_{Fe} = 0,97-0,98$) и пониженные концентрации MnO (2,1-2,9 мас.%). Эти гранаты содержат небольшое количество (2-5 мол.%) андрадитового минала.

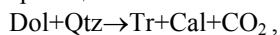
Все гранаты в известково-силикатных породах незональны. Следует отметить закономерное убывание в них спессартинового минала с повышением степени метаморфизма. Это объясняется тем, что на средних ступенях метаморфизма прогрессивные минеральные превращения сопровождаются увеличением количества в породах граната и соответствующим уменьшением в них содержания спессартина [2].

Скаполиты встречаются только в породах роговообманково-клинопироксеновой зоны. Они наблюдаются в шлифах в виде бесцветных или буроватых кристаллов призматической формы. По составу скаполиты относятся к мицзонитам с содержанием мейонитовой молекулы ($Ca_4[Al_6Si_6O_{24}]CO_3$) 69-74 мол.%. Концентрации SO_3 варьируют от 1,50 до 1,84 мас.%.

Эпидот присутствует в известково-силикатных породах обогащенных глиноземам и характеризуется высокой железистостью с содержанием пис-

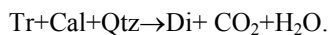
тацитового компонента 30-31 мол.%. В породах актинолит-роговообманковой зоны он наблюдается только в парагенезисах, где отсутствует актинолит.

Интерпретация фазовых равновесий. В известково-силикатных породах Тим-Ястребовской структуры наиболее низкотемпературными являются парагенезисы, включающие равновесную ассоциацию тремолита с кальцитом и кварцем при отсутствии доломита. Ее возникновение можно рассматривать как реакцию

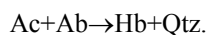


протекающую при избытке кремнезема.

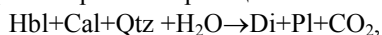
При повышении температуры тремолит в присутствии кварца становится неустойчив и вместо него появляется клинопироксен в результате реакции



В железистых известково-силикатных породах наиболее низкотемпературной амфиболовой фазой является актинолит. С повышением температуры в обогащенных глиноземом породах он реагирует с кислым плагиоклазом с образованием роговой обманки



При дальнейшем увеличении температуры метаморфизма протекает реакция



которая приводит к появлению в породах клинопироксена. При недостатке в системе SiO_2 , в парагенезисе с диопсидом остаются устойчивыми роговая обманка и кальцит, что и наблюдается в изученных известково-силикатных породах.

Таким образом, результаты анализа фазовых равновесий и являются основанием для выделения в породах Тим-Ястребовской структуры изограды появления клинопироксена, разделяющей более низкотемпературную актинолит-роговообманковую и более высокотемпературную роговообманково-клинопироксеновую зоны метаморфизма.

P-T условия метаморфизма. По данным минеральной термометрии известково-силикатные породы актинолит-роговообманковой зоны метаморфизовались при температуре 430-520°C. Минеральные термометры для парагенезисов роговообманково-клинопироксеновой зоны дают значения 540-

560°C. Следовательно, актинолит-роговообманковая зона в известково-силикатных породах Тим-Ястребовской структуры по условиям метаморфизма соответствует гранат-хлоритовой зоне, а роговообманково-клинопироксеновая – ставролит-андалузитовой и ставролит-силлиманитовой зонам в изученных ранее и ассоциирующих с ними метапелитах [3]. Определить давление с помощью минеральных геобарометров в известково-силикатных породах не представляется возможным, однако тесная пространственная ассоциация их с метапелитами, для которых этот параметр определен, позволяет оценить его в 3-4 кбар.

Таким образом, в известково-силикатных породах Тим-Ястребовской структуры выделено две метаморфические зоны, разделяющиеся изоградой появления клинопироксена: актинолит-роговообманковая и роговообманково-клинопироксеновая. Актинолит-роговообманковая зона распространена повсеместно в пределах структуры, развитие роговообманково-клинопироксеновой ограничено узкими зонами контактовых ореолов интрузий.

Температуры актинолит-роговообманковой зоны соответствуют температурам гранат-хлоритовой зоны в метапелитах и составляют 430-520°C. Роговообманково-клинопироксеновая зона с температурами 540-560°C отвечает ставролитовой и ставролит-силлиманитовой зонам в метапелитах.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 01-05-06203; 00-05-64522), Университета России (проект 990087), Президента РФ (проект 00-15-99-397).

ЛИТЕРАТУРА

1. Leake B. E. Nomenclature of amphiboles // Mineralogical magazin. -1978. -V.42. -P.533-563.
2. Добрецов Н.Л., Соболев В.С. и др. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. -М., 1972. - 288 с.
3. Савко К.А., Полякова Т.Н. Зональный метаморфизм и петрология метапелитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология. -2001. -Т.9, №6. -С.593-611.