مشکلی به نام فیبرولیت

***سید مسعود همام** [۱]
۱- گروه زمین شناسی – دانشکده علوم – دانشگاه فردوسی مشهد
homam@um.ac.ir

چکیده

در ادبیات زمین شناسی از اصطلاح فیبرولیت برای سیلیمانیت های رشته ای استفاده می شود. مشکل اساسی در خصوص فیبرولیت و سیلیمانیت به این نکته ی مهم باز میگردد که آیا سیلیمانیت و فیبرولیت دارای محدوده ی دما – فشار یکسانی هستند یا خیر و آیا میتوان آنها را به عنوان فازهای معادل اما با اندازه های متفاوت در نظر گرفت. بیشتر تجربیات آزمایشگاهی بر یکسان بودن این محدوده دلالت دارند در صورتی که تجربیات صحرایی بر تفاوت در این دو فاز تاکید دارند. تفاوت در گسترش صحرایی سیلیمانیت و فیبرولیت می تواند مبین تفاوت در پتانسیل شیمیایی و یا تشکیل یک یا هر دو فاز در شرایط عدم تعادل باشد. در بسیار از موارد فیبرولیت را می توان یک فاز نیمه پایدار در محدوده ی دما – فشار آندالوزیت دانست که به ویژه از همرشدی در بیوتیت حاصل گردد. با توجه به این امر پیشنهاد میگردد تا در مطالعات پترولوژیکی حتما فیبرولیت و سیلیمانیت به عنوان فازهای متفاوت در نظر گرفته شوند و محققین به صورت دقیق به بررسی و توصیف روابط بافتی و توزیع جغرافیایی فیبرولیت و سیلیمانیت بپردازند.

کلیدواژه‌ها: فیبرولیت : سیلیمانیت: محدوده پایداری دما – فشار

Fibrolite problem

*S. M. Homam[1]
[1] Department of Geology, Faculty of science, Ferdowsi University of Mashhad
homam@um.ac.ir

Abstract

The term fibrolite refers to the fine-grained, acicular(fibrous) sillimanite. There is a serious argument between researchers regarding identity of fibrolite and sillimanite P-T stability fields. Some workers suggested an identical P-T stability fields for them. However, some believe in deference of fibrolite and sillimanite P-T stability fields. According to many experimental data fibrolite and sillimanite should have identical P-T stability fields. There are

many examples of contact and region metamorphism in which fibrolite and sillimanite show significantly different distribution in the field. The different field distribution of fibrolite and sillimanite may suggest that fibrolite and sillimanite probably have different chemical potentials and/or one or both of these minerals form in disequilibrium. The possibility that fibrolite formed as a metastable phase during metamorphism of pelitic rocks in andalusite P-T stability field has long been recognized specially in the case of fibrolite-biotite intergrowths. It is therefore suggested that investigators in their petrologic studies to consider fibrolite and sillimanite as separate phases and to carefully record the textural relations and geographic distribution of fibrolite versus sillimanite.

Keywords: Fibrolite; Sillimanite; P-T stability field

۱- مقدمه

در ادبیات زمین شناسی از اصطلاح فیبرولیت برای سیلیمانیت های رشته ای که به طور معمول در سنگ های متا پلیتی با درجات دگرگونی متوسط تا بالا دیده می شوند به کار میرود. یک بازه ی پیوسته از فیبرولیت با ابعاد زیر میکرون تا سیلیمانیت منشوری با ابعاد سانتیمتری وجود دارد با این وجود مرز مشخصی بین فیبرولیت و سیلیمانیت تعیین نگردیده است. به عقیده کریک و سپیر (۱۹۸۸) بلورهایی با ابعاد زیر ۱۰ میکرون را میتوان به عنوان فیبرولیت و با ابعاد بزرگتر را سیلیمانیت نامید. هدف اساسی این مقاله بررسی این مشکل اساسی است که آیا فیبرولیت و سیلیمانیت دارای محدوده ی دما – فشار یکسانی هستند یا خیر.

۲- بحث

در ادبیات زمین شناسی از اصطلاح فیبرولیت برای سیلیمانیت های رشته ای که به طور معمول در سنگ های متا پلیتی با درجات دگرگونی متوسط تا بالا دیده می شوند به کار میرود. یک بازه ی پیوسته از فیبرولیت با ابعاد زیر میکرون تا سیلیمانیت منشوری با ابعاد سانتیمتری وجود دارد با این وجود مرز مشخصی بین فیبرولیت و سیلیمانیت تعیین نگردیده است. به عقیده کریک (1987) بلورهایی با ابعاد زیر ۱۰ میکرون را میتوان به عنوان فیبرولیت و با ابعاد بزرگتر را سیلیمانیت نامید.

مشکل اساسی در خصوص فیبرولیت و سیلیمانیت به این نکته ی مهم باز میگردد که سیلیمانیت و فیبرولیت آیا دارای محدوده ی دما – فشار یکسانی هستند یا خیر. هالدوی (۱۹۷۱) معتقد است که احتمالا فیبرولیت یک پروتو سیلیمانیت است که به سهولت بیشتری نسبت به سیلیمانیت و در نتیجه ی واکنش های کانیایی برگشت ناپذیر حاصل می گردد. وی هم چنین اعتقاد دارد که فیبرولیت حاوی سیلیکا و آب بیشتری نسبت به سیلیمانیت بوده و دارای بی نظمی Al-Si است.

در نقطه ی مقابل سولجی (۱۹۸۶) معتقد است که ظرفیت گرمایی فیبرولیت به مراتب از سیایمانیت های درشت بلور بیشتر بوده وی بر این اساس نتیجه گیری می کند که منحنی تعادل آندالوزیت – فیبرولیت در دمایی بسیار فراتر از آندالوزیت – سیلیمانیت قرار می گیرد.

باید توجه داشت که بر اساس بسیاری از اطلاعات آزمایشگاهی و تجربی سیلیمانت و فیبرولیت دارای محدوده ی دما – فشار یکسانی هستند. اگر نتایج تجربی صحت داشته باشند آنگاه باید انتظار داشته باشیم که پراکندگی و توسعه ی این دو فاز در صحرا نیز یکسان و یکنواخت باشد. گر چه این فرض در بسیاری از مطالعات صحرایی که فیبرولیت و سیلیمانیت توزیع یکنواختی را نشان نمی دهند.

توزیع متفاوت فیبرولیت و سیلیمانیت در روی زمین میتواند بیانگر تفاوت در پتانسیل شیمیایی و یا تشکیل یک یا هر دو فاز در شرایط عدم تعادل باشد. در بسیار از موارد تصور بر این است که فیبرولیت به عنوان یک فاز نیمه پایدار میتواند در سنگ های متا پلیتی و در محدوده ی دما – فشار آندالوزیت و به ویژه از همرشدی در بیوتیت حاصل گردد. برخی از محققین فرایند متاسوماتیسم در مقیاس وسیع، برخی نقش بیوتیت را به عنوان یک کاتولیزور و عده ای عامل دگرشکلی را در تشکیل فیبرولیت از بیوتیت موثر دانسته‌اند

ورنون و فلود (۱۹۷۷) فیبرولیت‌ها را به دو دسته هماهنگ و ناهماهنگ تقسیم بندی نموده‌اند. اصطلاح فیبرولیت هماهنگ زمانی استفاده می‌شود که مرز بین فیبرولیت و کانی‌های اطرافش کاملا" آشکار باشد. به عقیده این محققین فیبرولیت هماهنگ قبل از تثبیت نهایی موقعییت مرز دانه ها بین سایر بلورهای تشکیل دهنده سنگ موجود بوده است. به دیگر سخن فیبرولیت هماهنگ با کانی‌های اطراف خود در حال تعادل کامل می‌باشد. در نقطه مقابل فیبرولیت ناهماهنگ هیچ مرز مشخصی با کانی‌های اطراف خود نداشته و نمایانگر رشد فیبرولیت بین دیگر کانی‌ها و پس از تشکیل آنها می‌باشد. به این ترتیب فیبرولیت ناهماهنگ با سایر کانی-های تشکیل دهنده سنگ در تعادل نمی‌باشد.

ورنون (۱۹۷۹) در طی بررسی فیبرولیت‌های موجود در لوکوگرانیت‌های منطقه کنتاکی، نیو سات ولز در استرالیا زون‌هایی غنی از رگه‌های فیبرولیتی را مشاهده نمود. وی بر اساس شواهد بافتی نتیجه گرفت که تجمع فیبرولیت به شکل رگه‌ای می‌تواند حاصل جریان سیالات اسیدی حاصل از نفوذ توده‌های گرانیتی در سنگ‌های میزبان باشد. او حضور اشکال کشیده کوارتز در کنار رگه‌های فیبرولیتی را موید تشکیل فیبرولیت‌ها در نتیجه فرایند شستشوی کاتیونی دانست. در طی این فرایند بخش‌هایی از دانه‌های چند وجهی کوارتز در طول یک سری از مرزهای انتخابی انحلال حاصل نموده و به فرم کشیده تغییر شکل می‌یابند در طی شستشوی کاتیونی، کاتیون‌های با قابلییت تحرک بالا (نظیر آهن، منیزیم و پتاسیم) از ترکیبات اولیه (عموما" بیوتیت) انتقال، و کاتیون‌های با قابلییت تحرک کم نظیر اکسید آلومینیوم و سیلیسیوم به شکل رگه‌های فیبرولیتی بر جای می مانند. به دیگر سخن می‌توان فیبرولیت را به عنوان باقیمانده نسبتا" کم تحرکی از فرایند شستشوی کاتیونی های پایه در سنگ دانست. در برخی از شرایط نیز

انتقال مواد سازنده فیبرولیت در مقیاس کم صورت گرفته و باعث می گردد تا فیبرولیت به شکل شعاعی در مرز بین کانی‌های مختلف و بخصوص کوارتز قرار گیرد. کریک (۱۹۸۷) با توجه به چنین شواهد بافتی تشکیل فیبرولیت از بیوتیت در هاه ی دگرگونی آردرا را به واکنش زیر مربوط دانست:

$$2K(Mg_xFe_{1-x})_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 14HCl = Al_2SiO_5 + 5SiO_2 + 2KCl + 6(Mg_xFe_{1-x})Cl_2 + 9H_2O$$

به عقیده وی HCl لازم برای واکنش بالا از تراوش سیالات اسیدی آزاد شده در طول مراحل نهایی تبلور توده گرانیتی آردرا تامین گردیده است.

فورستر (۱۹۹۰، ۱۹۹۱) برای نخستین بار این احتمال را مطرح نمود که بیوتیتبعنوان یک کانی کاتالیست عمل می کند که منجر به تسریع واکنش تولید فیبرولیت می گردد. به عقیده او احتمالا بیوتیت در یک بخش از سنگ به فیبرولیت تبدیل می گردد و همزمان در محدوده ی دیگری از سنگ مجددا تشکیل می گردد. به عقیده ی او چنین مکانیسم هایی زمانی صورت می پذیرد که نقل و انتقال مواد در سنگ با محدودیت روبرو است.

ورنون (۱۹۸۷) شواهد مهمی از دگرشکلی قوی در لایه های فیبرولیتی را مشاهده نمود. این شواهد شامل خمیدگی در مجموعه های هم رشدی بیوتیت – فیبرولیت و کرینولیشن شدید در لایه های فیبرولیتی بود. با توجه به عدم وجود شواهد برای دگرشکلی قابل ملاحظه در کانی های موجود در فواصل بین لایه ای ورنون (۱۹۸۷) نتیجه گرفت که استرین در لایه های فیبرولیتی متمرکز گردیده است. به عقیده ی تمرکز لایه های فیبرولیتی در مناطق با استرین شدید به دلیل توانایی فیبرولیت در تحمل دگرشکلی از طریق لغزش در مرز بین دانه ها است.

همام (۲۰۰۰) با بررسی شواهد بافتی در فیبرولیت های هاله ی دگرگونی آردرا بر خلاف کریک تشکیل فیبرولیت را به عملکرد استرس و به عنوان یک فاز نیمه پایدار در محدوده ی دما – فشار آندالوزیت نسبت داد.

با توجه به اختلاف قابل ملاحظه در گسترش صحرایی فیبرولیت و سیلیمانیت و احتمال تشکیل فیبرولیت به شکل نیمه پایدار در محدوده ی دما – فشار آندالوزیت پیشنهاد میگردد تا در مطالعات پترولوژیکی حتما فیبرولیت و سیلیمانیت به عنوان فازهای متفاوت در نظر گرفته شوند و محققین به صورت دقیق به بررسی و توصیف روابط بافتی و توزیع جغرافیایی فیبرولیت و سیلیمانیت بپردازند.

۳- نتیجه‌گیری

بر اساس آنچه گفته شد اغلب تجربیات آزمایشگاهی موید تشکیل فیبرولیت و سیلیمانیت در محدوده ی دما – فشار یکسان هستند. در حالی که غالبا توزیع جغرافیایی این دو فاز در صحرا متفاوت هستند. این امر می توتند مبین تفاوت در پتانسیل شیمیایی و یا تشکیل یک یا هر دو فاز در شرایط عدم تعادل باشد. به این ترتیب مواکدا توصیه میگردد در مطالعات پترولوژیکی حتما فیبرولیت و سیلیمانیت به عنوان فازهای متفاوت در نظر گرفته شوند و محققین به صورت دقیق به بررسی و توصیف روابط بافتی و توزیع جغرافیایی فیبرولیت و سیلیمانیت بپردازند.

۴- تقدیر و تشکر

در تهیه این مقاله از حمایت معاونت محترم پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد بهره مند بوده ام که بدینوسیله از ایشان قدردانی میگردد.

۵- مراجع

Foster, C. T., 1991. The role biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form sillimanite. Canadian Mineralogist. 29, 943-963.

Foster, C. T., 1990. The role biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form fibrolite. [Abstr.] Geological and Mineralogical Association of Canada, 15, A40.

Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. American Journal of Science, 271, 97-131.

Homam, S. M., 2000. A chemical and textural study of aluminium silicate-bearing rocks from the contact aureole of the Ardara pluton, Co. Donegal, Ireland. Ph.D Thesis, University of Liverpool.

Kerrick, D. M., 1987. Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. American Mineralogist. 72, 240-254.

Salje, E., 1986. Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: The influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al2SiO5 polymorphs.Min. Mag., 71, 1366-1371.

Vernon, R. H., 1979. Formation of the late Sillimanite by the hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses. Lithos 12, 143-152.

Vernon, R. H., 1987. Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. Journal of Metamorphic Geology. 5, 51-68.

Vernon, R. H. and Flood, R. H., 1977. Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. Contribution to Mineralogist and Petrologis. 59, 227-235.

Wintsch, R. P. and Andrews, M. S., 1988. Deformation induced growth of sillimanite: “stress” mineral revisited. Journal of Geology. 96, 143-161.