中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 9 期: 1381 ~ 1395
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

大别山核部石鼓尖同构造花岗岩的变形与侵位: 对造山带构造体制转换的启示

邓新[①②③], 吴开彬[①②], 杨坤光[①②*]

① 中国地质大学构造与油气资源教育部重点实验室, 武汉 430074;
② 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074;
③ 武汉地质矿产研究所, 武汉 430205
* 联系人, E-mail: yangkunguang@163.com

收稿日期: 2012-08-22; 接受日期: 2012-11-27; 网络版发表日期: 2013-08-08
国家自然科学基金(批准号: 40972137, 41172189)资助

摘要 石鼓尖岩体位于大别山核部天堂寨地区, 为片麻理化石英二长岩. 岩体磁组构分析显示, 磁面理主体倾向 SE, 倾角较大, 85%采样点的倾角介于 40°~90°之间, 与岩体的片麻理产状一致. 岩体磁线理在东南部走向为 NWW-SEE 向, 在岩体中部和北部, 磁线理走向皆为 NE-SW 向. 在岩体中部, 磁线理向 SW 倾伏, 北部磁线理向 NE 倾伏, 磁线理倾角中等. 磁化率各向异性度 P 值介于 1.065~1.532 之间; 形态参数 T 介于 0.005~0.694 之间; 弗林图解(F-L 图解)显示 K 值均小于 1, 磁组构分析表明岩体是在 SE-NW 向挤压应力环境下侵位. 石英 C 轴组构分析表明, 岩体受到 SE-NW 向挤压应力, 变形温度在 400~500℃之间. 显微构造显示岩石具有接近固态的变形组构特征, 属同构造岩体变形组构. 结合岩体磁组构、显微构造和石英 C 轴组构, 指示石鼓尖岩体侵位冷凝成岩与区域 NE 向构造为同期, 属同构造侵入岩体. 石鼓尖岩体 U-Pb 定年结果表明, 岩体锆石 U-Pb 年龄为(141±2.3) Ma, 代表岩体侵位结晶年龄. 综合分析认为, 石鼓尖岩体侵位冷凝成岩时大别造山带仍然处于挤压环境, 造山带由挤压向伸展转换的时间应该在 141 Ma 之后, 岩体侵位时大别造山带的构造演化已受控于滨太平洋构造域. 而邻近的天堂寨等巨大岩基则是伸展环境的产物.

关键词
大别造山带
磁组构
石英 C 轴组构
构造体制转换

造山带花岗岩岩浆的形成、上升、侵位与变形和区域构造变形关系密切, 花岗岩上升侵位过程记录了造山带演化的重要动力学信息. 近年来许多研究表明, 造山带花岗岩与区域构造变形的时空关系密切, 分布在造山带中的花岗岩既可以形成在区域挤压环境, 也可以形成在区域伸展环境下[1~3]. 通过研究花岗岩的变形和侵位, 能够揭示造山带构造演化的重要动力学信息. 对花岗岩变形组构研究, 尤其是对花岗岩的显微构造和磁组构特征进行研究, 可以揭示花岗岩侵位的动力学机制, 为探讨花岗岩组构与区域构造演化的关系、探讨花岗岩与造山带构造演化关系研究提供了新思路[4~7].

中文引用格式: 邓新, 吴开彬, 杨坤光. 大别山核部石鼓尖同构造花岗岩的变形与侵位: 对造山带构造体制转换的启示. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1381–1395
英文引用格式: Deng X, Wu K B, Yang K G. Emplacement and deformation of Shigujian syntectonic granite in central part of the Dabie orogen: Implications for tectonic regime transformation. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 980−992, doi: 10.1007/s11430-013-4613-6

大别造山带核部天堂寨地区分布有大面积的花岗岩, 其同位素年龄主要集中在 143~120 Ma 之间[8~14]. 不同时间侵位的岩体其变形特征与岩石组构明显不同. Wang 等[12]和 Xu 等[13,15,16]对这些花岗岩的地球化学特征进行了大量的研究, 对其成因有比较一致的认识, 但是对其变形特征、组构及其和造山带构造体制的关系涉及较少. 对于大别造山带从挤压动力体制向伸展动力体制转换的时间前人已有一定的研究[17~21], 但具体转换的时间仍然存在争议. 本文通过对大别山天堂寨地区石鼓尖岩体的磁组构测量, 显微构造观察和岩组测定, 发现石鼓尖岩体的变形与围岩一致, 与 NE 向韧性剪切带相协调, 由此确定石鼓尖岩体为与NE向韧性剪切带同期的同构造侵入岩, 并对大别造山带的构造演化和构造体制转换进行更详细的讨论.

1 区域地质背景及岩体宏观构造

秦岭-大别-苏鲁造山带是华北板块与扬子板块于三叠纪陆陆碰撞形成的造山带(图 1(a)). 其中大别造山带西部与秦岭造山带相接, 东部通过郯庐断裂带与苏鲁造山带相连, 南部边界为襄樊-广济断裂, 北部以合肥盆地与华北板块分开. 不同学者对大别岩石构造单元的划分尚不一致[19,22~26]. 本文参照Zheng[26,27]的研究结果, 将大别造山带从南到北划分为以下几个岩石构造单元: 宿松绿片岩相-蓝片岩相变质杂岩带、高压角闪岩相-石英榴辉岩相变质带、超高压柯石英榴辉岩相变质带、北大别高温变质核杂岩带和北淮阳低温低压浅变质带. 北大别高温变质核杂岩带的北部边界为晓天-磨子潭断裂, 南界为五河-水吼断裂, 主要为一套混合岩化的花岗质-英云闪长质正片麻岩, 有大量燕山期岩浆岩侵入, 亦有少量镁铁-超镁铁岩、榴辉岩及麻粒岩透镜体分布于片麻岩及韧性剪切带中. 本文所研究的石鼓尖岩体出露于北大别杂岩带的天堂寨地区(图 1(b)). 天堂寨地区发育多期次侵入岩体, 岩体年龄在 143~120 Ma. 不同期次岩体变形差异较大, 石鼓尖岩体等早期侵入岩体变形明显(图2(c), (d)), 可发育多期变形, 韧脆变形共存; 天堂寨岩体等晚期侵入岩体变形不明显(图2(a), (b)). 石鼓尖岩体是这些岩体中侵入较早的岩体, 变形较明显.

石鼓尖岩体呈 NNE 向延伸, 为边缘不规则的椭圆形, 与围岩大别杂岩呈侵入接触关系, 出露面积约为 23 km^2[15] (图 1(c); 1∶5 万张家咀幅)[1)]. 岩体被 NE 和 NNE 向走滑型韧性剪切带(图 2(e), (f), (g), (h))围限, 岩体片麻状构造发育(图 2(c)), 片麻理走向皆为 NE-SW 向, 倾向 SE, 倾角在 45°~70°之间. 岩体内部发育捕虏体, 主要为大别杂岩, 在岩体内部和 NW 端有后期岩体侵入. 岩体岩性为片麻状石英二长岩, 主要矿物斜长石(35%)、钾长石(25%)、石英(10%)和角闪石(25%), 次要矿物黑云母(5%), 副矿物为磁铁矿、锆石和磷灰石等.

2 磁组构分析

2.1 样品的采集与测试

在石鼓尖岩体中 33 个点采集磁组构样品, 采样点均匀分布在岩体内部. 为了消除采样、测试过程中出现的随机误差, 应用统计方法求取每个采样点的平均值. 因此, 在每个采样点 5 m^2 以内采集了 3~4 块定向标本. 回到实验室用钻机在每个定向标本上钻取 1~2 个定向岩芯, 保证每个采样点有 5~8 个定向岩芯, 岩芯高 22 mm, 直径 25 mm. 磁组构的测试是在中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院磁学实验室使用捷克 AGICO 的 Kappabridge 磁化率仪(KLY-3S, 测试场强±4×10^{-4} T, 测试频率 875 Hz, 检出限 2×10^{-8} SI, 精度 0.2%)完成.

2.2 磁组构原理

近年来, 越来越多的学者将岩石磁化率各向异性运用于构造地质学的研究, 特别是对于在宏观尺度难以观察到构造变形的花岗岩类, 运用岩石磁组构研究其变形与侵位具有独特的优越性[28~31].

岩石磁化率各向异性的形成主要是因为定向应力和温度作用, 起到决定性作用的是岩石形成时的热动力学条件及其变化, 而与岩石成分以及其中所含磁性矿物成分、数量的关系较小[32]. 岩石的磁组构特征通常以一个定向的椭球体表征, 椭球体有三个互相垂直的轴: 最大磁化率主轴 K_{max}, 中间磁化率主轴 K_{int} 和最小磁化率主轴 K_{min}, 这三个轴的相对大小以及他们与水平面和地理北极的夹角构成了岩石磁组构的基本要素. 通过前人的研究, 岩石磁化率椭球

1) 湖北省地质矿产局. 张家咀幅 1∶5 万地质图说明书. 1997

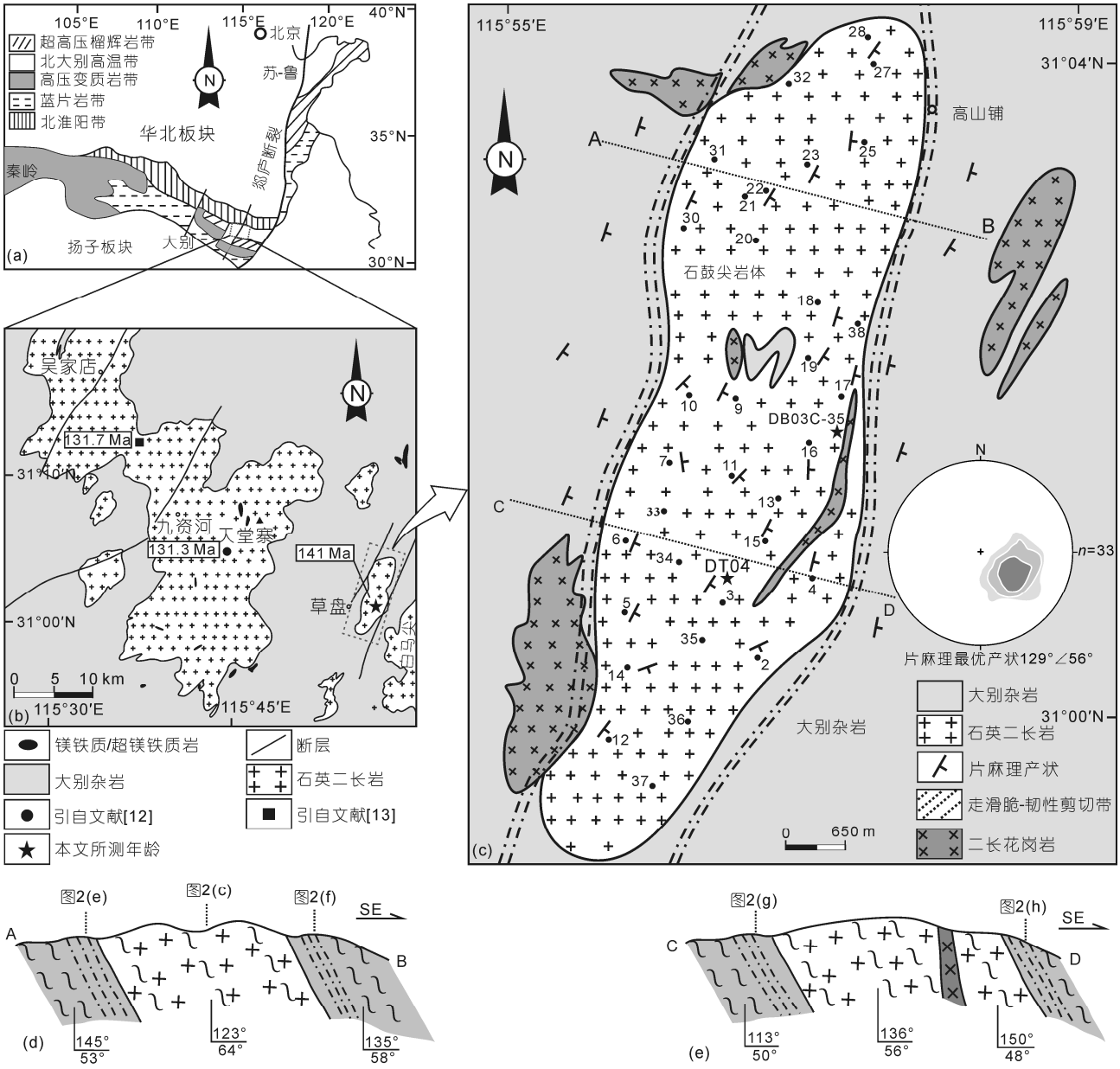

图 1　石鼓尖岩体区域构造简图

(a) 大别造山带岩石构造单元简图; (b) 大别造山带核部天堂寨地区花岗岩分布图; (c) 石鼓尖岩体地质图, 图上标明采样点位置和片麻理产状, 右下角为岩体片麻理下半球赤平投影图, DT04 是本文 U-Pb 定年采样点, DB03C-35 是文献[15]中的锆石 U-Pb 定年点; (d) 图(c)中的 AB 剖面; (e) 图(c)中的 CD 剖面

体能在一定程度上反映岩石应变椭球体的特征, 磁化率最小主轴平行于应变椭球最小主应变方向, 最大主轴亦平行于应变椭球最大应变方向, 中间轴平行于应变椭球体中间应变主轴[32]. 而用于磁组构分析的其他磁组构参数则由 K_{max}, K_{int} 和 K_{min} 导出:

$$K_m\text{(平均磁化率)}= (K_{max}+ K_{int}+ K_{min})/3.$$

$$P = K_{max}/K_{min}.$$

$$F\text{(磁面理)}= K_{int}/K_{min}.$$

$$L\text{(磁线理)}= K_{max}/K_{int}.$$

E (磁化率椭球的扁率)$=(K_{int})^2/(K_{max}\times K_{min})$, $E>1$ 时为压扁椭球, $E<1$ 时为拉长椭球.

T (磁化率椭球的形状因子)$=2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)$

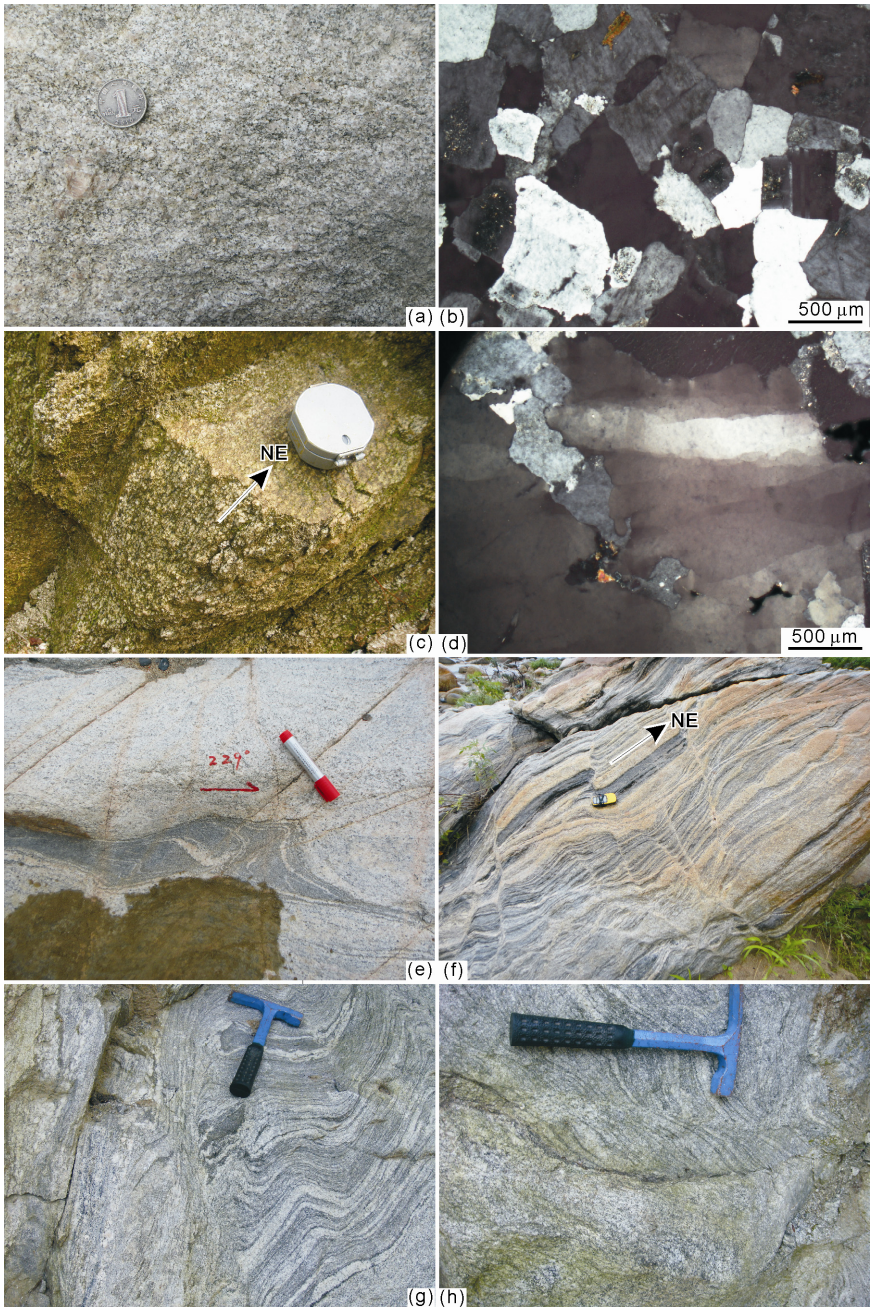

图 2　石鼓尖岩体宏观与显微照片

(a) 天堂寨未变形斑状二长花岗岩; (b) 天堂寨岩体在镜下呈现出岩浆结构, 显示岩体未发生变形; (c) 石鼓尖片理化石英二长岩, 片麻理走向 NE, 倾向 SE; (d) 石鼓尖岩体在镜下呈现出石英带状消光及柱状亚颗粒, 岩体发生高温韧性变形; (e) 研究区 NE 向韧性剪切带中右行剪切标志; (f) 研究区 NE 向韧性剪切带中右行剪切标志; (g) 研究区 NE 向剪切带; (h) 研究区 NE 向剪切带

-1[33, 34], T=1 时, 磁面理和磁线理同等发育; 1> T > 0 时, 磁面理比较发育; T = 0 时, 仅有磁面理发育; 0> T > −1 时, 磁线理比磁面理发育; T = −1 时, 仅有磁线理发育.

2.3　磁组构数据

2.3.1　平均磁化率及磁化率各向异性度

石鼓尖岩体样品磁组构测量结果见表 1. 岩体体

表 1 石鼓尖岩体磁组构参数 a)

采样点	样品数	L	F	P	T	K_m (10^{-6}, SI)	K_1	K_2	K_3	磁线理产状	磁面理产状	片麻理产状
SG02	9	1.037	1.151	1.206	0.584	9860	63°∠65°	186°∠15°	282°∠20°	63°∠65°	102°∠70°	155°∠50°
SG03	13	1.029	1.14	1.187	0.678	1040	124°∠43°	323°∠45°	223°∠9°	124°∠43°	43°∠81°	123°∠64°
SG04	5	1.036	1.218	1.286	0.694	196	105°∠55°	207°∠9°	303°∠34°	105°∠55°	123°∠56°	104°∠43°
SG05	11	1.028	1.104	1.143	0.591	123	216°∠47°	123°∠3°	309°∠43°	123°∠47°	129°∠47°	118°∠61°
SG06	6	1.092	1.107	1.21	0.017	209	220°∠8°	121°∠47°	318°∠42°	220°∠8°	138°∠48°	113°∠46°
SG07	11	1.048	1.218	1.275	0.602	386	216°∠46°	54°∠43°	315°∠10°	216°∠46°	135°∠80°	82°∠53°
SG09	6	1.075	1.115	1.203	0.177	160	192°∠20°	85°∠39°	302°∠44°	192°∠20°	122°∠46°	117°∠66°
SG10	5	1.09	1.127	1.231	0.186	146	187°∠25°	83°∠28°	318°∠51°	83°∠25°	138°∠65°	135°∠53°
SG11	10	1.056	1.243	1.334	0.601	258	193°∠35°	16°∠55°	284°∠2°	193°∠35°	104°∠88°	134°∠62°
SG13	8	1.025	1.137	1.179	0.683	8160	152°∠60°	260°∠11°	356°∠28°	152°∠60°	176°∠62°	132°∠48°
SG14	10	1.026	1.121	1.161	0.63	124	208°∠79°	70°∠10°	335°∠9°	208°∠79°	155°∠81°	159°∠67°
SG15	5	1.049	1.098	1.155	0.308	205	115°∠72°	10°∠5°	279°∠17°	115°∠72°	99°∠73°	117°∠49°
SG16	14	1.063	1.208	1.298	0.509	427	176°∠63°	42°∠20°	306°∠18°	176°∠63°	126°∠72°	92°∠57°
SG17	8	1.108	1.283	1.436	0.418	149	83°∠41°	196°∠25°	308°∠39°	83°∠41°	128°∠51°	104°∠56°
SG18	8	1.063	1.369	1.496	0.681	224	121°∠36°	31°∠0°	300°∠54°	121°∠36°	120°∠36°	107°∠40°
SG19	5	1.055	1.236	1.326	0.614	320	140°∠69°	352°∠18°	258°∠10°	140°∠69°	78°∠80°	123°∠71°
SG20	8	1.031	1.034	1.065	0.052	120	30°∠53°	205°∠37°	297°∠2°	30°∠53°	117°∠88°	126°∠53°
SG21	10	1.029	1.14	1.185	0.646	211	229°∠33°	104°∠42°	342°∠31°	229°∠33°	162°∠59°	131°∠46°
SG22	10	1.019	1.108	1.14	0.689	233	53°∠83°	220°∠8°	311°∠5°	53°∠83°	131°∠85°	122°∠58°
SG23	8	1.171	1.299	1.531	0.268	227	77°∠46°	194°∠23°	301°∠35°	77°∠46°	121°∠55°	117°∠59°
SG25	11	1.031	1.039	1.072	0.115	155	75°∠30°	306°∠47°	182°∠28°	75°∠30°	2°∠62°	97°∠41°
SG27	9	1.239	1.234	1.532	0.005	8740	77°∠24°	170°∠6°	274°∠65°	77°∠24°	94°∠25°	125°∠32°
SG28	8	1.061	1.158	1.236	0.422	169	177°∠68°	26°∠19°	292°∠10°	177°∠68°	122°∠80°	136°∠56°
SG30	11	1.096	1.25	1.385	0.424	273	81°∠12°	174°∠11°	306°∠74°	81°∠12°	126°∠16°	115°∠62°
SG31	2	1.136	1.143	1.302	0.02	1320	25°∠61°	180°∠27°	274°∠8°	25°∠61°	94°∠82°	134°∠43°
SG32	9	1.044	1.054	1.101	0.1	7070	163°∠48°	66°∠6°	331°∠42°	163°∠48°	151°∠48°	119°∠56°
SG33	6	1. 08	1.169	1.237	0.543	7960	206°∠41°	60°∠44°	312°∠18°	206°∠41°	132°∠72°	128°∠50°
SG34	8	1.057	1.239	1.331	0.568	119	233°∠51°	110°∠24°	337°∠29°	233°∠51°	157°∠61°	124°∠58°
SG35	6	1.083	1.241	1.359	0.467	137	115°∠32°	207°∠3°	301°∠58°	115°∠32°	121°∠32°	118°∠52°
SG36	6	1.133	1.21	1.37	0.226	136	81°∠42°	207°∠33°	320°∠31°	81°∠42°	140°∠59°	131°∠45°
SG37	5	1.159	1.112	1.295	0.109	298	73°∠14°	176°∠40°	328°∠46°	73°∠14°	148°∠44°	127°∠52°
SG38	8	1.04	1.302	1.565	0.65	178	130°∠21°	222°∠4°	321°∠68°	130°∠21°	141°∠22°	129°∠47°

a) K_1 为磁化率椭球最大主轴方向, K_2 为磁化率椭球中间主轴方向, K_3 为磁化率椭球最小主轴方向

积磁化率 K_m 值变化较大(图 3(a)), 从 119×10^{-6} 到 9860×10^{-6} SI, 主要集中在 100×10^{-6}~500×10^{-6} SI, 占总测点的 76%; 24%测点在 1000×10^{-6}~10000×10^{-6} SI. 根据岩体平均磁化率的值可知, 大部分采样点(K_m< 500×10^{-6} SI)顺磁性矿物黑云母等对其贡献较大, 只有少部分点(K_m>500×10^{-6} SI)铁磁性矿物如磁铁矿等对其贡献大[35, 36]. K_m 在 100×10^{-6}~500×10^{-6} SI 的点和 K_m 在 1000×10^{-6}~10000×10^{-6} SI 的点散乱地分布在岩体中, 没有明显的规律性, 表明磁性矿物在岩体中分布不均匀.

岩体磁化率各向异性度 P 值在 1.065~1.565 之间(图 3(b)), 67%测点 P 大于 1.2, 27%测点 P 在 1.1~1.2 之间, 只有 6%测点 P 小于 1.1, 平均 1.27, 总体上具有较大的磁化率各向异性度值, 表明岩体磁组构的形成受构造作用影响, 是构造成因磁组构[37]. 根据 K_m-P 图解(图 3(e)), 随着 K_m 的增大, P 并不线性增大, P 值变化与 K_m 值无关. 因此, P 值变化并不是磁性矿物分布不均匀引起, 而是构造应力作用导致 P 值变化.

2.3.2 磁化率椭球体形态

磁化率椭球体形态因子 T 的分布和磁组构弗林图解(F-L)对岩石构造样式的判别具有一致性, 都能够反映岩石的应变信息. 磁组构 F-L 图解(图 3(c))显示, 石鼓尖岩体所有样品都落在 E>1 的区域, 说明岩体变形以构造压扁为主, 磁面理比较发育. 磁组构的 P-T 图解(图 3(d))显示, 石鼓尖岩体所有样品 1>T>0,

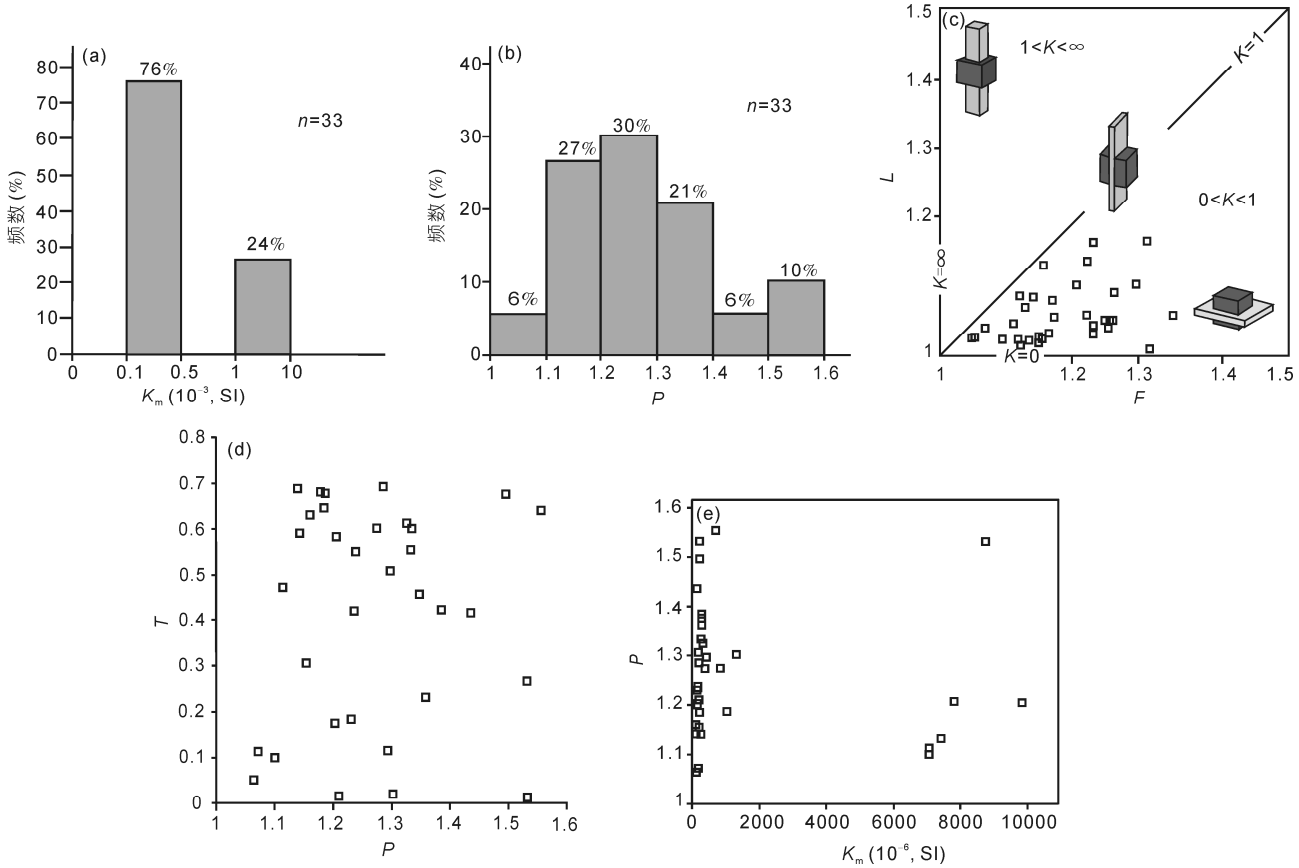

图 3　石鼓尖岩体磁组构参数图解

(a) 石鼓尖岩体体积磁化率 K_m 值频率图; (b) 岩体磁化率各向异性度 P 值频率图; (c) 磁组构弗林(F-L)图解, $0<K<1$ 为压扁区; (d) 磁组构 P-T 图解; (e) 磁组构 K_m-P 图解

在 0.005~0.694 之间, 则岩体磁面理发育, 磁化率椭球体以压扁为主, 岩体构造变形为挤压变形.

2.3.3　磁面理

石鼓尖岩体磁面理(图 4(a))走向总体为 NE-SW 向, 倾向 SE, 与岩体宏观片麻理走向和倾向基本一致. 磁面理倾角都较大, 70%的测点倾角在 50°~90°之间, 15%测点倾角在 40°~50°之间, 只有 15%的点倾角在 10°~40°之间.

2.3.4　磁线理

石鼓尖岩体的磁线理分布具有明显的规律性(图 4(b)). 在岩体东南部, 磁线理走向为 NWW-SEE 向; 在岩体中部和北部, 磁线理走向皆为 NE-SW 向, 有部分点不协调. 但在岩体中部, 磁线理向 SW 倾伏, 北部磁线理向 NE 倾伏. 磁线理倾角中等, 36%测点倾角在 10°~40°之间, 48%测点倾角在 40°~70°之间, 16%测点倾角在 70°~90°之间. 石鼓尖岩体磁线理特征表明, 岩体的流动磁组构虽然受构造变形组构叠加, 但能够大体反映岩浆流动信息, 在岩体侵位过程中, 岩浆从岩体中部分别向 SW 和 NE 方向流动以扩展空间, 岩浆补给通道在岩体中部.

3　显微构造与石英 C 轴组构

3.1　显微构造

花岗岩类侵入体的变形可以发生在岩浆阶段, 也可以发生在固态条件. 每个状态下的变形有其特别的组构. 从石鼓尖岩体内部及边缘 33 个采样点采集岩石标本磨制薄片, 在显微镜下进行观察. 从薄片中观察到以下组构: (1) 在部分采样点黑云母晶体沿着 NE-SW 向定向分布, 晶体呈自形到半自形(图 5(a));

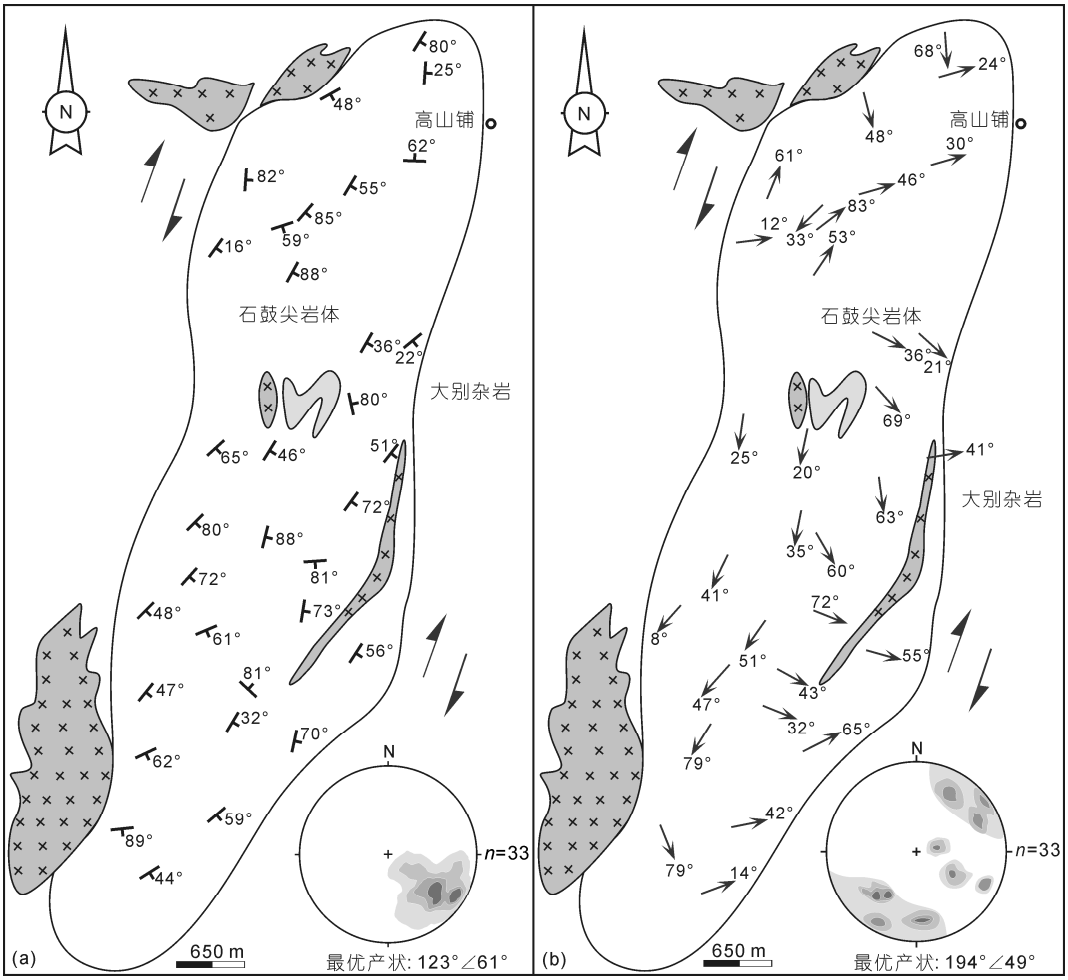

图 4　石鼓尖岩体磁面理分布及产状(a)和磁线理分布及产状(b)

钾长石自形-半自形晶体长轴规律地呈 NE-SW 向展布(图 5(b)), 造成钾长石沿 NE-SW 向的定向排列. 自形-半自形矿物晶体沿 NE-SW 向定向排列反映岩体在冷凝结晶过程中受到 NW-SE 向挤压应力作用. (2) 岩体中蠕英结构普遍发育(图 5(c)), 蠕英结构的出现与压应力有关, 属于典型的高温变形组构[38]. (3) 石英晶体棋盘状结构发育, 亚晶粒边界平行于晶体界面(图 5(d)), 反映岩体在高温接近固结成岩情况下发生变形[39]. (4) 钾长石晶体发育应力条纹(图 5(e)). 在应力作用下, 钾长石的钠质出溶或者析出形成应力条纹. (5) 石英条带状消光及柱状亚颗粒(图 5(f))普遍出现在薄片中, 这种构造的出现与应力有关, 应力导致晶格位错运动形成规则的位错壁, 由位错壁分割成不同的消光区. 所有显微组构都表明石鼓尖岩体在高温接近固结成岩的情况下发生构造变形. 众所周知, 钾长石发生变形及重结晶的温度大于 500℃[4,40], 石鼓尖岩体出现钾长石的变形及重结晶表明岩体变形温度大于 500℃. 石英棋盘状结构的发育同样证明岩体变形温度大于 500℃[41].

3.2　石英 C 轴组构分析

在石鼓尖岩体中采集定向标本切制最大变形面(*XZ* 面)薄片, 在普通费氏台上进行石英 C 轴组构分析, 每个薄片测量 176~200 个颗粒, 利用 Stereo-Nett2.46 软件进行等面积网下半球投影, 做成岩组图(图 6). 石鼓尖岩体石英 C 轴组构图的对称形式为斜方对称, 在部分样品中叠加单斜对称, 主要发育极密和交叉环带两种优选方位. 最大极密值集中在

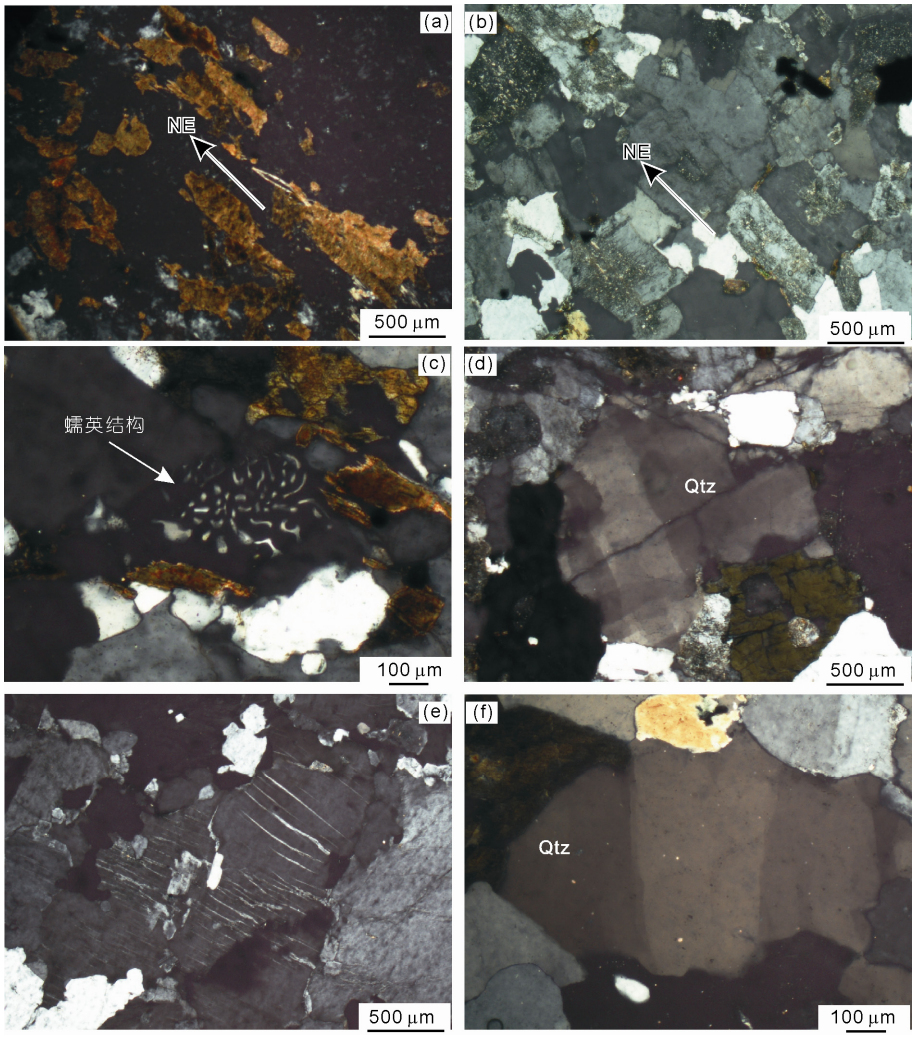

图 5　石鼓尖岩体显微变形照片

(a) 黑云母晶体沿 NE-SW 向定向排列, 反映结晶成岩时 NW-SE 向挤压作用; (b) 钾长石晶体沿 NE-SW 向定向排列, 结晶过程中受到 NW-SE 向挤压; (c) 应力蠕英结构, 反映钾长石在高温亚固态情况下受应力作用发生变形; (d) 石英棋盘状结构及柱状亚颗粒, 反映岩石在高温亚固态情况下受应力作用发生变形; (e) 钾长石中火焰状出溶条纹及长石裂隙被小颗粒晶体充填; (f) 石英条带状消光及柱状亚颗粒, 应力导致晶格位错运动形成规则的位错壁, 由位错壁分割成不同的消光区

4.87%~8.35%之间, 极密值较大, 反应岩体变形较强. 点极密主要分布在边缘及边缘与中心的中间位置. *Z* 轴两边两个极密的夹角(开角)已标注在每个组构图顶上, 开角大小在 66°~84°之间. Kruhl[42]认为在绿片岩相和角闪岩相条件下, 石英 C 轴组构的开角随着变形温度的升高呈线性增大(图 7), 石英变形以底面滑移(<a>slip)为主, 开角与变形温度关系图解所确定的值误差在±50℃. 通过 Kruhl[42]建立的石英 C 组构开角与变形温度关系图解(图 7), 石鼓尖岩体的变形温度主要在 550~650℃之间, 变形温度较高.

4　石鼓尖岩体锆石 U-Pb 定年

在岩体东南部 DT04(31°00.856′N, 115°56.502′E; 见图 1)采集测年样品, 采样点位置变形较弱, 无后期岩脉穿插, 岩石样品为典型的石英二长岩. 对所采集样品进行机械粉碎, 经摇床、淘洗、电磁分选及重液分选等步骤分离出锆石, 在双目镜下挑选测年锆石. 锆石多呈棕色, 透明度较差. 大小不均匀, 多呈长柱状, 晶面平直, 长约为 100~200 μm, 长宽比约为 1.5∶1 至 3∶1, CL 图像(图 8(a))显示大部分锆石具有韵

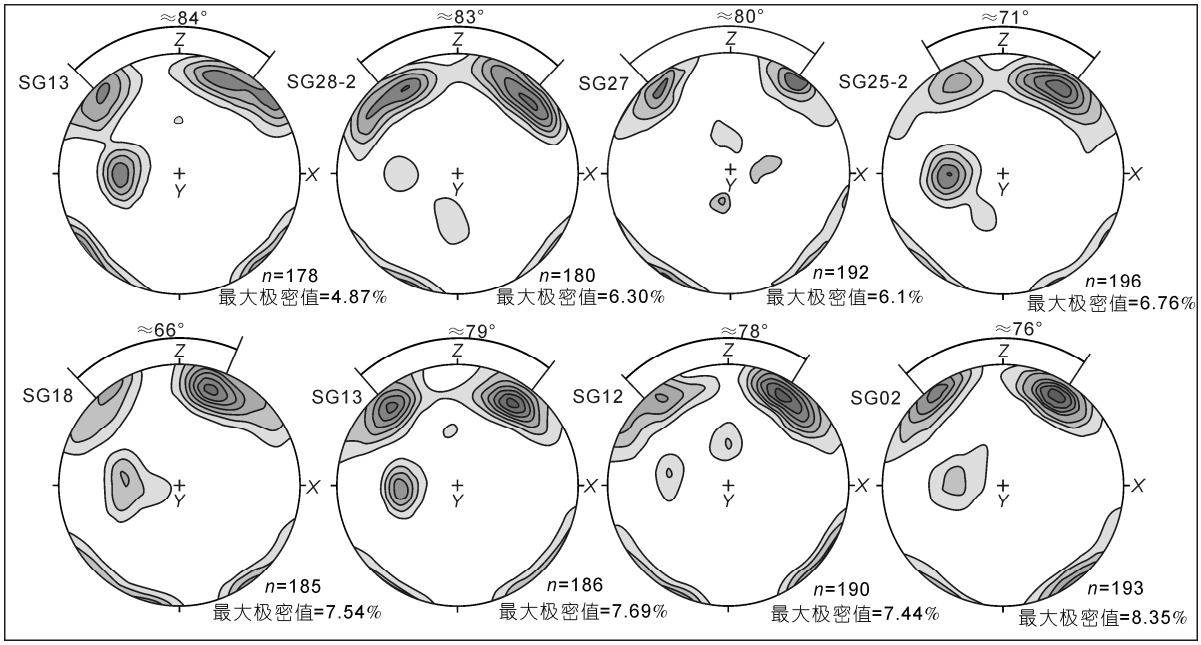

图 6　石鼓尖岩体石英 C 轴组构(下半球投影)

Z 轴两边两个极密的夹角(开角)标在每个组构图的顶上

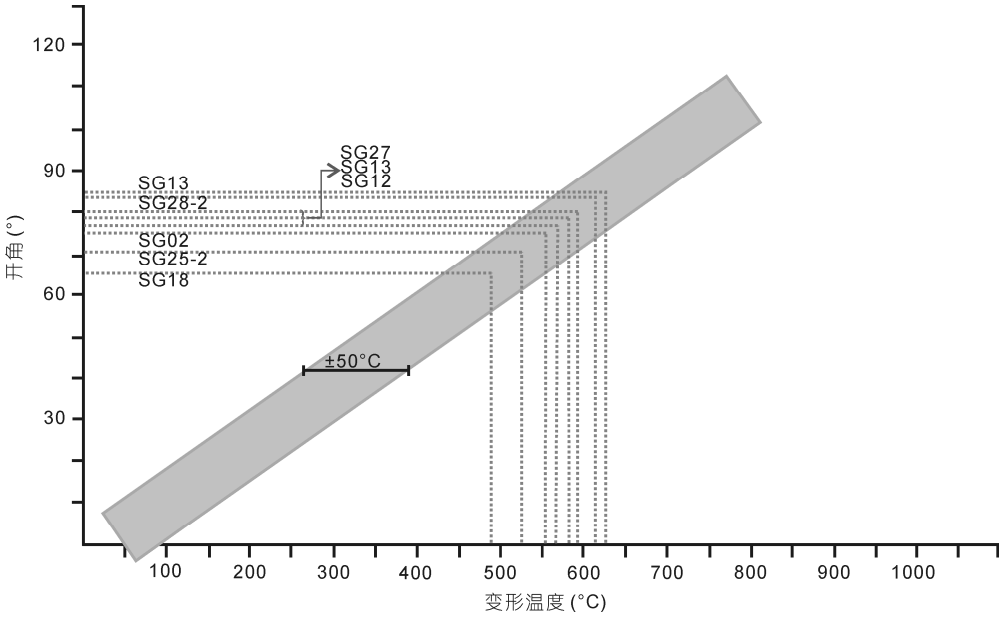

图 7　石英 C 轴组构开角与变形温度关系图解

修改自文献[42]

律环带结构, 但环带不清楚, 具有岩浆锆石一般的特点, 为典型的岩浆锆石.

对样品 DT04 中 18 颗锆石进行 19 个年龄点测试, 测试结果列于表 2. 所测数据点的 Th/U 比值均大于 0.5, 在 0.73~1.89, 具有典型岩浆锆石特征. $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于(113.5±2.9)~(148.8±4.2) Ma之间, 加权平

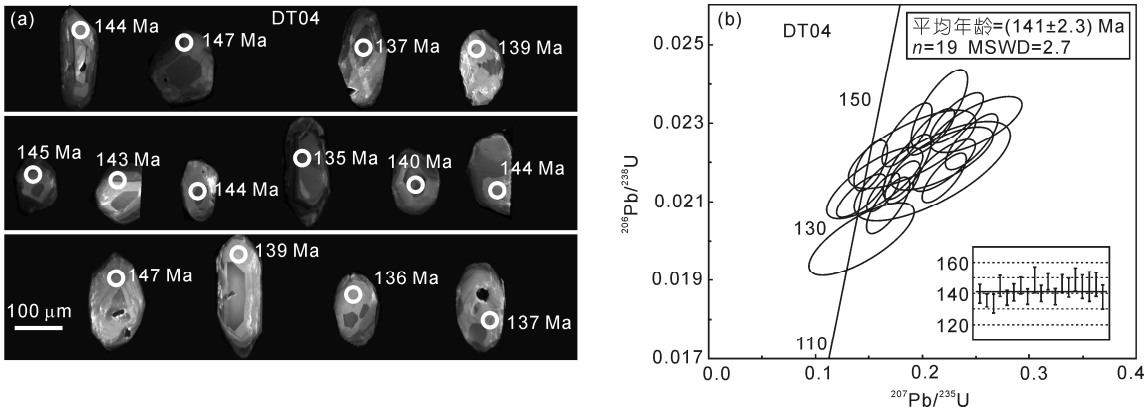

图 8　石鼓尖岩体典型锆石 CL 图像及 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄(a)和锆石 U-Pb 年龄谐和图(b)

表 2　石鼓尖岩体样品 DT04 中锆石 U-Pb 定年结果

点号	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$ (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (%)	$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄 (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄 (Ma)
1	5.41	213	155	0.73	0.1510±1.1	0.0219±0.0	0.0524±0.4	139.6±3.0	142.8±9.6
2	4.24	134	253	1.89	0.1638±1.1	0.0212±0.0	0.0572±0.4	135.4±2.0	154.0±9.2
3	3.03	104	153	1.47	0.1682±1.3	0.0209±0.0	0.0634±0.5	133.5±2.9	157.9±11.3
4	3.48	117	145	1.24	0.1853±1.5	0.0227±0.1	0.0637±0.6	144.7±3.4	172.6±13.1
5	4.59	151	209	1.39	0.1806±1.2	0.0215±0.0	0.0626±0.4	136.9±2.3	168.5±10.0
6	3.86	131	183	1.39	0.1894±1.2	0.0220±0.0	0.0652±0.5	140.4±2.8	176.1±10.2
7	3.50	111	154	1.39	0.2069±1.4	0.0228±0.0	0.0664±0.5	145.3±2.6	191.0±11.5
8	4.85	171	1463	0.95	0.1989±1.4	0.0216±0.0	0.0692±0.5	137.9±2.9	184.1±11.8
9	3.77	115	158	1.37	0.2155±1.8	0.0234±0.1	0.0691±0.6	148.8±4.2	198.2±15.1
10	3.10	105	127	1.21	0.2324±1.6	0.0231±0.0	0.0756±0.5	147.2±2.8	212.2±13.6
11	3.07	95	164	1.72	0.2213±1.8	0.0219±0.0	0.0774±0.7	139.8±2.6	203.0±15.2
12	3.76	121	166	1.37	0.2218±1.4	0.0216±0.0	0.0793±0.6	138.0±2.5	203.4±11.9
13	3.02	98	122	1.24	0.2491±2.7	0.0229±0.0	0.0821±0.9	146.2±2.9	225.8±22.2
14	2.97	97	129	1.34	0.2452±1.6	0.0225±0.0	0.0845±0.6	143.7±3.1	222.7±13.0
15	3.36	93	157	1.69	0.3002±2.5	0.0233±0.1	0.0955±0.7	148.6±3.8	266.6±19.6
16	4.67	130	198	1.52	0.2926±2.5	0.0227±0.1	0.1002±0.9	144.4±3.7	260.6±20.0
17	2.76	85	121	1.42	0.3110±3.6	0.0227±0.1	0.1046±1.2	144.5±4.7	274.9±27.8
18	2.98	86	117	1.37	0.3377±2.1	0.0231±0.0	0.1085±0.7	147.2±3.1	295.5±15.8
19	5.26	152	242	1.59	0.3181±2.5	0.0216±0.1	0.1084±0.8	137.7±3.9	280.4±19.0

均结果为(141±2.3) Ma (图 8(b)), 代表石鼓尖石英二长岩侵位结晶年龄.

对于石鼓尖岩体, Xu 等[15]在点 DB03C-35 (图 2) 采集岩石进行锆石 SHRIMP U-Pb 定年, 给出结晶年龄为(131.8±3.9) Ma, 但岩体年龄值变化范围较大(142.4±6.2)~(121.5±7.8) Ma, 石鼓尖石英二长岩的实际结晶年龄应该大于(131.8±3.9) Ma. 造成这个结果是因为靠近采样点 DB03C-35 附近有后期侵入体, 可能采集为后期侵入体. 因此, 本文所测石鼓尖岩体侵位结晶年龄(141±2.3) Ma 应该是可靠的.

5　讨论

5.1　石鼓尖岩体的同构造花岗岩特点

石鼓尖岩体构造分析显示, 该岩体具有同构造花岗岩特点. 其证据如下: (1) 显微构造分析显示, 石鼓尖岩体中自形-半自形钾长石和黑云母晶体定向排列, 晶体长轴规律地沿 NE-SW 展布, 反映岩体在冷凝成岩过程中受到 NW-SE 向挤压; 岩体钾长石蠕英结构和石英棋盘状结构发育, 反映岩体在高温接近固结成岩的情况下发生挤压变形[5,6,39~42]; 钾长石

晶体发育NE-SW向展布的应力纹, 反映NE-SW向剪切作用; 岩体中石英条带状消光及柱状亚颗粒普遍发育, 石英条带状消光及柱状亚颗粒的出现与应力有关, 应力导致晶格位错运动形成规则的位错壁, 由位错壁分割成不同的消光区; 显微结构分析都表明岩体在高温接近固结成岩情况下发生挤压变形, 岩体在侵位冷凝成岩过程中受到挤压应力作用. (2) 石英C轴组构分析显示岩体变形温度在550~650℃之间, 岩体在高温下发生同构造挤压变形. (3) 石鼓尖岩体的磁化率各向异性度值 P 变化较大, 从 1.065~1.565 之间, 并且在67%采样点大于1.2, 因此, 石鼓尖岩体不具有流动磁组构特征而为变形磁组构[37]. 对于花岗岩类侵入体, 其磁组构比较稳定, 岩体发生的脆性破裂不会明显改变其磁组构特征[32]. 因此, 石鼓尖侵入体的变形磁组构反映岩体侵位后期在高温接近固态条件下发生韧性变形, 岩体磁化率椭球体形态因子 T 大于 0 及磁组构 F-L 图解 K 值小于 1 显示其在冷凝成岩过程中受到挤压应力作用. (4) 岩体磁面理走向总体为NE向, 倾向SE, 岩体在侵位冷凝成岩过程中受 NW-SE 向挤压. 岩体的磁面理和片麻理与围岩的片麻理走向及倾向相一致. 石鼓尖岩体被NE走向右行脆-韧性剪切带围限, 剪切带早期具有逆冲特征, 后期转换为右行走滑型脆-韧性剪切带, 剪切带与岩体变形呈过渡关系, 与岩体磁面理和片麻理走向协调, 岩体侵位与NE向走滑韧性剪切带形成及运动处同一构造应力场. 因此, 石鼓尖岩体是在侵位冷凝成岩过程中发生挤压变形的同构造侵入体.

5.2 石鼓尖岩体侵位

石鼓尖岩体被 NE 走向脆-韧性剪切带围限, 剪切带早期具有逆冲特征, 后期转换为右行走滑型脆-韧性剪切带; 岩体显微构造和变形磁组构特征反映岩体在侵位冷凝成岩过程中受到 NW-SE 向挤压作用, 发生NW-SE向构造缩短, NE-SW向剪切. NE向剪切带的形成及运动与岩体侵位同期, 处于同一构造应力场.

朱光等[20,21]和Wang[43]研究表明郯庐断裂带在晚侏罗世初或中、晚侏罗世之交发生了一次左行平移, 这次左行平移事件代表了中国东部滨太平洋构造域开始的时间. 中国东部在由古特提斯构造域转换为滨太平洋构造域之后, 滨太平洋构造域内由于太平洋区伊佐奈岐板块俯冲方向和俯冲角度的变化[44,45], 又发生了由压扭性动力体制向伸展性动力体制的转换[20]. 根据以上对石鼓尖岩体和 NE 向走滑脆-韧性剪切带的研究, 石鼓尖岩体的侵位变形和NE向右行走滑脆-韧性剪切带的形成及运动形成于滨太平洋构造域压扭性动力体制下.

侵入体、韧性剪切带和压缩转化区具有密切的联系[46~48]. 已有研究表明, 花岗岩类侵入体的岩浆能够通过较窄的构造薄弱带或者剪切带从源区到达中地壳[49,50]. Vigneresse 和 Tikoff[49]认为应力的水平分量使熔融体水平迁入到构造薄弱带或者剪切带内, 而韧性剪切带作为垂直或近垂直的通道使岩浆进入到更浅构造部位, 在这过程中应力与应变起到动力作用. 石鼓尖岩体岩浆形成于加厚的下地壳, 属于壳幔混源[51,52]. 王强等[53]通过对岩体岩浆演化的 P-T 轨迹研究, 认为石鼓尖侵入体的岩浆上升能力较强, 上升的最小距离为 25 km, 为异地侵入体. 因此, 可以认为石鼓尖岩体是在 SE-NW 挤压应力作用下, 熔融体进入到构造薄弱带或者韧性剪切带内, 以构造薄弱带为上升通道上升到地壳浅层次, 这个过程与 NE 向韧性剪切带活动同期(图 9).

5.3 大别造山带构造体制转换的时限

关于中生代大别造山带由挤压动力体制向伸展动力体制转化的时间, 前人已有一定程度的研究. Hacker 等[19]认为大别造山带在大约 140~120 Ma 之间发生 NW-SE 向伸展; Wang 等[18]认为大别造山带在 143 ~110 Ma 之间发生了上盘向 NW 或 WNW 向的剪切, 这代表大别造山带此时已开始伸展活动; 朱光等[20,21]对郯庐断裂带内与伸展活动有关的岩浆岩进行 LA-ICPMS 定年, 表明断裂带内与伸展活动有关的、最早的岩浆活动发生在 136 Ma; 朱光等[17]又对郯庐断裂带所控制断陷盆地内地层充填序列进行研究, 指示断裂带的伸展活动开始于早白垩世初(约 145 Ma). 这所有研究都表明大别造山带伸展活动开始的时间在早白垩世初, 但具体开始时间没有定论. 石鼓尖岩体的变形构造研究和磁组构特征显示, 岩体在侵位冷凝成岩过程中受到 NW-SE 向的挤压, 岩体侵位时大别造山带仍然处于挤压环境, 岩体锆石 U-Pb 定年为 (141±2.3) Ma. 结合已有研究, 大别造山带伸展活动开始的时间应在(141±2.3) Ma 之后, 而在 136 Ma 之前. 大别造山带在短短的几个百万年时间内就完成了由挤压动力学体制向伸展动力学体制的转换.

包括大别造山带在内的中国东部古生代和中生代的构造演化主要受近东西向特提斯构造域和NE-NNE 向滨太平洋构造域控制[54]. 大别造山带在三叠纪晚期最后完成碰撞、拼合[55~59], 造山作用受控于古特提斯构造域, 在 SW-NE 或者近 N-S 向构造挤压应力作用下扬子板块与华北板块碰撞、俯冲(图 10(a))[59]. 早、中侏罗世, 下扬子地区主要应力场与晚三叠世之前区域应力场相比有较小角度的逆时针旋转, 应力场分析显示为总体 NNW-SSE 向或近 S-N 向挤压, 这说明早、中侏罗世区域应力场与晚三叠世有明显的继承性, 早、中侏罗世下扬子地区的陆内挤压仍受古特提斯构造体系控制(图 10(b))[60]. 早白垩世早期, 应力场分析显示出现 NW-SE 向的挤压构造(图 10(b)), 挤压应力场与侏罗纪相比有逆时针变化, 中

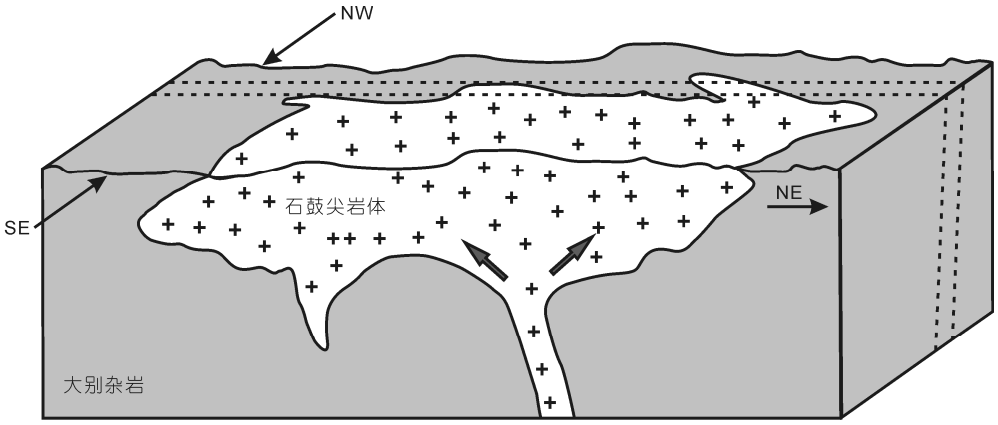

图 9　石鼓尖岩体侵位模式图

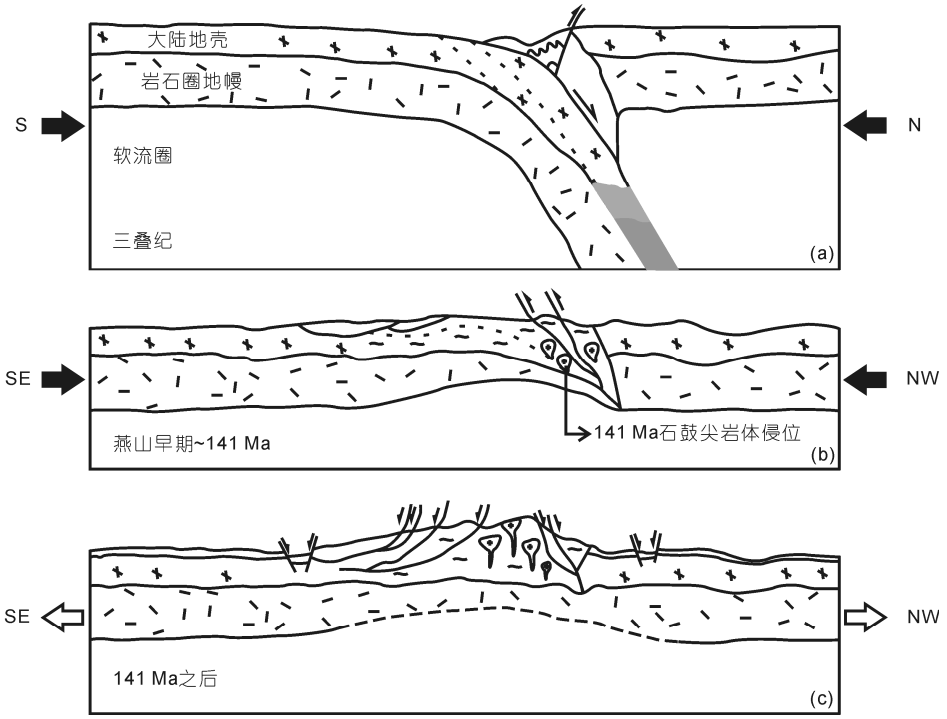

图 10　大别造山带不同时期应力状态及构造体制示意图

(a) 三叠纪时期造山带在 N-S 向挤压应力作用下碰撞俯冲; (b) 燕山早期~141 Ma 造山带挤压应力逐渐由 N-S 向逆时针旋转为 NW-SE 向, 伴随构造演化及部分岩浆侵入; (c) 141 Ma 之后大别造山带由 NW-SE 向挤压转化为 NW-SE 向伸展, 大量岩浆侵入

国东部转为受控于滨太平洋构造域[60]. 石鼓尖岩体在 NW-SE 向挤压应力作用下侵位冷凝成岩, 岩体锆石 U-Pb 年龄为(141±2.3) Ma. 因此, 在(141±2.3) Ma 石鼓尖岩体侵位冷凝成岩时大别造山带的构造演化已经受控于滨太平洋构造域, 古特提斯构造域向西太平洋构造域的转换应在 141 Ma 之前. 在 141 Ma 之后大别造山带完全受控于滨太平洋构造域(图 10(c)), 造山带处于 NW-SE 向伸展环境.

致谢 朱光教授和 Timothy M. Kusky 教授对本研究给予了很多帮助和支持, U-Pb 测年得到了刘勇胜教授的大力帮助, 评审专家对本文提出宝贵意见和建设性建议, 在此一并感谢.

参考文献

1 Brown M, Solar G S. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. J Struct Geol, 1998, 20: 1365–1393
2 Brown M, Solar G S. Shear-zone systems and melts: Feedback relations and self-organization in orogenic belts. J Struct Geol, 1998, 20: 211–227
3 Pressley R A, Brown M. The Phillips pluton, Maine, USA: Evidence of heterogeneous crustal sources and implications for granite ascent and emplacement mechanisms in convergent orogens. Lithos, 1999, 46: 335–366
4 Simpson C. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. J Struct Geol, 1985, 7: 503–511
5 Paterson S R, Vernon R H, Tobisch O T. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. J Struct Geol, 1989, 11: 349–363
6 Mamtani M A, Greiling R O. Granite emplacement and its relation with regional deformation in the Aravalli Mountain Belt (India)—Inferences from magnetic fabric. J Struct Geol, 2005, 27: 2008–2029
7 Njanko T, Nédélec A, Kwékam M, et al. Emplacement and deformation of the Fomopéa pluton: Implication for the Pan-African history of Western Cameroon. J Struct Geol, 2010, 32: 306–320
8 Xue F, Rowley D B, Tucker R D, et al. U-Pb zircon ages of granitoid rocks in the North Dabie Complex, Eastern Dabie Shan, China. J Geol, 1997, 105: 744–753
9 Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, et al. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. Earth Planet Sci Lett, 1998, 161: 215–230
10 Bryant D L, Ayers J C, Gao S, et al. Geochemical, age, and isotopic constraints on the location of the Sino-Korean/Yangtze Suture and evolution of the Northern Dabie Complex, east central China. Geol Am Bull, 2004, 116: 698–717
11 Xie Z, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. Mineral isotope evidence for the contemporaneous process of Mesozoic granite emplacement and gneiss metamorphism in the Dabie orogen. Chem Geol, 2006, 231: 214–235
12 Wang Q, Wyman D A, Xu J, et al. Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. Geochim Cosmochim Acta, 2007, 71: 2609–2636
13 Xu H J, Ma C Q, Ye K. Early cretaceous granitoids and their implications for the collapse of the Dabie orogen, eastern China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemistry. Chem Geol, 2007, 240: 238–259
14 Xie Z, Chen J F, Cui Y R. Episodic growth of zircon in UHP orthogneisses from the North Dabie Terrane of east-central China: Implications for crustal architecture of a collisional orogen. J Metamorph Geol, 2010, 240: 1314–1525
15 续海金. 大别造山带核部晚中生代岩浆侵位序列与构造体制转换. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学, 2005
16 续海金, 叶凯, 马昌前. 北大别早白垩纪花岗岩类的 Sm-Nd 和锆石 Hf 同位素及其构造意义. 岩石学报, 2008, 24: 87–103
17 朱光, 朴学峰, 张力, 等. 合肥盆地伸展方向的演变及其动力学机制. 地质论评. 2011: 153–166
18 Wang Y S, Xiang B W, Zhu G, et al. Structural and geochronological evidence for Early Cretaceous orogen-parallel extension of the ductile lithosphere in the northern Dabie orogenic belt, East China. J Struct Geol, 2011, 33: 362–380
19 Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, et al. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroffing. J Geophys Res, 2000, 105: 13339–13364
20 朱光, 张力, 谢成龙, 等. 郯庐断裂带构造演化的同位素年代学制约. 地质科学, 2009, 44: 1327–1342
21 Zhu G, Niu M L, Xie C L, et al. Sinistral to normal faulting along the Tan-Lu Fault Zone: Evidence for geodynamic switching of the east China continental margin. J Struct Geol, 2010, 118: 277–293
22 Okay A I, Sengör A M C, Satir M. Tectonics of an ultrahigh-pressure metamorphic terrane: The Dabie Shan/Tongbai Shan Orogen, China.

Tectonics, 1993, 12: 1320–1334
23 Maruyama S, Liou J G, Zhang R Y. Tectonic evolution of the ultrahigh-pressure (UHP) and high-pressure (HP) metamorphic belts from central China. Island Arc, 1994, 3: 112–121
24 Zhai M G, Cong B L, Zhao Z Y, et al. Petrological-tectonic units in the coesite-bearing metamorphic terrain of the Dabie Mountains, central China and their geotectonic implications. J Southeast Asian Earth Sci, 1995, 11: 1–13
25 徐树桐, 刘贻灿, 江来利, 等. 大别造山带的构造几何学和运动学. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2002. 1–133
26 Zheng Y F, Zhou J B, Wu Y B, et al. Low-Grade Metamorphic Rocks in the Dabie-Sulu Orogenic Belt: A Passive-Margin Accretionary Wedge Deformed during Continent Subduction. Int Geol Rev. 2005, 47: 851–871
27 Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. Earth Sci Rev, 2003, 62: 105–161
28 Oliveira De D C, Neves S P, Trindade R I F, et al. Magnetic anisotropy of the Redenção granite, eastern Amazonian craton (Brazil): Implications for the emplacement of A-type plutons. Tectonophysics, 2010, 493: 27–41
29 Bolle O, Diot H, Liégeois J P, et al. The Farsund intrusion (SW Norway): A marker of late-Sveconorwegian (Grenvillian) tectonism emplaced along a newly defined major shear zone. J Struct Geol, 2010, 32: 1500–1518
30 López De Luchi M G, Rapalini A E, Tomezzolib R N. Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? Tectonophysics, 2010, 494: 118–137
31 杨坤光, 刘强, 刘育燕, 等. 大别山双河同构造花岗岩体显微构造与磁组构研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 1050–1056
32 余钦范, 郑敏. 岩石磁组构分析及其在地学中的应用. 北京: 地质出版社, 1992. 1
33 Jelinek V. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. Studia Geoph Geod, 1978, 142: 50–62
34 Jelinek V. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 1981, 79: 563–567
35 Rochette P. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. J Struct Geol, 1987, 9: 1015–1020
36 Chadima M, Hrouda F, Melichar R. Magnetic fabric study of the SE Rhenohercynian Zone (Bohemian Massif): Implications for dynamics of the Paleozoic accretionary wedge. Tectonophysics, 2006, 418: 93–109
37 Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Surv Geophys, 1982, 5: 37
38 Vernon R H. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. Vis Geosci, 2000, 5: 1
39 Blenkinsop T. Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2000
40 Mccaffrey K J W, Miller C F, Karlstrom K E, et al. Synmagmatic deformation patterns in the Old Woman Mountains, SE California. J Struct Geol, 1999, 21: 335–349
41 Mainprice D, Bouchez J L, Blumenfeld P, et al. Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. Geology, 1986, 14: 819–822
42 Kruhl J H. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. J Metamorph Geol. 1996, 14: 581–589
43 Wang Y. The onset of the Tan-Lu fault movement in eastern China: Constraints from zircon (SHRIMP) and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Terra Nova, 2006, 18: 423–431
44 Maruyama S, Isozaki Y, Kimura G, et al. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. Island arc, 1997, 6: 121–142
45 朱光, 王道轩, 刘国生, 等. 郯庐断裂带的演化及其对西太平洋板块运动的响应. 地质科学, 2004: 36–49
46 D'Lemos R S, Brown M, Strachan R A. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. J Geol Soci, 1992, 149: 487–490
47 Ingram G M, Hutton D W H. The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. GSA Bull, 1994, 106: 715–728
48 Greiling R O, Verma P K. Strike-slip and tectonics granitoid emplacement: An AMS fabric study from the Odenwald Crystalline Complex, SW Germany. Mineral Petrol, 2001, 72: 165
49 Vigneresse J L, Tikoff B. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. Tectonophysics, 1999, 312: 117–132
50 Vigneresse J L, Clemens J D. Granitic magma ascent and emplacement: Neither diapirism nor neutral buoyancy. Geol Soc London Spec Publ, 2000, 174: 1–19
51 Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, et al. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. Lithos, 2007, 93: 248–272

52 Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, et al. Origin of postcollisional magmatic rocks in the Dabie orogen: Implications for crust-mantle interaction and crustal architecture. Lithos, 2011, 126: 99–114
53 王强, 邱家骧, 王人镜. 大别造山带核部典型燕山期花岗岩岩浆演化的 *P-T* 轨迹. 矿物岩石, 1999, 19: 15–20
54 任纪舜, 牛宝贵, 和政军. 中国东部的构造格局和动力学演化. 北京: 原子能出版社, 1998. 1–12
55 李曙光, E Jagoutz, 萧益林, 等. 大别山-苏鲁地体超高压变质年代学——Ⅰ. Sm-Nd 同位素体系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26: 249–257
56 李曙光, 李惠民, 陈移之, 等. 大别山-苏鲁地体超高压变质年代学——Ⅱ. 锆石 U-Pb 同位素体系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27: 200–206
57 索书田, 钟增球, 游振东, 等. 大别-苏鲁区残余超高压构造及其动力学意义. 地球科学, 2000, 25: 557–563
58 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001: 855
59 李三忠, 张国伟, 董树文, 等. 大别山高压-超高压岩石折返与扬子北缘构造变形的关系. 岩石学报, 2010, 26: 3549–3562
60 侯明金, 朱光, Mercier Jacques. 郯庐断裂带(安徽段)及邻区的动力学分析与区域构造演化. 地质科学, 2007, 42: 362–381