华夏地块早白垩世埃达克质岩的岩石成因及地质意义

孙立强¹, 凌洪飞^{1*}, 赵葵东², 陈培荣¹, 陈卫锋¹, 孙涛¹, 沈渭洲¹, 黄国龙³

1. 南京大学地球科学与工程学院, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210093;

2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074;

3. 核工业290研究所, 韶关 512026

* 通讯作者, E-mail: hfling@nju.edu.cn

收稿日期: 2016-10-21; 接受日期: 2016-12-05; 网络版发表日期: 2017-01-11

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2012CB416703)和核工业地质局基础科研项目资助

摘要 位于大陆内部的埃达克质岩通常来自于加厚下地壳或拆沉下地壳的部分熔融, 对这类岩石的研究可以为我们了解地壳演化过程提供重要的信息. 本文对产于华夏地块腹地的具有埃达克质岩特征的灵溪花岗岩闪长岩开展了详尽的研究工作. LA-ICP-MS锆石U-Pb年代学的结果显示其形成于早白垩世晚期((100±1)Ma). 灵溪岩体的地球化学特征, 如高SiO₂含量(大部分样品在64.4~68.9wt.%) 和Sr含量(624~894ppm)、高的Sr/Y比值(49.9~60.8)和La/Yb比值(23.4~42.8), 以及低Y含量(10.3~17.1ppm)、Ni含量(5.62~11.8)和MgO含量(绝大多数样品在0.86~1.57wt.%), 表明其来自于下地壳物质的部分熔融. 灵溪岩体的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初始比值为0.7086~0.7091, ε_{Nd}(t)值为-6.2~-5.9, 而锆石的ε_{Hf}(t)值则主要变化于-10.1~-7.6. 地球化学模拟的结果显示灵溪花岗岩闪长岩是由元古代地壳物质在至少40km的地壳深度下(或压力≥1.2kbar)部分熔融形成的, 部分熔融的残留相为含石榴子石角闪岩相. 结合前人对华夏地块构造演化进程的研究成果, 本文认为华夏地块的地壳在早白垩世晚期的一次挤压事件中发生了一定程度的加厚, 使地壳厚度达到至少40km, 这与华夏地块内存在上白垩统红色砾岩角度不整合于下白垩统或侏罗系岩层之上的地质观察相吻合. 在这次挤压事件之后, 华夏地块受到古太平洋板块高角度俯冲的影响, 进入岩石圈伸展减薄的构造环境. 随着岩石圈的减薄, 华夏地块的下地壳物质受到上涌的软流圈物质的加热并发生部分熔融, 进而产生了灵溪花岗岩闪长岩以及其他同时代的花岗岩类. 本文的研究为了解华夏地块早白垩世的地壳演化提供了新的信息.

关键词 Sr-Nd-Hf同位素, 埃达克质岩, 加厚地壳, 早白垩世, 华南

1 引言

白垩纪时期, 华夏地块上发生了分布广泛的断裂

作用和岩浆活动, 形成了覆盖面积超过2×10⁵km²的断陷盆地和岩浆岩(Shu等, 2009; Zhou等, 2006). 对这些盆地和岩浆岩的研究表明华夏地块在这一时期主要处在拉

中文引用格式: 孙立强, 凌洪飞, 赵葵东, 陈培荣, 陈卫锋, 孙涛, 沈渭洲, 黄国龙. 2017. 华夏地块早白垩世埃达克质岩的岩石成因及地质意义. 中国科学: 地球科学, 47: 783-803, doi: [10.1360/N072016-00200](https://engine.scichina.com/doi/10.1360/N072016-00200)
英文引用格式: Sun L Q, Ling H F, Zhao K D, Chen P R, Chen W F, Sun T, Shen W Z, Huang G L. 2017. Petrogenesis of Early Cretaceous adakitic granodiorite: Implication for a crust thickening event within the Cathaysia Block, South China. Science China Earth Sciences, 60: 1237-1255, doi: [10.1007/s11430-016-5200-y](https://engine.scichina.com/doi/10.1007/s11430-016-5200-y)

张的构造环境中(如Jahn, 1974; John等, 1990; Lapierre等, 1997; Li, 2000; Shu等, 2009; Zhou和Li, 2000; Zhou等, 2006). 不过, 一些地质现象表明在早白垩世晚期, 华夏地块曾经历了一次挤压隆升事件, 这些地质现象包括出露于浙江和广东的早白垩世地层发生的广泛褶皱, 以及在华夏地块不同地区均可观察到的上白垩统地层与下伏的下白垩统或侏罗系岩石之间的不整合接触(广东省地质矿产局, 1988; 江西省地质矿产局, 1984; Lapierre等, 1997; Shu等, 2009; 浙江省地质矿产局, 1989).

最近的一些研究在华夏地块上发现了形成于白垩纪的埃达克质岩, 即海南屯昌花岗岩类(包括花岗岩和花岗闪长岩)(~107Ma, Wang等, 2012), 以及江西站塘火山岩(包括粗面安山岩和粗面岩)(~85Ma, Xiong等, 2003)(图1a). 埃达克岩或埃达克质岩以高Sr含量(>400ppm), 低Y(<18ppm)、重稀土元素含量(Yb<1.8ppm), 高Sr/Y比值(>40)和La/Yb比值(>20)为特征. 它们来自于高压条件下的源区物质部分熔融, 源区残留相为富石榴子石、贫斜长石的角闪岩相或榴辉岩相(如Defant和Drummond, 1990; Haschke等, 2002). 因此, 华夏地块上的白垩纪埃达克质岩的发现表明地壳在早白垩世晚期之前很可能曾发生加厚. 前人的研究认为地壳的加厚是由侏罗纪和早白垩纪时期玄武质岩浆的底侵导致的(Wang等, 2012), 却忽视了发生在埃达克质岩形成之前的挤压隆升事件对地壳厚度的影响.

本文对位于华夏地块腹地的早白垩世晚期埃达克质花岗闪长岩(灵溪岩体)开展了详细的研究工作, 研究表明其来自于古老地壳物质在早白垩世末期的部分熔融, 而早白垩世晚期的挤压隆升事件是导致华夏地块地壳增厚的原因. 本文的研究成果为了解华夏地块早白垩世构造环境和地壳物质演变提供了新的信息.

2 区域地质背景和岩相学

本文的研究区位于华夏地块腹地的粤北地区(图1a). 研究区基底由新元古代变质岩组成, 包括千枚岩、片岩、麻粒岩和角闪岩(广东省地质矿产局, 1988). 覆盖于基底岩层之上的古生代地层为陆相和浅海相沉积岩. 三叠纪时期, 受到印支造山运动的影响, 研究区内形成了一定规模的花岗质岩石, 并且缺失中三叠统

沉积, 上三叠统陆相碎屑沉积岩角度不整合在下三叠统或古生代地层之上(广东省地质矿产局, 1988). 侏罗系地层以陆相碎屑沉积岩和火山碎屑沉积岩为主(广东省地质矿产局, 1988). 在这一时期, 华夏地块上发生了大规模的花岗质岩浆活动(图1a), 并在研究区内形成了E-W向花岗岩带(舒良树等, 2004). 早白垩世时期, NE向火山断陷盆地在华夏地块上广泛发育, 在这些盆地内部出露有双峰式火山岩、碱性玄武岩和含橄榄石玄武岩, 另外, NE向的断裂和基性岩墙在三叠纪和侏罗纪形成的花岗岩和沉积岩中也有出现(李献华等, 1997; 舒良树等, 2004). 这些现象表明早白垩世华夏地块处于伸展的构造环境. 值得注意的是, 上白垩统红色砾岩角度不整合于下伏的下白垩统或侏罗系岩层之上, 指示着华夏地块在早白垩世晚期曾经历了一次挤压隆升事件(江西省地质矿产局, 1984; 黎汉明, 1995; Shu等, 2009). 在这次挤压事件发生时, 华夏地块上的岩浆活动出现了短暂的停滞期(Li等, 2014及其索引文献).

灵溪岩体位于粤北地区的南雄盆地西南(图1b和c). 南雄盆地为NE走向, 是一个晚白垩世-古近纪的伸展断陷盆地, 其内沉积岩主要为紫红色砾岩、砂岩、粉砂岩, 并有玄武岩夹层(舒良树等, 2004). 灵溪岩体呈岩株状产出, 出露面积约24km², 侵入寒武系和奥陶系地层, 围岩发生角闪岩化, 局部发生矽卡岩化, 在岩体与围岩的接触带内发育Cu、Pb、Zn、Ag多金属矿床(王建永, 2006; 吴甲添等, 2001).

灵溪岩体的主要岩性为灰白色细-中粒黑云母花岗闪长岩, 主要为等粒结构, 局部呈现似斑状结构, 斑晶为钾长石. 岩体部分地段经历了较强的后期蚀变. 岩体的主要矿物组成为斜长石、石英、钾长石、黑云母和角闪石(图2a和b). 斜长石(An₃₀₋₃₅)约占40vol.%, 板状自形到半自形, 粒度最大达3mm, 有时发育环带构造, 常发生绢云母化(图2b和c). 石英约占20~25vol.%, 它形粒状. 钾长石占20~25vol.%, 主要为微斜长石, 板状自形到半自形, 粒径一般不超过4mm, 但在局部呈斑晶出现时可达近1cm. 黑云母约占10vol.%, 片状自形, 粒度变化较大, 多色性显著(浅褐色-深棕色), 部分样品中的黑云母发生较强的绿泥石化(图2c). 角闪石约占5vol.%, 自形到半自形, 浅绿色-绿色多色性显著(图2b). 主要的副矿物有榍石、磷灰石、磁铁矿、褐帘石和锆石等.

图1 华南晚中生代酸性火成岩分布图(a)和灵溪花岗闪长岩地质简图(b), (c)
据Chen等(2008)、Li Z X等(2012)、Wang等(2008)和Zhou等(2006)修改

3 样品采集和实验方法

本次研究的样品采自于灵溪岩体的野外露头, 样品的分布见图1c.

本文选择样品08056进行锆石的分离和U-Pb定年

工作. 锆石的分离工作在核工业290研究所完成. 在双目镜下挑选晶形完好、具有代表性的颗粒(超过50颗)用环氧树脂固定并抛光至矿物颗粒的一半, 以使其露出核部. 锆石的阴极发光(CL)图像在西北大学大陆动力学国家重点实验室采用与扫描电镜相连的MonoCL3+

图2 灵溪花岗闪长岩新鲜样品((a), (b))与蚀变较强的样品(c)显微照片

(a)、(b)为正交偏光, (c)为单偏光. Q-石英, Pl-斜长石, Kf-钾长石, Bt-黑云母, Amp-角闪石, Chl-绿泥石. (c)中斜长石与钾长石发生部分绢云母化, 黑云母完全蚀变为绿泥石

阴极荧光谱仪拍摄完成. LA-ICP-MS锆石U-Pb定年工作南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成. 将NEW Wave UP213激光烧蚀进样系统与Agilent 7500 ICP-MS相连, 实验中采用的激光束斑直径为25 μm , 其余仪器工作参数与分析过程见Yang等(2011). 样品同位素数据处理采用GLITTER 4.0计算软件(Griffin等, 2008). 普通Pb校正采用Andersen(2002)的方案. 具有较高普通Pb含量(>2%)的两个数据被舍去. 年龄计算及谐和图的绘制采用Isoplot 3.23版进行(Ludwig, 2003).

岩石样品被粉碎至200目以进行地球化学分析. 全岩主量元素的含量测定在核工业地质局290研究所采用化学法分析完成, 分析精度优于1%. 微量元素的测定在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室利用Finnigan MAT Element II高分辨质谱仪分析完成, 实验过程见高剑峰等(2003), 分析精度优于10%.

全岩Sr、Nd同位素的分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室应用Triton TI型热电离质谱仪TIMS测定完成, 详细的分析方法见濮巍等(2004, 2005), 在本文样品分析过程中, 实验室测量的国际标准物质NIST SRM987的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 $(0.710243 \pm 12)(n=12, 2\sigma)$, JNdi-1的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为 $(0.512124 \pm 8)(n=7, 2\sigma)$. 在质谱仪的测定过程中, 所有样品的Sr和Nd同位素比值均采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 进行质量分馏校正. 计算Sr同位素初始组成、 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和Nd模式年龄所采用的参数如下: $\lambda_{\text{Rb}}=1.42 \times 10^{-11}$ (Steiger和Jäger, 1977); $\lambda_{\text{Sm}}=6.54 \times 10^{-12}$ (Lugmair和Marti, 1978); $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512638$ (Goldstein等, 1984); $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.1967$ (Jacobsen和Wasserburg, 1980); $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513151$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.2136$ (Liew

和Hofmann, 1988).

锆石原位Hf同位素的分析在中国地质科学院矿产地质研究所采用NEWWave UP213激光烧蚀进样系统和Neptune多接受同位素质谱仪完成. 实验过程中采样He气作为剥蚀物质载气, 激光束斑直径为40 μm , 测定时使用锆石国际标样GJ-1和Plesovice作为参考物质, 相关仪器参数与详细分析流程见侯可军等(2007). 分析过程中锆石标准GJ-1的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 测试加权平均值为 $(0.282012 \pm 0.000008)(n=37, 2\sigma)$, 与文献报道值(侯可军等, 2007及其所引文献)在误差范围内一致. 在计算Hf同位素初始比值、 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 及Hf同位素模式年龄时, ^{176}Lu 衰变常数采用 $1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (Söderlund等, 2004), 球粒陨石Hf同位素组成采用 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0336$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282785$ (Bouvier等, 2008), 亏损地幔 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 现在比值采用0.28325, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 现在比值采用0.0384 (Griffin等, 2000), 平均地壳 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值采用0.015 (Griffin等, 2002).

4 分析结果

4.1 锆石U-Pb年代学

灵溪花岗闪长岩的锆石多为无色透明, 长度在100~300 μm , 宽度在40~100 μm . 在CL图像中, 可以观察到锆石内部具有清晰的震荡环带(图3a), 指示它们为岩浆成因的锆石(Hoskin和Schaltegger, 2003; 吴元宝和郑永飞, 2004). 锆石U-Pb定年分析结果列于表1. 灵溪花岗闪长岩的锆石U含量在384~1161ppm, Th含量在254~1347ppm, Th/U比值为0.54~1.16, 符合其岩浆成因的特征(Hoskin和Ireland, 2000). 25颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在95~106Ma, 加权平均年龄为 $(100 \pm 1) \text{Ma}$ (95%置信区间, MSWD=5.0) (图3b). 由于排除了残留锆石核的

图3 样品08056的锆石U-Pb年龄谐和图(a)和代表性锆石的阴极发光照片及年龄与 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(b)
(b)中实线圈表示U-Pb定年分析位置, 虚线圈代表Hf同位素分析位置

表1 灵溪花岗闪长岩LA-ICP-MS锆石U-Pb定年结果

测点	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}(\text{Ma})$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}(\text{Ma})$	
				比值	σ	比值	σ	年龄	σ	年龄	σ
08056-1	1161	1347	1.16	0.10686	0.00350	0.01609	0.00024	103	3	103	2
08056-3	608	610	1.00	0.10217	0.00229	0.01552	0.00020	99	2	99	1
08056-4	797	1018	1.28	0.10026	0.00230	0.01516	0.00020	97	2	97	1
08056-5	636	518	0.81	0.10526	0.00222	0.01589	0.00020	102	2	102	1
08056-6	929	798	0.86	0.10314	0.00248	0.01560	0.00021	100	2	100	1
08056-7	416	254	0.61	0.10926	0.00580	0.01613	0.00031	105	5	103	2
08056-8	556	556	1.00	0.10374	0.00291	0.01567	0.00021	100	3	100	1
08056-9	502	273	0.54	0.11212	0.00270	0.01653	0.00022	108	2	106	1
08056-10	822	495	0.60	0.10028	0.00194	0.01519	0.00019	97	2	97	1
08056-11	567	480	0.85	0.10821	0.00296	0.01610	0.00023	104	3	103	1
08056-12	686	579	0.84	0.10164	0.00186	0.01537	0.00019	98	2	98	1
08056-13	642	679	1.06	0.10243	0.00272	0.01532	0.00022	99	3	98	1
08056-14	603	553	0.92	0.10197	0.00249	0.01541	0.00021	99	2	99	1
08056-15	519	430	0.83	0.10585	0.00337	0.01597	0.00023	102	3	102	1
08056-16	922	1049	1.14	0.10827	0.00287	0.01638	0.00025	104	3	105	2
08056-17	384	294	0.77	0.10738	0.00268	0.01620	0.00021	104	2	104	1
08056-18	635	579	0.91	0.10686	0.00363	0.01604	0.00024	103	3	103	2
08056-19	627	350	0.56	0.10299	0.00405	0.01555	0.00026	100	4	99	2
08056-20	386	392	1.01	0.10441	0.00575	0.01577	0.00033	101	5	101	2
08056-21	743	520	0.70	0.10347	0.00269	0.01555	0.00021	100	2	99	1
08056-22	780	495	0.63	0.10374	0.00276	0.01555	0.00021	100	3	99	1
08056-23	461	301	0.65	0.10208	0.00342	0.01554	0.00023	99	3	99	1
08056-24	465	401	0.86	0.10371	0.00256	0.01565	0.00020	100	2	100	1
08056-25	402	340	0.84	0.10285	0.00325	0.01566	0.00022	99	3	100	1
08056-26	679	645	0.95	0.09761	0.00324	0.01480	0.00024	95	3	95	2

影响, 这一结果相比于前人利用锆石稀释法得到的年龄应更为精确((111.1±1.4)Ma, 吴甲添等, 2001)。

4.2 地球化学特征

4.2.1 后期蚀变对地球化学数据的影响

由于后期的热液蚀变可能会改变岩石的地球化学组成, 因此, 在分析地球化学数据之前有必要对岩体是否发生了热液蚀变以及蚀变对其地球化学成分的影响进行评估。在灵溪花岗闪长岩的部分样品薄片(图2c), 可以观察到较为明显的绿泥石化和绢云母化蚀变(图2c), 表明这些样品确实受到了后期蚀变的影响。而这些样品均具有较高的烧失量(LOI>2.00wt.%), 这一特征表明蚀变的程度与LOI相关(如Zhou, 1999)。通常情况下, 高场强元素(HFSE)不易受到热液蚀变的影响(如Zhou, 1999), 而Ca、Na及大离子亲石元素(如Sr、Ba和Rb)则容易在热液蚀变过程中发生迁移(Smith和Smith, 1976)。灵溪花岗闪长岩的Na₂O含量和CaO含量随着LOI的升高而降低(图4g和h), 表明它们受到了后期蚀变的影响, 而其他的主量元素的含量则与LOI之间没有相关性(图4a~f)。Na₂O含量和CaO含量的变化可能与斜长石的绢云母化有关。随着LOI的升高, 样品的Sr含量明显降低(图5a), 而其他微量元素, 如稀土元素(REE)、Y、Nb和Ta, 则与LOI之间没有明显的相关关系(图5b~h)。热液蚀变对样品原始特征的改变会影响到我们对岩石成因的判断。为了减少这种影响, 在下文的讨论中, 当涉及Na₂O、CaO和Sr含量及与它们相关的参数时, 高LOI(>2.00wt.%)的样品将被排除在外。

本文中Sr、Nd同位素分析所选择的均为低LOI的样品, 同时, ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr初始比值((⁸⁶Sr/⁸⁷Sr)_i)和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与LOI之间也没有相关性, 因此, 样品的(⁸⁶Sr/⁸⁷Sr)_i比值和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值可以代表岩体的初始特征。

4.2.2 元素地球化学特征

灵溪花岗闪长岩的主量元素特征如下: SiO₂含量在64.4~68.9wt.%, Al₂O₃含量较高(15.4~16.3wt.%), MgO含量为0.86~3.00wt.%, K₂O+Na₂O含量为7.15~8.00wt.%(表2)。绝大多数样品在图6中落于花岗闪长岩区域内, 与海南屯昌埃达克质岩相似。灵溪岩体样品具有准铝-弱过铝质特征, 铝饱和指数(ASI)为0.99~1.01(表2)。

在原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图7a)上,

灵溪花岗闪长岩的样品表现出Ta、Nb、P和Ti的亏损, 但Sr并不亏损。岩体样品的REE总量为147~250ppm, 并且明显的富集轻稀土元素(LREE/HREE=13.5~18.5)(表3)。在球粒陨石标准化的稀土元素配分图(图7b)上, 灵溪岩体样品表现出较为微弱的Eu负异常。总的来说, 灵溪花岗闪长岩具有较高Sr(624~894ppm)、低Y(10.3~17.9ppm), Eu负异常微弱($\delta\text{Eu}=0.86\sim0.94$)的特征, 同时, 具有高的Sr/Y比值(49.9~60.8)和La/Yb比值(23.4~42.8)(表3)。这些特征与海南屯昌早白垩世埃达克质岩及江西站塘埃达克质岩非常接近, 但灵溪花岗闪长岩的重稀土元素(HREE)配分模式相对较为平缓(图7)。

4.2.3 Sr-Nd-Hf同位素组成

灵溪花岗闪长岩的全岩Sr-Nd同位素测试结果列于表4, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值校正到100Ma。(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值在0.7086~0.7091, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-6.2~-5.9, 与屯昌埃达克质岩相近, 但与站塘埃达克质火山岩具有明显区别, 后者具有较高的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-3.8~-2.3)(图8)。

本文对进行了U-Pb定年的18颗锆石颗粒进行了Hf同位素的分析测试, 结果显示锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围为-12.2~-5.7, 大部分数据位于-10.1~-7.6, 呈近正态分布的特征(表5; 图9a)。灵溪岩体锆石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值明显低于屯昌埃达克质岩(图9b)。

5 讨论

5.1 岩石成因

灵溪花岗闪长岩的地球化学特征与埃达克岩或埃达克质岩的特征相符(图10), 如高Sr含量(>400ppm), 低Y含量(<18ppm), 高的Sr/Y比值(>40)和La/Yb比值(>20), 以及微弱的Eu负异常。埃达克质岩最初被认为来自俯冲板片的部分熔融, 源区残留富石榴子石贫斜长石的矿物相(Defant和Drummond, 1990)。不过, 随后的研究指出埃达克质岩可由其他机制产生。埃达克质岩的主要成因可归纳如下: (1) 玄武质岩浆的混染与结晶分异(AFC)过程(Castillo等, 1999; Li等, 2009; Macpherson等, 2006); (2) 俯冲板片部分熔融, 这类熔体在上升过程中会与上覆地幔楔发生不同程度的反应(Defant和Drummond, 1990; Sajona等, 2000; Yogodzinski等, 1995, 2001); (3) 经过板片熔体交代的地幔橄榄岩部分熔融

图4 灵溪花岗闪长岩 LOI(烧失量)与主量元素含量关系图
箭头所指方向表示样品的蚀变程度增高

(Jiang等, 2006; Martin等, 2005); (4) 壳幔岩浆混合(Guo F等, 2007; Xu等, 2012a, 2012b); (5) 拆沉的铁镁质下地壳部分熔融, 熔体在上升过程中会与地幔橄榄岩反应

(Gao等, 2004; Wang等, 2005; Xu等, 2002); (6) 加厚下地壳(>50km)部分熔融(Hou等, 2004; Ma等, 2014; Petford和Atherton, 1996; Xiong等, 2003; Xu等, 2007); (7) 高

图5 灵溪花岗闪长岩LOI(烧失量)与部分微量元素含量关系图
箭头所指方向表示样品的蚀变程度增高

Sr/Y比值的地壳岩石部分熔融(Ma等, 2015; Moyen, 2009; Qian和Hermann, 2013). 本文将综合考虑灵溪埃达克质花岗闪长岩的地球化学特征及研究区地质背景, 对以上几种成因机制分别进行考察, 以确定灵溪

岩体的成因.

5.1.1 机制A?

在研究区附近的南雄断陷盆地与诸广山复式岩

体内出露有形成于94~102Ma的玄武岩和铁镁质岩墙(陈卫锋等, 2005; 舒良树等, 2004). 灵溪岩体虽然与这些玄武质岩石相距不远, 形成时代也相近, 但其Sr-Nd同位素组成却明显不同, 灵溪岩体的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值显著高于同时代玄武质岩石, 而ε_{Nd}(*t*)值则明显偏低(图8). 同时, 诸广山S型花岗岩具有更高的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值和更低的ε_{Nd}(*t*)值(图8), 其同位素组成可以代表研究区的上地壳组成. 灵溪岩体样品落在玄武质岩石和诸广山S型花岗岩之间, 看起来似乎可以由玄武质岩浆通过AFC过程得来. 但是, 考虑到灵溪岩体微弱的Eu负异常, 玄武质岩浆混染的壳源成分必须非常少. 这意味着要产生花岗闪长质的岩石, 玄武质岩浆需经过很大程度的分离结晶作用, 在这个过程中, 必然会形成一个由基性岩-中性岩-酸性岩组成的岩石系列. 事实上, 世界上其他被认为形成于玄武质岩浆AFC过程的埃达克质岩地区, 均产出有类似的岩石系列(Castillo等, 1999; Li等, 2009; Macpherson等, 2006). 然而, 到目前为止, 研究区内并没有发现白垩纪的中性火成岩. 因此, 对于灵溪岩体而言, AFC过程并不是一个具有说服力的成因模式.

5.1.2 机制B~E?

灵溪岩体具有较高的SiO₂含量(64.4~68.9wt.%),

高的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值(0.7086~0.7091), 低的ε_{Nd}(*t*)值(-6.1~-5.9)和ε_{Hf}(*t*)值(-12.2~-5.7), 这些特征与经过板片熔体交代的地幔橄榄岩熔融形成的熔体明显不同, 因此, 灵溪岩体并非由机制C产生(Defant和Drummond, 1990; Martin等, 2005; Sajona等, 1993).

由俯冲板片或拆沉的下地壳部分熔融形成的埃达克质熔体(机制B和E), 在上升过程中会与上覆的地幔橄榄岩发生反应, 从而导致其MgO(或Mg[#]值)、Cr和Ni含量明显升高(Kay和Kay, 1993; Martin, 1999; Stern和Kilian, 1996; Wang等, 2004; Xu等, 2002; Yogodzinski等, 1995). 与由这两种机制产生的埃达克质熔体相比, 灵溪岩体全部样品的Ni含量(5.62~11.8ppm), 以及绝大多数样品的MgO含量(0.86~1.57wt.%)和Mg[#]值(37.8~47.0)均较低(图11a和b), 表明其并非由这两种机制产生. 值得注意的是, 样品08058具有较高的MgO含量(3.00wt.%)和Mg[#]值(63.8)(表2), 这一特征可能与壳幔岩浆混合有关(机制D)(Guo F等, 2007; Xu等, 2012a, 2012b). 不过, 样品08058的全岩ε_{Nd}(*t*)值(-6.0)和(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值(0.7091)与其他样品并无明显差别(表4). 因此, 我们认为其高MgO含量的特征并非是受到幔源岩浆的影响, 而更可能是局部铁镁质矿物富集导致的. 灵溪岩体样品的ε_{Nd}(*t*)值和(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i比值随着SiO₂含量的增加没有明显的变化, 也表明其并非由壳幔岩浆混合(机制D)形成

表 2 灵溪花岗闪长岩主量元素分析结果(wt.%)

样号	08056	08057	08058	08060	09030	09031	09032	09033	09034
SiO ₂	66.7	66.8	64.4	66.3	67.5	66.4	66.3	68.9	67.2
TiO ₂	0.35	0.35	0.35	0.40	0.52	0.54	0.50	0.43	0.56
Al ₂ O ₃	16.1	16.3	16.2	15.8	15.7	16.0	16.0	15.4	15.4
Fe ₂ O ₃	1.35	1.70	1.30	1.89	1.30	1.51	1.83	1.18	1.34
FeO	1.91	1.66	1.90	1.71	2.15	1.93	1.63	1.49	2.21
MnO	0.12	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08	0.11
MgO	1.47	1.57	3.00	1.57	1.26	1.24	1.16	0.86	1.25
CaO	3.53	2.31	1.90	1.77	3.59	1.96	1.61	2.99	3.47
Na ₂ O	3.66	3.08	4.00	2.67	3.45	2.93	2.55	3.68	3.31
K ₂ O	3.73	4.16	4.00	3.50	3.70	3.96	3.92	3.78	3.96
P ₂ O ₅	0.18	0.15	0.18	0.20	0.19	0.21	0.19	0.13	0.21
LOI	0.37	2.02	1.53	3.59	0.60	2.77	3.81	0.80	0.77
总量	99.7	100.4	99.1	99.7	100.0	99.5	99.6	99.7	99.8
Mg [#]	45.8	47.0	63.8	45.3	40.6	40.4	38.9	37.8	39.7
ASI	1.00	1.21	1.16	1.44	0.99	1.31	1.46	1.01	0.99
K ₂ O+Na ₂ O	7.39	7.24	8.00	6.17	7.15	6.89	6.47	7.46	7.27
K ₂ O/Na ₂ O	1.02	1.35	1.00	1.31	1.07	1.35	1.54	1.03	1.20

图6 灵溪花岗闪长岩全碱含量-SiO₂含量(TAS)图解
海南屯昌埃达克质岩数据引自Wang等(2012), 江西站塘埃达克质岩数据引自Xiong等(2003). 据Middlemost (1994)

的(图11c和d).

综上, 机制B、C、D和E均不是灵溪岩体的成因机制.

5.1.3 机制F或G?

灵溪埃达克质岩的地球化学特征暗示其很可能与屯昌、站塘埃达克质岩一样, 是加厚下地壳部分熔融(机制F)的产物. 首先, 灵溪岩体所有样品的Ni含量及绝大多数样品的MgO含量均与屯昌、站塘等由加厚下地壳部分熔融产生的埃达克质岩相似(图11a和b); 其次, 灵溪岩体所具有的低的全岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值以及相应的古老的模式年龄, 均表明其源区物质为古老的地壳岩石.

Sr-Nd同位素的二元混合模拟结果表明灵溪岩体

的源区物质可能由两个端元组成, 即元古代变质基性岩(80%)和元古代变质沉积岩(20%)(图8; 表6). 考虑到华夏地块上广泛出露着早侏罗世-早白垩世的玄武质岩石(陈培荣等, 1999; 李献华等, 1997; 徐夕生和谢昕, 2005; 章邦桐等, 2008; Wang等, 2008), 这些幔源的玄武质岩石有可能底侵到地壳, 因此, 有必要考察灵溪岩体与这些玄武质岩石是否具有亲缘关系. 华夏地块中已发现的其他埃达克质岩, 即海南屯昌埃达克质岩和江西站塘埃达克质岩, 都被认为是由侏罗纪和早白垩世底侵形成的下地壳物质部分熔融的产物(Wang等, 2012; Xiong等, 2003), 而灵溪岩体与屯昌埃达克质岩在岩性、形成时代、元素地球化学特征和Sr-Nd同位素组成等方面都相近似(图6~8、图11a和b). 在图8中, 灵溪岩体的样品与屯昌埃达克质岩落在相近的区域, 都可以由初生的下地壳物质与元古代变质沉积岩混合源区部分熔融的模式加以解释. 不过, 灵溪岩体与屯昌埃达克质岩的锆石Hf同位素组成具有显著的差异, 前者在-12.2~-5.7, 而后者则明显较高(-4.7~1.7)(图9b)(Wang等, 2012). 因此, 屯昌埃达克质岩的源区物质可能有部分来自初生地壳, 但对灵溪岩体而言, 其源岩更有可能是由元古代变质基性岩和变质沉积岩组成的古老地壳物质.

Moyen(2009)指出大陆埃达克质岩的高Sr/Y比值特征可能是继承自源区, 而不仅仅受到其熔融深度的影响. 但结合岩体的Mg[#]和源岩成分, 仍可对其熔融深度进行估计. 灵溪岩体的Mg[#]值大体在37.8~47.0, 可由铁镁质源岩在10~15kbar压力下, 或长英质源岩在>20kbar压力下部分熔融形成(Moyen, 2009中图8). 如

图7 灵溪花岗闪长岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(a)和球粒陨石标准化稀土元素配分图(b)

用于标准化的原始地幔数据引自McDonough和Sun(1995), 球粒陨石数据引自Sun和McDonough(1989), 海南屯昌埃达克质岩数据引自Wang等(2012), 江西站塘埃达克质岩数据引自Xiong等(2003)

表 3 灵溪花岗闪长岩微量元素分析结果(ppm)

样号	08056	08057	08058	08060	09030	09031	09032	09033	09034
Rb	96.0	87.0	140	115	165	162	159	162	139
Sr	847	695	698	544	894	661	499	624	851
Y	15.4	11.8	13.9	12.0	17.9	13.1	10.9	10.3	16.6
Zr	139	142	143	151	194	198	193	188	200
Hf	4.38	4.42	4.50	4.62	6.29	6.61	6.70	5.75	6.47
Nb	11.4	11.0	12.3	12.0	12.6	12.7	13.1	7.80	15.0
Ta	1.03	0.91	1.04	0.93	1.26	1.15	1.11	0.67	1.20
Ba	995	1171	1019	1017	932	1056	961	853	1069
Th	15.1	16.4	16.1	17.1	21.1	19.9	20.7	16.5	25.3
U	2.58	2.19	3.94	2.50	4.24	3.15	4.22	2.49	4.22
Ni	8.38	6.45	10.5	5.62	10.4	6.82	11.0	6.25	11.8
La	39.4	47.1	39.4	43.3	49.6	50.9	47.3	44.2	58.8
Ce	67.7	80.6	72.8	73.7	90.8	93.0	82.4	79.6	113
Pr	8.87	9.80	9.34	9.32	9.47	10.3	9.36	8.95	12.3
Nd	33.4	35.2	34.9	34.2	35.2	36.2	32.8	32.1	43.6
Sm	5.49	5.31	5.52	5.47	5.58	5.93	5.05	5.24	6.60
Eu	1.44	1.38	1.46	1.43	1.41	1.48	1.27	1.20	1.65
Gd	4.24	3.93	4.20	3.93	4.41	4.24	3.43	3.44	4.91
Tb	0.55	0.48	0.53	0.51	0.53	0.49	0.38	0.39	0.56
Dy	2.93	2.39	2.64	2.55	3.43	2.90	2.29	2.31	3.36
Ho	0.51	0.42	0.47	0.44	0.74	0.56	0.45	0.44	0.68
Er	1.50	1.16	1.27	1.25	2.16	1.64	1.28	1.20	1.90
Tm	0.22	0.17	0.19	0.18	0.32	0.24	0.20	0.18	0.29
Yb	1.38	1.10	1.20	1.19	2.12	1.52	1.35	1.13	1.86
Lu	0.21	0.17	0.18	0.18	0.35	0.26	0.23	0.18	0.31
ΣREE	168	189	174	178	206	210	188	18	250
LREE/HREE	13.5	18.3	15.3	16.4	13.7	16.7	18.5	18.5	17.0
δEu	0.91	0.92	0.92	0.94	0.86	0.90	0.93	0.86	0.88
Nb/Ta	11.1	12.1	11.8	12.9	10.0	11.0	11.8	11.6	12.5
La/Yb	28.6	42.8	32.8	36.4	23.4	33.6	35.1	39.1	31.6
Sr/Y	55.0	59.1	50.1	45.4	49.9	50.5	45.7	60.8	51.2

表 4 灵溪花岗闪长岩全岩Sr-Nd同位素分析结果^{a)}

样号	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	ε _{Nd(t)}	T _{DMC} (Ga)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i
08057	5.31	35.2	0.091146	0.512272	8	-5.9	1.38	96.0	847	0.32796	0.709325	4	0.7089
08058	5.52	34.9	0.096637	0.512266	6	-6.0	1.39	140	698	0.58038	0.709888	10	0.7091
09030	5.58	35.2	0.095780	0.512256	6	-6.2	1.40	165	894	0.53338	0.709395	10	0.7086
09034	6.60	43.6	0.091462	0.512257	6	-6.1	1.40	139	851	0.47326	0.709595	8	0.7089

a) ε_{Nd(t)}和(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i校正到t=100Ma

图8 灵溪花岗闪长岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值- $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解

虚线模拟了华夏地块元古代变质沉积岩与侏罗纪玄武岩以不同比例所组成的混合源区的同位素组成; 实线模拟了由华夏地块元古代变质沉积岩与变质基性岩以不同比例所组成的混合源区的同位素组成; 模拟计算中各端元所用参数列于表6; 华夏地块侏罗纪玄武岩数据、诸广山花岗岩数据及华夏地块元古代变质沉积岩和变质基性岩数据分别引自Wang等(2003)、黄国龙等(2012)及袁忠信等(1991)并校正到 $t=100\text{Ma}$; 华夏地块白垩纪玄武岩数据引自陈卫锋等(2005)和李献华等(1997); 海南屯昌埃达克质花岗岩类数据引自Wang等(2012); 江西站塘埃达克质岩数据引自Xiong等(2003)

前所述, 灵溪岩体的源岩由元古代变质基性岩与少量元古代变质沉积岩组成(图8), 其主要成分为变质基性岩, 因此, 本文认为灵溪岩体岩浆形成于10~15kbar的压力下. 在图12中也可以看到灵溪岩体的样品落于加厚(>50km)下地壳产生的埃达克质岩区域和普通花岗岩区域之间, 并与后者更为接近, 也表明其岩浆的形成压力应小于15kbar(He等, 2011).

最近的研究表明基性的下地壳岩石可以在

10~12kbar的压力下(相当于地壳深度33~40km)部分熔融形成埃达克质岩(Ma等, 2015). 不过, 大量实验岩石学的研究表明, 对于下地壳成分源区的部分熔融过程而言, 只有在12kbar(相当于地壳深度40km)及更大的压力条件下, 石榴子石才能够在部分熔融残留相中稳定存在(Haschke等, 2002; Petford和Atherton, 1996; Qian和Hermann, 2013; Rapp和Watson, 1995). 因此, 为确定灵溪岩体岩浆的形成深度, 需对其源区残留相中是否存在石榴子石进行探讨.

灵溪岩体的HREE配分曲线较为平缓(图7), 表明源区残留相更有可能是角闪岩相, 而非榴辉岩相, 但不排除少量石榴子石存在的可能性. 为确定残留相中是否存在石榴子石, 本文进行了部分熔融数值模拟(图13), 数值模拟过程中所涉及的参数列于表7和8. 图13a展示了由80%的元古代变质基性岩和20%的元古代变质沉积岩所组成的源区物质通过不同程度的部分熔融所产生熔体的La/Yb比值和Yb含量. 当源区残留相中不含石榴子石时, 所得熔体成分与灵溪花岗闪长岩相去甚远(图13a中模型1), 而当源区残留矿物为85%的角闪石和15%的石榴子石时(模型2), 所得熔体较为符合灵溪花岗闪长岩的特征, 但所需部分熔融程度较高(60~70%). 以往的研究指出单斜辉石和磷灰石也是埃达克质岩源区残留物中的重要组成矿物(如Guo Z F等, 2007). 当这两种矿物也存在于残留相中时(图13中模型3), 源区物质可在相对较低的部分熔融程度下得到所观察的灵溪岩体的REE含量特征, 不过, 石榴子石在残留相中的比例仍应不小于10%. 由于不同稀土元素在石榴子石-中酸性熔体中的分配系数随着原子序

图9 灵溪花岗闪长岩锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值频率直方图(a)和锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值-锆石年龄图解(b)

(a)中曲线为概率密度曲线; (b)中海南屯昌埃达克质花岗岩类数据引自Wang等(2012)

表 5 灵溪花岗闪长岩LA-MC-ICP-MS锆石原位Lu-Hf同位素分析结果

测点	年龄(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$		$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}(\text{Ga})$
		比值	比值	比值	2σ				
08056-1	103	0.041911	0.001313	0.282440	0.000034	-11.8	-9.6	1.2	1.78
08056-3	99	0.021632	0.000782	0.282477	0.000026	-10.4	-8.3	0.9	1.69
08056-4	97	0.035162	0.001547	0.282429	0.000036	-12.1	-10.1	1.3	1.80
08056-5	102	0.028911	0.001076	0.282520	0.000025	-8.9	-6.8	0.9	1.60
08056-6	100	0.032792	0.001210	0.282459	0.000028	-11.1	-9.0	1.0	1.73
08056-8	100	0.033188	0.001452	0.282368	0.000047	-14.3	-12.2	1.7	1.94
08056-11	103	0.024758	0.000898	0.282543	0.000028	-8.1	-5.9	1.0	1.54
08056-13	98	0.029966	0.001343	0.282439	0.000030	-11.8	-9.7	1.1	1.78
08056-16	105	0.043004	0.001579	0.282515	0.000028	-9.1	-6.9	1.0	1.61
08056-17	104	0.027277	0.001098	0.282482	0.000030	-10.3	-8.1	1.1	1.68
08056-18	103	0.027666	0.001081	0.282495	0.000029	-9.8	-7.6	1.0	1.65
08056-19	99	0.029046	0.000993	0.282552	0.000029	-7.8	-5.7	1.0	1.52
08056-20	101	0.031023	0.000993	0.282486	0.000036	-10.1	-8.0	1.3	1.67
08056-21	99	0.020973	0.000806	0.282487	0.000030	-10.1	-7.9	1.0	1.67
08056-22	99	0.026029	0.000884	0.282465	0.000029	-10.8	-8.7	1.0	1.72
08056-24	100	0.029551	0.001155	0.282451	0.000024	-11.4	-9.3	0.9	1.75
08056-25	100	0.028591	0.001104	0.282434	0.000025	-12.0	-9.8	0.9	1.79
08056-26	95	0.037265	0.001638	0.282443	0.000026	-11.6	-9.6	0.9	1.77

图 10 Y-Sr/Y图解

海南屯昌埃达克质岩类数据引自Wang等(2012); 江西站塘埃达克质岩数据引自Xiong等(2003). 据Castillo(2006)

数的增大而明显升高, 石榴子石成为了唯一可以使岩浆中La/Yb比值和Dy/Yb比值同时显著增加的造岩矿物, 而Dy在角闪石和中酸性熔体间的分配系数明显高于Yb(Klein等, 1997, 2000), 灵溪岩体样品的La/Yb

比值和Dy/Yb比值的变化趋势与模型2或3相一致(图13b), 也表明在部分熔融过程中, 残留相中存在石榴子石(He等, 2011; Ma等, 2014). 综上, 石榴子石应是源区部分熔融后残留相中不可缺少的组成部分. 需要指出的是, 本文所进行的模拟计算只是为了确定残留相中是否存在石榴子石, 并不表明实际的残留矿物组合与图13中所展示的完全相同.

综上所述, 本文认为灵溪花岗闪长岩是由下地壳物质在12~15kbar的压力下(相当于地壳厚度40~50km)部分熔融产生的(机制F), 而且源区残留矿物相为含石榴子石的角闪岩. 这一结果表明, 华夏地块在研究区的地壳厚度在早白垩世末期至少达到了40km. 需要指出的是, 相比于灵溪花岗闪长岩, 海南屯昌埃达克质岩和江西站塘埃达克质岩具有更高的Sr/Y比值和更为陡峭的HREE配分模式(图7和10), 表明屯昌埃达克质岩和站塘埃达克质岩是更高压力条件下部分熔融的产物, 而这种压力条件可能是由此前的玄武质岩浆底侵和挤压事件(118~108Ma, 见下述)叠加造成的.

图 11 SiO₂-MgO图解(a)、SiO₂-Ni图解(b)、SiO₂-ε_{Nd}(t)图解(c)和SiO₂-(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i图解(d)

海南屯昌埃达克质岩数据引自Wang等(2012); 江西站塘埃达克质岩数据引自Xiong等(2003); (a)和(b)中由机制B产生的岩浆数据引自Beate等(2001)、Kay和Kay(1993)、Sajona等(2000)、Stern和Kilian(1996)、Yogodzinski等(1995); 由机制D产生的岩浆数据引自Xu等(2012a, 2012b); 由机制E产生的岩浆数据引自Wang等(2004, 2005)和Xu等(2002); 由机制F产生的岩浆数据引自Hou等(2004)、Huang等(2009)、Ma等(2014)、Muir等(1995)及Petford和Atherton(1996); 机制B~F的含义见正文; (c)和(d)中箭头所指方向代表壳幔岩浆混合情况下, ε_{Nd}(t)和(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i的演化方向

表 6 图8模拟计算过程中所用参数^{a)}

	Sr(ppm)	Nd(ppm)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	ε _{Nd} (t)	参考文献
元古代变质沉积岩	47.3	39.2	0.7432	12.7	袁忠信等(1991)
元古代变质基性火成岩	134	11.8	0.7078	0.55	袁忠信等(1991)
南岭地区侏罗纪玄武岩	323	22.9	0.7080	0.77	Wang等(2003)

a) (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i和ε_{Nd}(t)校正到t=100Ma

5.2 地球动力学机制

华夏地块上的白垩纪埃达克质岩仅在108Ma之后才开始出现, 在此之前的早白垩世时期(145~109Ma)并无发现. 这一现象暗示着华夏地块地壳在早白垩世末期之前发生了一定程度的加厚, 从而达到至少40km的厚度. Wang等(2012)认为屯昌埃达克质岩是由初生下地壳物质部分熔融形成的, 并进而提出了玄武质岩

浆底侵加厚地壳的模式. 在这一模式中, 受到软流圈物质持续上涌的影响, 来自岩石圈地幔或被交代过的软流圈地幔的玄武质岩浆底侵并形成新生地壳, 从而使整个地壳发生加厚, 在早白垩世末期, 这个新生地壳部分熔融形成了屯昌埃达克质岩(Wang等, 2012).

虽然玄武质岩浆的底侵可能确实发生过, 但底侵作用对地壳厚度的影响很可能极为有限(Annen等, 2015及其所引文献). 主要的原因有两个. (1) 底侵作用

图 12 灵溪岩体Sr-CaO图解
据He等(2011)

往往发生在岩石圈拉张的构造环境下,地壳在拉张的背景下首先会发生减薄,这将会抵消掉一部分由底侵作用所造成的加厚;(2)随着底侵的玄武质岩浆的分离结晶,地壳底部将形成超铁镁质的堆晶岩,由于超铁镁质堆晶岩的密度大于下伏的地幔,因此,它们将发生拆沉进入地幔,从而减弱底侵作用对地壳厚度的影响

(如Ducea和Saleeby, 1998; Jull和Kelemen, 2001). 因此,玄武质岩浆的底侵很难使地壳发生显著的加厚. 另一方面,本文对灵溪花岗闪长岩的研究表明其是由元古代地壳物质部分熔融形成的,这意味着至少在本文的研究区内,侏罗纪-早白垩世玄武质岩浆底侵的模式并不必要. 本文认为早白垩世晚期的挤压事件是造成研究区地壳加厚的主要因素.

综合前人的研究可以得出,华夏地块早白垩世的构造演化可划分为如下几个阶段. 在早白垩世初期(早于136Ma),华夏地块受到古太平洋板块俯冲的影响处于挤压的构造环境,并在沿海地区形成了一期构造变形和变质岩(147~136Ma)(如Cui等, 2013; Liu等, 2012). 这一时期,板片的俯冲位置应位于华南沿海地区和台湾以东(Lapierre等, 1997; Li等, 2014). 需要指出的是,台湾当时所处位置应十分靠近沿海地区(Shao等, 2015). 在这一时段之后,受到俯冲板片卷回(Rollback)的影响,华夏地块开始进入弧后拉张的构造环境,形成了大量的NE向火山断陷盆地及盆地内出露的双峰式火山岩,即碱性玄武岩、含橄榄石玄武岩和流纹岩(Li等, 2014; Shu等, 2009; Zhou和Li, 2000; Zhou等, 2006).

图 13 La/Yb-Yb图解(a)和Dy/Yb-La/Yb图解(b)

Cpx: 单斜辉石, Amph: 角闪石, Gt: 石榴子石, Ap: 磷灰石. 模拟曲线上的百分数代表部分熔融程度; 模拟源区的组成列于表7. 模拟计算过程中所用到的元素在矿物与中酸性岩浆间的分配系数列于表8

表 7 灵溪花岗闪长岩源区的部分元素含量及参数^{a)}

	Y(ppm)	La(ppm)	Dy(ppm)	Yb(ppm)	La/Yb	Dy/Yb	文献
元古代变质沉积岩	22.6	51.9	5.18	2.73			曾雯(2010)
元古代变质基性岩	30.5	33.3	5.46	3.05			曾雯(2010)
源区成分	30.1	37.0	5.40	2.99	12.4	1.81	

a) 灵溪花岗闪长岩的源区成分由80%的元古代变质基性岩和20%的元古代变质沉积岩构成

表 8 元素在矿物与中酸性岩浆间的分配系数^{a)}

	角闪石	石榴子石	磷灰石	单斜辉石
La	0.435	0.37	8	1.6
Dy	3.08	9.5	16.9	1.9
Yb	1.15	26	9.4	3

a) 数据引自GERM网站(<http://www.earthref.org/>)

图 14 华夏地块部分白垩纪花岗岩类Sr/Y比值-岩体年龄图解

阴影区域代表岩浆活动间断期(据Li等, 2014), 对应了地壳挤压增厚事件; 海南屯昌埃达克质岩数据引自Wang等(2012), 江西站塘埃达克质岩数据引自Xiong等(2003), 其他白垩纪花岗岩类数据引自陈荣等(2005)、卢成忠等(2006)、邱检生等(2005, 2006, 2008, 2012)、邢光福等(2014)、Guo等(2012)、Liu等(2012)和Martin等(1994)

在这一时期, 玄武质岩石, 包括玄武岩和基性岩墙, 在华夏地块上广有分布(陈培荣等, 1999; 李献华等, 1997; 章邦桐等, 2008; Wang等, 2003)。在一些地区, 如海南, 玄武质岩浆可能还发生了底侵作用, 改造并形成了新的下地壳(Wang等, 2012)。对华夏地块上火成岩时代的统计显示, 这一时期从距今136Ma持续到约118Ma(Li等, 2014)。

在上述拉张阶段之后, 华夏地块经历了一次挤压隆升事件, 其影响范围几乎遍及整个华夏地块, 本文认为正是这次挤压隆升事件造成了华夏地块地壳的加厚。这次挤压加厚事件存在的证据可归纳如下。首先, 挤压导致了包括长乐-南澳断裂带在内的NE-SW走向的韧性剪切带, 以及早白垩世地层的广泛褶皱, 最晚的褶皱地层包括浙江省朝川组(其内火山岩层时代为 (123 ± 2) Ma), 以及相当层位的广东省观草湖组(广东省地质矿产局, 1988; 王加恩等, 2015; 浙江省地质矿产

局, 1989; Lapierre等, 1997)。其次, 在华夏地块上的许多地区, 如江西弋阳、广东兴宁和南雄, 可见上白垩统红色砾岩不整合覆盖在下伏的下白垩统底部或侏罗纪岩石(因下白垩系地层可能因褶皱隆升而已被不同程度的剥蚀)之上(江西省地质矿产局, 1984; 黎汉明, 1995; Shu等, 2009)。崔建军等(2013)在福建沿海地区的研究也发现下白垩统南园组受到构造事件的影响而普遍发生褶皱和变质, 并被未变质的上白垩统石帽山群不整合覆盖, 表明在早白垩世晚期, 华夏地块陆壳经历了一次区域性的挤压加厚过程。第三, 对火成岩形成时代的统计(Charvet等, 1994; Li J H等, 2012, 2014及其所引文献)表明华夏地块早白垩世岩浆活动可分为两期(分别为136~118Ma和约108Ma以后), 二者均与拉张有关, 而在这两期之间存在一个间断(图14)。这个岩浆活动的间断期与挤压事件相吻合。最近对华南沿海地区白垩纪正长岩和辉长岩的研究也表明华南所处的构造环境在大约110Ma时由挤压转入拉张(He和Xu, 2012)。华夏地块上包括灵溪岩体在内的白垩纪埃达克质岩以及其他具有高Sr/Y比值的岩石均是在这期挤压事件之后形成的, 这从另一个窗口反映了这次挤压事件导致了华夏地块地壳的加厚(图14)。这些岩石散布在广东、江西和海南等省, 与前述广泛发育的下白垩统岩层的褶皱及上白垩统岩层与下伏岩层的不整合接触相对应, 表明此次挤压加厚事件的影响几乎遍及整个华夏地块。在本文的研究区, 受加厚事件的影响, 地壳厚度达到了至少40km, 而在其他经历过玄武质岩浆底侵的地区, 如海南, 受到底侵和挤压的双重影响, 地壳厚度可能会更厚。这次挤压事件的动力来源可能是菲律宾板块与东亚大陆边缘的碰撞。此次碰撞同时还造成了台湾早白垩世晚期高压变质岩的形成(Charvet等, 1994; Lapierre等, 1997; Lo和Yui, 1996)。

在这次挤压隆升事件之后, 受到古太平洋板块高角度俯冲的影响, 华夏地块再次进入岩石圈伸展减薄的构造环境(Lapierre等, 1997)。这一时期, 板片的俯冲带不再位于华南沿海地区附近, 而是向东迁移(Lapierre等, 1997)。在此高角度俯冲影响下, 华夏地块上出现了大量的NE向断陷陆内盆地, 盆地沉积红色砂岩并夹有碱性玄武岩岩层, 后者时代约为110~80Ma(陈卫锋等, 2005; Shu等, 2009及其所引文献)。在沿海地区, 岩石圈地幔受到来自俯冲沉积物的流体的交代作用并发

生熔融, 形成大量的玄武质岩浆, 这些岩浆侵入地壳引发了后者的熔融, 从而形成了广泛的流纹岩(陈卫锋等, 2005; Chen等, 2008; Liu等, 2014; Zhou和Li, 2000), 而在内陆地区, 岩石圈伸展导致软流圈物质上涌从而加热了地壳(陈卫锋等, 2005), 经历过挤压事件而被加厚的地壳物质受到加热从而发生部分熔融, 形成埃达克质岩石, 如灵溪花岗闪长岩、海南屯昌埃达克质岩和江西站塘埃达克质岩。事实上, 华夏地块上还有着其他同时代的具有高Sr/Y比值特征的花岗质岩石, 如福建晋江地区的围头花岗岩(108~100Ma, Liu等, 2012)(图1和14)。我们预测未来随着投入的研究工作的增多, 将会在华夏地块上发现更多的白垩纪埃达克质岩。

6 结论

灵溪花岗闪长岩的形成时代为(100±1)Ma, 具有高Sr, 低Y, Eu异常微弱, 高Sr/Y比值和La/Yb比值等埃达克质岩的地球化学特征。综合元素地球化学、全岩Sr-Nd同位素和锆石Hf同位素以及前人对构造背景的研究工作, 本文认为灵溪花岗闪长岩是由古老的下地壳物质在至少12kbar的压力(相当于40km以上的地壳厚度)下部分熔融形成的。本文认为华夏地块的地壳是在早白垩世晚期受到菲律宾板块与东亚边缘碰撞的影响, 从而发生挤压加厚的。在这次挤压事件之后, 受到古太平洋板块高角度俯冲的影响, 华夏地块进入伸展拉张的构造环境。随着岩石圈的伸展, 地壳受到上涌的软流圈物质的加热并发生部分熔融, 从而形成了灵溪埃达克质花岗闪长岩以及其他早白垩世晚期-晚白垩世花岗岩。灵溪岩体与海南屯昌岩体及江西站塘火山岩等埃达克质岩的发现, 表明地壳的增厚并非局限在一地, 而更可能影响到了华夏地块的更多地区。因此, 本文预测在华夏地块上未来可能会发现更多的相近时代的具有埃达克质岩性质的岩石。

致谢 感谢于津海教授在部分熔融模拟计算方面给予的帮助。续海金与匿名审稿人对本文提出了宝贵的修改意见, 在此一并感谢。

参考文献

陈培荣, 孔兴功, 王银喜, 倪琦生, 章邦桐, 凌洪飞. 1999. 赣南燕山

- 早期双峰式火山-侵入杂岩的Rb-Sr同位素定年及意义. 高校地质学报, 5: 378-383
- 陈荣, 邢光福, 杨祝良, 沈加林, 周宇章. 2005. 浙东白垩纪北漳和梁弄花岗岩体及其暗色岩石包体研究. 高校地质学报, 11: 264-275
- 陈卫锋, 陈培荣, 徐夕生, 张敏. 2005. 华南白垩纪玄武质岩石的地球化学特征及其对太平洋板块俯冲作用的制约. 中国科学D辑: 地球科学, 35: 1007-1018
- 崔建军, 张岳桥, 董树文, 江博明, 徐先兵, 马立成, 李建华, 苏金宝, 李勇. 2013. 华南陆缘晚中生代造山及其地质意义. 中国地质, 40: 86-105
- 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 林雨萍, 濮巍. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析. 南京大学学报(自然科学版), 39: 844-850
- 广东省地质矿产局. 1988. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社. 941
- 侯可军, 李延河, 邹天人, 曲晓明, 石玉若, 谢桂青. 2007. LA-MC-ICP-MS锆石Hf同位素的分析方法及地质应用. 岩石学报, 23: 2595-2604
- 黄国龙, 曹豪杰, 凌洪飞, 沈渭洲, 王小冬, 伏顺城. 2012. 粤北油洞岩体SRRIMP锆石U-Pb年龄、地球化学特征及其成因研究. 地质学报, 86: 577-586
- 江西省地质矿产局. 1984. 江西省区域地质志. 北京: 地质出版社. 921
- 黎汉明. 1995. 广东白垩纪岩石地层划分. 广东地质, 10: 61-68
- 李献华, 胡瑞忠, 饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 26: 14-31
- 卢成忠, 汪庆华, 董传万, 董学发. 2006. 浙江洪公铝质A型花岗岩类的岩石地球化学及其构造环境. 高校地质学报, 12: 500-506
- 濮巍, 高剑峰, 赵葵东, 凌洪飞, 蒋少涌. 2005. 利用DCTA和HIBA快速有效分离Rb-Sr、Sm-Nd的方法. 南京大学学报(自然科学版), 41: 445-450
- 濮巍, 赵葵东, 凌洪飞, 蒋少涌. 2004. 新一代高精度高灵敏度的表面热电离质谱仪(Triton TI)的Nd同位素测定. 地球学报, 25: 271-274
- 邱检生, 蒋少涌, 胡建, McInnes B I A, 凌洪飞. 2006. 同位素年代学研究对江西会昌密坑山锡矿田成矿作用的启示. 岩石学报, 22: 2444-2450
- 邱检生, 李真, 刘亮, 赵蛟龙. 2012. 福建漳浦复式花岗岩体的成因: 锆石U-Pb年代学、元素地球化学及Nd-Hf同位素制约. 地质学报, 86: 561-576
- 邱检生, McInnes B I A, 蒋少涌, 胡建. 2005. 江西会昌密坑山岩体的地球化学及其成因类型的新认识. 地球化学, 34: 20-32
- 邱检生, 肖娥, 胡建, 徐夕生, 蒋少涌, 李真. 2008. 福建北东沿海高分异I型花岗岩的成因: 锆石U-Pb年代学、地球化学和Nd-Hf同位素制约. 岩石学报, 24: 2468-2484
- 舒良树, 邓平, 王彬, 谭正中, 余心起, 孙岩. 2004. 南雄-诸广地区晚中生代盆山演化的岩石化学、运动学与年代学制约. 中国科学

- D辑: 地球科学, 34: 1–13
- 王加恩, 刘远栋, 王振. 2015. 浙江省丽水地区白垩纪红层盆地火山岩年龄及其构造意义. *现代地质*, 29: 873–883
- 王建永. 2006. 浅析灵溪地区铅锌多金属矿成矿标志. *西部探矿工程*, 18: 145–147
- 吴甲添, 邱瑞山, 刘建雄. 2001. 灵溪岩体的地质地球化学特征及就位机制. *广东地质*, 16: 10–15
- 吴元宝, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约. *科学通报*, 49: 1589–1604
- 邢光福, 李龙明, 姜杨, 冯艳芳, 卢清地, 陈志洪, 余明刚, 段政. 2014. 长乐——南澳构造带白垩纪“片麻状”浆混杂岩的成岩机制研究——以泉州肖厝岩体为例. *资源调查与环境*, 35: 79–94
- 徐夕生, 谢昕. 2005. 中国东南部晚中生代-新生代玄武岩与壳幔作用. *高校地质学报*, 11: 318–334
- 袁忠信, 吴良士, 张宗清, 叶笑江. 1991. 闽北麻源群Sm-Nd、Rb-Sr同位素年龄研究. *岩石矿物学杂志*, 10: 127–132
- 曾雯. 2010. 华夏地块闽西北地区变质岩系演化及其在前寒武纪超大陆重建中的作用. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学. 170
- 章邦桐, 吴俊奇, 凌洪飞, 陈培荣. 2008. 会昌早白垩世橄榄玄粗岩(shoshonite)成因的元素及Sr-O-Nd-Pb同位素地球化学证据. *地质学报*, 82: 986–997
- 浙江省地质矿产局. 1989. 浙江省区域地质志. 北京: 地质出版社. 688
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem Geol*, 192: 59–79
- Annen C, Blundy J D, Leuthold J, Sparks R S J. 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230: 206–221
- Beate B, Monzier M, Spikings R, Cotten J, Silva J, Bourdon E, Eissen J P. 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: The Quimsacocha volcanic center. *Earth Planet Sci Lett*, 192: 561–570
- Bouvier A, Vervoort J D, Patchett P J. 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet Sci Lett*, 273: 48–57
- Castillo P R, Janney P E, Solidum R U. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib Mineral Petrol*, 134: 33–51
- Castillo P R. 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chin Sci Bull*, 51: 257–268
- Charvet J, Lapiere H, Yu Y. 1994. Geodynamic significance of the Mesozoic volcanism of southeastern China. *J Southeast Asian Earth Sci*, 9: 387–396
- Chen C H, Lee C Y, Lu H Y, Hsieh P S. 2008. Generation of Late Cretaceous silicic rocks in SE China: Age, major element and numerical simulation constraints. *J Asian Earth Sci*, 31: 479–498
- Cui J, Zhang Y, Dong S, Jahn B, Xu X, Ma L. 2013. Zircon U-Pb geochronology of the Mesozoic metamorphic rocks and granitoids in the coastal tectonic zone of SE China: Constraints on the timing of Late Mesozoic orogeny. *J Asian Earth Sci*, 62: 237–252
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Ducea M, Saleeby J. 1998. Crustal recycling beneath continental arcs: Silica-rich glass inclusions in ultramafic xenoliths from the Sierra Nevada, California. *Earth Planet Sci Lett*, 156: 101–116
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C, Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432: 892–897
- Goldstein S L, O’Nions R K, Hamilton P J. 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet Sci Lett*, 70: 221–236
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, Jackson S E, van Acherbergh E, O’Reilly S Y, Shee S R. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim Cosmochim Acta*, 64: 133–147
- Griffin W L, Powell W J, Pearson N J, O’Reilly S Y. 2008. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. In: Sylvester P, ed. *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Science*. Mineralogical Association of Canada, 40: 204–207
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, Pearson N J, O’Reilly S Y, Xu X, Zhou X. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: *In-situ* analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61: 237–269
- Guo F, Fan W, Li C, Zhao L, Li H, Yang J. 2012. Multi-stage crust-mantle interaction in SE China: Temporal, thermal and compositional constraints from the Mesozoic felsic volcanic rocks in eastern Guangdong-Fujian Provinces. *Lithos*, 150: 62–84
- Guo F, Nakamura E, Fan W, Kobayoshi K, Li C. 2007. Generation of Palaeocene adakitic andesites by magma mixing; Yanji Area, NE China. *J Petrol*, 48: 661–692
- Guo Z F, Wilson M, Liu J. 2007. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96: 205–224
- Haschke M, Siebel W, Günther A, Scheuber E. 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°–26°S). *J Geophys Res*, 107: ECV 6-1–ECV 6-18
- He Y, Li S, Hoefs J, Huang F, Liu S A, Hou Z. 2011. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen: New evidence for partial melting of a thickened continental crust. *Geochim Cosmochim Acta*, 75:

- 3815–3838
- He Z Y, Xu X S. 2012. Petrogenesis of the Late Yanshanian mantle-derived intrusions in southeastern China: Response to the geodynamics of paleo-Pacific plate subduction. *Chem Geol*, 328: 208–221
- Hoskin P W O, Ireland T R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28: 627–630
- Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev Mineral Geochem*, 53: 27–62
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y, Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 220: 139–155
- Huang X L, Xu Y G, Lan J B, Yang Q J, Luo Z Y. 2009. Neoproterozoic adakitic rocks from Mopanshan in the western Yangtze Craton: Partial melts of a thickened lower crust. *Lithos*, 112: 367–381
- Jacobsen S B, Wasserburg G J. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth Planet Sci Lett*, 50: 139–155
- Jahn B M. 1974. Mesozoic thermal events in southeast China. *Nature*, 248: 480–483
- Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F, Dai B Z. 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. *Earth Planet Sci Lett*, 241: 617–633
- John B M, Zhou X H, Li J L. 1990. Formation and tectonic evolution of Southeastern China and Taiwan: Isotopic and geochemical constraints. *Tectonophysics*, 183: 145–160
- Jull M, Kelemen P B. 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. *J Geophys Res*, 106: 6423–6446
- Kay R W, Kay S M. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177–189
- Klein M, Stosch H G, Seck H A. 1997. Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: An experimental study. *Chem Geol*, 138: 257–271
- Klein M, Stosch H G, Seck H A, Shimizu N. 2000. Experimental partitioning of high field strength and rare earth elements between clinopyroxene and garnet in andesitic to tonalitic systems. *Geochim Cosmochim Acta*, 64: 99–115
- Lapierre H, Jahn B M, Charvet J, Yu Y W. 1997. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with the tectonic activity in southeastern China. *Tectonophysics*, 274: 321–338
- Li J W, Zhao X F, Zhou M F, Ma C Q, de Souza Z S, Vasconcelos P. 2009. Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U-Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications. *Contrib Mineral Petrol*, 157: 383–409
- Li J H, Zhang Y, Dong S, Johnston S T. 2014. Cretaceous tectonic evolution of South China: A preliminary synthesis. *Earth-Sci Rev*, 134: 98–136
- Li J H, Zhang Y Q, Dong S W, Li H L. 2012. Late Mesozoic-Early Cenozoic deformation history of the Yuanma Basin, central South China. *Tectonophysics*, 570–571: 163–183
- Li X. 2000. Cretaceous magmatism and lithospheric extension in Southeast China. *J Asian Earth Sci*, 18: 293–305
- Li Z X, Li X H, Chung S L, Lo C H, Xu X, Li W X. 2012. Magmatic switch-on and switch-off along the South China continental margin since the Permian: Transition from an Andean-type to a Western Pacific-type plate boundary. *Tectonophysics*, 532–535: 271–290
- Liew T C, Hofmann A W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib Mineral Petrol*, 98: 129–138
- Liu L, Qiu J S, Zhao J L, Yang Z L. 2014. Geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic characteristics of Cretaceous monzonitic plutons in western Zhejiang Province, Southeast China: New insights into the petrogenesis of intermediate rocks. *Lithos*, 196–197: 242–260
- Liu Q, Yu J H, Wang Q, Su B, Zhou M F, Xu H, Cui X. 2012. Ages and geochemistry of granites in the Pingtan-Dongshan metamorphic belt, Coastal South China: New constraints on Late Mesozoic magmatic evolution. *Lithos*, 150: 268–286
- Lo C H, Yui T H. 1996. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of high-pressure rocks in the Tananao basement complex, Taiwan. *J Geol Soc China*, 39: 13–30
- Ludwig K R. 2003. Isoplot/Ex. Rev. 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. California: Berkeley Geochronology Center
- Lugmair G W, Marti K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 39: 349–357
- Ma L, Wang B D, Jiang Z Q, Wang Q, Li Z X, Wyman D A, Zhao S R, Yang J H, Gou G N, Guo H F. 2014. Petrogenesis of the Early Eocene adakitic rocks in the Napuri area, southern Lhasa: Partial melting of thickened lower crust during slab break-off and implications for crustal thickening in southern Tibet. *Lithos*, 196–197: 321–338
- Ma Q, Zheng J P, Xu Y G, Griffin W L, Zhang R S. 2015. Are continental “adakites” derived from thickened or foundered lower crust? *Earth Planet Sci Lett*, 419: 125–133
- Macpherson C G, Dreher S T, Thirlwall M F. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth Planet Sci Lett*, 243: 581–593
- Martin H. 1999. Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411–429
- Martin H, Bonin B, Capdevila R, Jahn B M, Lameyre J, Wang Y. 1994. The kuiqi peralkaline granitic complex (SE China): Petrology and

- geochemistry. *J Petrol*, 35: 983–1015
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F, Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1–24
- McDonough W F, Sun S. 1995. The composition of the Earth. *Chem Geol*, 120: 223–253
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sci Rev*, 37: 215–224
- Moyen J F. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*, 112: 556–574
- Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D, Eby G N, Evans J A. 1995. The Cretaceous separation point batholith, New Zealand: Granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *J Geol Soc*, 152: 689–701
- Petford N, Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated Basaltic crust: The cordillera Blanca batholith, Peru. *J Petrol*, 37: 1491–1521
- Qian Q, Hermann J. 2013. Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: Constraints on adakite and TTG formation. *Contrib Mineral Petrol*, 165: 1195–1224
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J Petrol*, 36: 891–931
- Sajona F G, Maury R C, Bellon H, Cotten J, Defant M J, Pubellier M. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21: 1007–1010
- Sajona F G, Maury R C, Pubellier M, Leterrier J, Bellon H, Cotten J. 2000. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos*, 54: 173–206
- Shao W Y, Chung S L, Chen W S, Lee H Y, Xie L W. 2015. Old continental zircons from a young oceanic arc, eastern Taiwan: Implications for Luzon subduction initiation and Asian accretionary orogeny. *Geology*, 43: 479–482
- Shu L S, Zhou X M, Deng P, Wang B, Jiang S Y, Yu J H, Zhao X X. 2009. Mesozoic tectonic evolution of the Southeast China Block: New insights from basin analysis. *J Asian Earth Sci*, 34: 376–391
- Smith R E, Smith S E. 1976. Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas. *Earth Planet Sci Lett*, 32: 114–120
- Söderlund U, Patchett P J, Vervoort J D, Isachsen C E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth Planet Sci Lett*, 219: 311–324
- Steiger R H, Jäger E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Sci Lett*, 36: 359–362
- Stern C R, Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean austral volcanic zone. *Contrib Mineral Petrol*, 123: 263–281
- Sun S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 42: 313–345
- Wang Q, Li X H, Jia X H, Wyman D, Tang G J, Li Z X, Ma L, Yang Y H, Jiang Z Q, Gou G N. 2012. Late Early Cretaceous adakitic granitoids and associated magnesian and potassium-rich mafic enclaves and dikes in the Tunchang-Fengmu area, Hainan Province (South China): Partial melting of lower crust and mantle, and magma hybridization. *Chem Geol*, 328: 222–243
- Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Zhao Z H, Li C F, Xiong X L, Ma J L. 2005. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *J Petrol*, 47: 119–144
- Wang Q, Xu J F, Zhao Z H, Bao Z W, Xu W, Xiong X L. 2004. Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochem J*, 38: 417–434
- Wang Y, Fan W, Guo F, Peng T, Li C. 2003. Geochemistry of Mesozoic mafic rocks adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the lithospheric boundary between the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Int Geol Rev*, 45: 263–286
- Wang Y, Fan W, Cawood P A, Li S. 2008. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on multiple mantle domains for Mesozoic mafic rocks beneath the South China Block hinterland. *Lithos*, 106: 297–308
- Xiong X L, Li X H, Xu J F, Li W X, Zhao Z H, Wang Q, Chen X M. 2003. Extremely high-Na adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: The Late Cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China. *Geochem J*, 37: 233–252
- Xu H, Ma C, Ye K. 2007. Early cretaceous granitoids and their implications for the collapse of the Dabie orogen, eastern China: SHRIMP zircon U-Pb dating and geochemistry. *Chem Geol*, 240: 238–259
- Xu H, Ma C, Zhang J. 2012a. Generation of Early Cretaceous high-Mg adakitic host and enclaves by magma mixing, Dabie orogen, Eastern China. *Lithos*, 142–143: 182–200
- Xu H, Song Y, Ye K, Zhang J, Wang H. 2012b. Petrogenesis of mafic dykes and high-Mg adakitic enclaves in the Late Mesozoic Fangshan low-Mg adakitic pluton, North China Craton. *J Asian Earth Sci*, 54–55: 143–161
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, Wang Q, Rapp R P. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30: 1111–1114

- Yang S Y, Jiang S Y, Jiang Y H, Zhao K D, Fan H H. 2011. Geochemical, zircon U-Pb dating and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on the age and petrogenesis of an Early Cretaceous volcanic-intrusive complex at Xiangshan, Southeast China. *Mineral Petrol*, 101: 21–48
- Yogodzinski G M, Kay R W, Volynets O N, Koloskov A V, Kay S M. 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geol Soc Am Bull*, 107: 505–519
- Yogodzinski G M, Lees J M, Churikova T G, Dorendorf F, Wöerner G, Volynets O N. 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, 409: 500–504
- Zhou J X. 1999. Geochemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks Containing Amphibole and Mica: A Case Study of Plate Collision Involving Scotland and Himalayas. Beijing: Science Press
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326: 269–287
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S, Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29: 26–33