中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 11 期: 1518 ~ 1532
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

松潘带印支期岩石圈拆沉作用新证据: 来自火山岩岩石成因的研究

蔡宏明[①②], 张宏飞[①②*], 徐旺春[①②], 时章亮[①②], 袁洪林[③]

① 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;
② 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074;
③ 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069
* 联系人, E-mail: hfzhang@cug.edu.cn

收稿日期: 2009-12-30; 接受日期: 2010-06-15
国家自然科学基金(批准号: 40773019, 40821061)、教育部和国家外国专家局高等学校学科创新引智计划(批准号: B07039)资助

摘要 先前根据松潘带广泛分布的花岗岩类研究, 已提出了松潘带印支期岩石圈拆沉作用模型, 但这一模型的建立尚缺少该区火山岩类研究的支持, 在松潘带印支期岩石圈拆沉作用过程中是否存在岩石圈地幔物质的部分熔融值得关注. 对产于松潘带中部的阿坝和洼赛火山岩进行了LA-ICP-MS锆石U-Pb定年、地球化学和Sr-Nd-Hf同位素组成研究. 结果表 明, 阿坝和洼赛火山岩属于钙碱性安山岩类, 它们的岩浆结晶年龄分别为(210±3)和(205±1) Ma, 与松潘带印支晚期花岗岩类的形成时代相一致, 形成于松潘带碰撞后构造背景. 阿坝和洼赛火山岩显示有明显差异的地球化学特征, 前者高Al_2O_3, K_2O和Rb, 低Na_2O, Ba和Sr, 表明它们不存在统一的岩浆演化. 在全岩Sr和Nd同位素组成上, 阿坝火山岩I_{Sr}=0.7070~ 0.7076, $\varepsilon_{Nd}(t)$=−5.3~−3.9; 洼赛火山岩I_{Sr}=0.7075~0.7077, $\varepsilon_{Nd}(t)$=−3.9~−3.6. 锆石Lu-Hf同位素组成指示, 阿坝火山岩$\varepsilon_{Hf}(t)$=−3.7~0.3, 洼赛火山岩$\varepsilon_{Hf}(t)$=−2.7~5.5. 分析表明, 阿坝火山岩和洼赛火山岩化学组成代表了它们原始熔体的组成, 在岩浆演化过程中地壳物质的同化混染作用不明显. 阿坝火山岩的岩浆源以壳源物质为主, 含有少量幔源物质, 其岩浆源区可能位于壳幔边界, 而洼赛火山岩的岩浆起源于岩石圈地幔的部分熔融, 岩石圈地幔可能受到含角闪石流体的交代作用. 阿坝和洼赛火山岩的岩石成因为松潘带印支期岩石圈发生拆沉作用提供了又一新的证据, 表明松潘带印支期岩石圈拆沉作用导致残留岩石圈地幔部分的熔融作用.

关键词
火山岩
U-Pb 定年
地球化学
岩石成因
岩石圈拆沉作用
松潘带

松潘甘孜褶皱带(简称松潘带)位于青藏高原东北缘, 形成于古特提斯洋的闭合阶段[1~4]. 该区呈巨大的三角形状(面积约 2×10^5 km^2)被华北块体、扬子块体和羌塘块体所围限[5]. 由于松潘带所处特殊的构造位置, 近年来, 该区的地质演化受到国内外学术界的广泛关注[6~14]. 松潘带内充填有巨厚的复理石沉积, 并侵入有大量的印支期花岗岩类. 这些花岗岩类已有较高的地质研究程度, 前人已确定了松潘带内具

引用格式: Cai H M, Zhang H F, Xu W C, et al. Petrogenesis of Indosinian volcanic rocks in Songpan-Garze fold belt of the northeastern Tibetan Plateau: New evidence for lithospheric delamination. Sci China Earth Sci, 2010, 53: 1316−1328, doi: 10.1007/s11430-010-4033-9

有多样的花岗岩类成因类型, 如埃达克质花岗岩[11,12,15]、A型花岗岩[13]、I型花岗岩[10,12]和强过铝质花岗岩[16]. Zhang等[13]通过对松潘带印支期埃达克质花岗岩类和A型花岗岩的岩石组合研究, 提出岩石圈拆沉作用是松潘带印支期岩浆作用发生的可能机制. 在松潘带内部, 火山岩类出露较为有限, 这些火山岩可提供深部地球动力学过程的重要信息. 然而, 现有对松潘带火山岩的地质研究程度较低, 尚未有火山岩形成时代、地球化学和岩石成因等方面的研究报道. 在大陆碰撞后构造背景, 岩石圈拆沉作用导致地幔软流圈物质上涌, 这一过程不但促使岩石圈地幔的部分熔融, 而且还促发中下地壳物质的部分熔融[17~26]. 松潘带在印支期是否存在岩石圈地幔物质的部分熔融作用是讨论松潘带印支期岩石圈拆沉作用模型的关键问题之一. 本文对松潘带中部阿坝及洼赛地区的火山岩进行了锆石U-Pb年代学、主量元素、微量元素和Sr-Nd-Hf同位素的研究, 通过微量元素和同位素地球化学的示踪, 讨论了阿坝和洼赛地区火山岩的岩浆源区和岩石成因, 进一步为松潘带印支期岩石圈拆沉作用提供地球化学证据.

1　地质背景

松潘带位于青藏高原的东北缘(图 1), 是中国大陆最大的构造结[5]. 松潘带北部以阿尼玛卿-勉略缝合带为界, 与东昆仑-西秦岭造山带相接; 东部以龙门山断裂为界, 与扬子块体相接; 西南部以金沙江缝合带为界, 与青藏高原的羌塘-昌都块体相接. 松潘

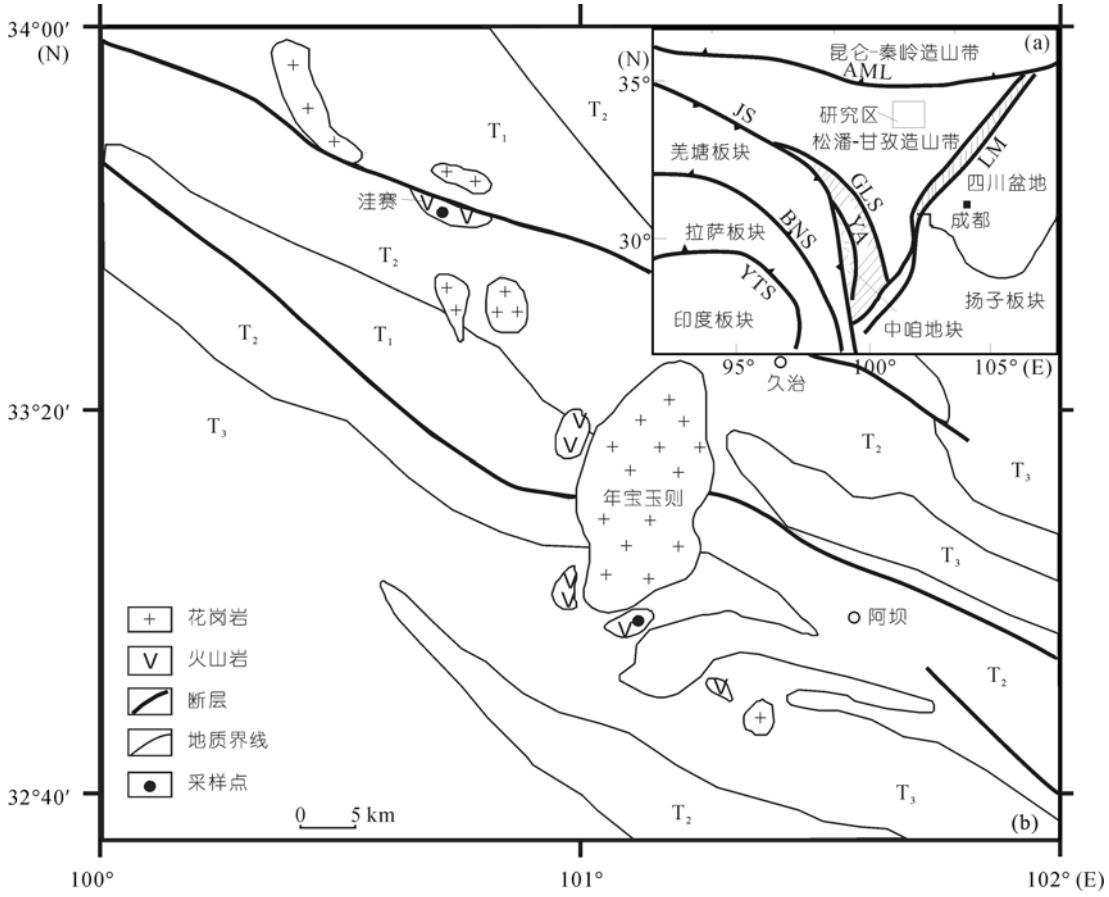

图 1　松潘带大地构造位置(a)和研究区地质简图(b)

YA, 义敦岛弧; LM, 龙门山断裂带; AML, 阿尼玛卿-免略缝合带; JS, 金沙江缝合带; GLS, 甘孜-理塘缝合带; BNS, 班公湖-怒江缝合带; YTS, 雅鲁藏布江缝合带

带内充填有巨厚层(5~15 km)的三叠系复理石沉积[2,27], 除东南部丹巴地区出露的震旦纪-古生界地层外[28,29], 无前寒武纪基底暴露. 由于古特提斯洋的封闭及其后华北块体、扬子块体和羌塘-昌都块体的汇聚作用, 松潘带强烈变形[2,8,9]. 松潘块体内广泛出露花岗岩类侵入体, 它们呈面状分布, 其形成时代主要在三叠纪末到侏罗纪时期[7,10,11,13,16,27,30]. 这些花岗岩类岩体侵入于强烈变型的三叠系地层中, 而岩体本身并没有发生变形, 表明它们属于碰撞后岩浆作用的产物.

本文研究的阿坝火山岩和洼赛火山岩位于松潘带中部(图 1). 这些火山岩无明显变形, 与区内的三叠纪巴颜喀拉山群呈明显的侵入接触关系. 阿坝火山岩在年宝玉则岩体西部、西南部和东南部周缘均有出露, 总体出露面积约为 52 km^2. 本文研究样品采自年宝玉则岩体东南部(图 1), 出露面积约为 18 km^2. 洼赛火山岩的出露面积约为 24 km^2. 先前推测这些火山岩的形成时代为侏罗纪[31], 但缺乏年代学资料的支持. 阿坝火山岩主要岩石类型为安山岩, 岩石呈灰色, 具斑状结构, 斑晶含量占~15%, 主要为斜长石和角闪石, 含少量辉石. 基质为玻基交织结构, 主要为隐晶质和玻璃质(图 2(a)); 洼赛火山岩的主要岩石类型为安山岩, 岩石呈灰色, 具斑状结构, 斑晶含量占~10%, 主要成分是辉石和斜长石, 含少量角闪石. 基质为玻基交织结构, 斜长石微晶定向排列, 间隙中充填有辉石微晶和隐晶质(图 2(b)).

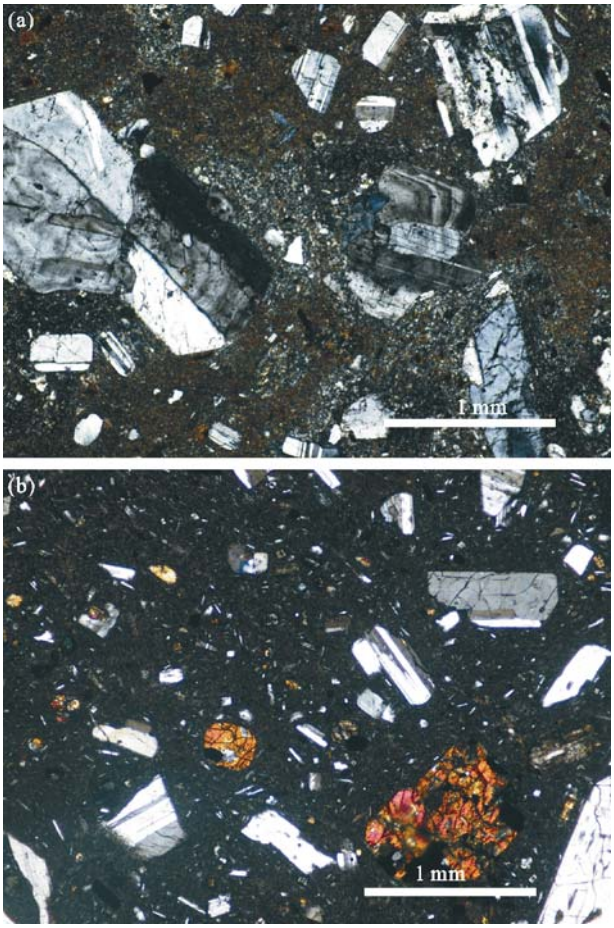

图 2　岩石薄片显微照片(正交偏光)

(a) 0711; (b) 0652

2　分析方法

全岩样品无污染粉碎至200目以下. 主量元素测定在湖北地质实验研究所用 XRF 方法完成, 误差小于 5%. 微量元素在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)采用美国 Agilent 公司生产的 Agilent 7500a 等离子体质谱仪(ICP-MS)测定, 误差小于 10%, 其中稀土元素分析误差小于5%.

Sr-Nd同位素测量在GPMR热电离同位素质谱仪Triton上进行. Sr和Nd同位素的分馏校正分别采用$^{86}Sr/^{88}Sr$=0.1194 和$^{146}Nd/^{144}Nd$=0.7219. 在分析期间, NBS987 标准给出的$^{87}Sr/^{86}Sr$平均值为 0.710215±10 (2σ), La Jolla标准给出的$^{143}Nd/^{144}Nd$平均值为 0.511837±1 (2σ). 全程Sr空白<4 ng, Nd空白<1 ng. 详细的 Sr-Nd 同位素分析方法见文献[24].

用于锆石U-Pb年代学测定的样品, 在廊坊地质服务有限公司利用标准技术对锆石进行了分选. 然后, 锆石粘贴在环氧树脂表面, 抛光后进行锆石阴极发光照相, 以观察锆石的内部结构. 锆石U-Pb年龄在GPMR用LA-ICP-MS方法测定, 激光束斑直径为 32 μm. 实验中采用He作为剥蚀物质的载气, 锆石 91500 作为外标, NIST610 作为内标, 分析方法和仪器参数类似于文献[32]. 锆石测定点的同位素比值、U-Pb表面年龄和U-Th-Pb含量计算采用GLITTER程序. 采用Andersen[33]方法对普通Pb进行校正, 并采用ISOPLOT程序[34]进行锆石加权平均年龄计算及谐和图的绘制.

锆石原位Lu-Hf同位素测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室Nu plasma型多接收电感耦合等离

子体质谱仪(MC-ICP-MS)上完成. 激光束斑直径为 44 μm, 剥蚀频率为 10 Hz. 具体的分析过程可参见文献 [35], 用 $^{176}Lu/^{175}Lu=0.02669$[36] 和 $^{176}Yb/^{172}Yb=0.5886$[37]进行同量异位干扰校正计算测定样品的 $^{176}Lu/^{177}Hf$和$^{176}Hf/^{177}Hf$比值. 样品测定过程中获得锆石 91500 的$^{176}Hf/^{177}Hf=0.282295\pm0.000009$($n$=58, 2$\sigma$). ε_{Hf}计算采用的^{176}Lu衰变常数为 1.865×10^{-11} a^{-1}[38], 球粒陨石现今的 $^{176}Hf/^{177}Hf=0.282772$, $^{176}Lu/^{177}Hf=0.0332$[39]; 亏损地幔Hf模式年龄(T_{DM1})计算采用的现今亏损地幔 $^{176}Hf/^{177}Hf=0.28325$, $^{176}Lu/^{177}Hf=0.0384$[40]. 二阶段Hf模式年龄(T_{DM2})采用平均大陆壳$^{176}Lu/^{177}Hf=0.015$[41]进行计算.

3　分析结果

3.1　U-Pb 锆石年代学

阿坝火山岩(32°58′1.8″N, 01°07′23.2″E, 样品 0676)和洼赛火山岩(样品 0651, 33°38′51.6″N, 100°38′30.6″E) U-Pb 锆石 LA-ICP-MS 定年结果见表 1.

样品 0676 中的锆石主要有两种类型: 其一, 锆石自形程度较好, 无色透明的长柱或短柱状, 长宽比值为 4∶1~1∶1, 长度一般为 40~230 μm, 具有岩浆型锆石的振荡环带(图 3(a)), 无继承锆石核; 其二, 锆石自形程度较好, 但发育核幔结构(如图 3(b)), 核部呈浑圆状, 无环带, 应属继承型锆石, 幔部为岩浆锆石. 另外, 还有少量锆石自形程度较差, 呈长柱状, 长宽比值为 3∶1~2∶1, 长度一般为 227~140 μm, 在阴极发光图像上呈白色, 无明显环带(如图 3(c)). 样品 0651 中的大部分锆石自形程度较好, 呈无色透明长柱状或短柱状, 长宽比值为 3∶1~1∶1, 长度一般为 65~190 μm. 在阴极发光图像上, 大多具有较好的振荡环带(图 3(d)), 属岩浆锆石. 继承锆石极少见.

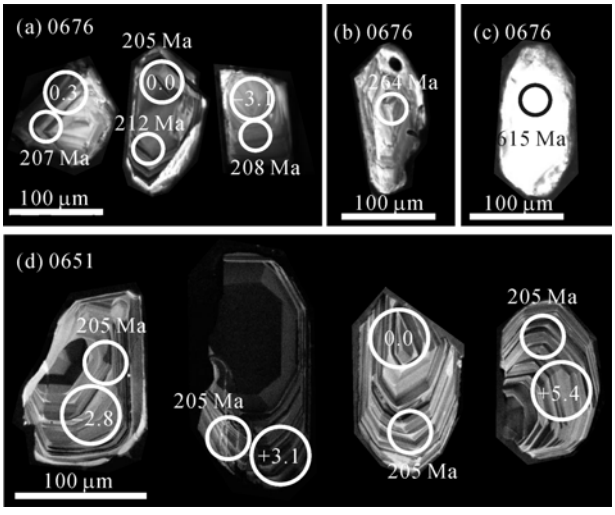

图 3　锆石阴极发光图像

较小的圆圈表示锆石U-Pb年龄分析点和对应的$^{206}Pb/^{238}U$年龄, 较大的圆圈表示Lu-Hf同位素分析点和对应的$\varepsilon_{Hf}(t)$值

样品 0676 测定了 26 颗锆石 27 个点, 其中岩浆型锆石 13 点, 锆石核部 14 点. 岩浆型锆石的Th/U比值变化于 0.19~0.71 之间, 继承型锆石的Th/U比值变化于 0.33~1.44 之间. 在U-Pb谐和图上(图 4(a)), 大部分锆石的测定点位于谐和线上, 仅测定点 0676-15 位于谐和线下方, 反映该锆石可能存在一定程度的Pb丢失. 岩浆型锆石的$^{206}Pb/^{238}U$年龄变化于 207~216 Ma之间, $^{206}Pb/^{238}U$年龄的加权平均年龄为(210±3) Ma(MSWD=0.51), 该年龄解释为阿坝火山岩的岩浆结晶年龄. 锆石核部年龄主要集中在古生代($^{206}Pb/^{238}U$年龄为 246~460 Ma)和古元古代($^{207}Pb/^{206}Pb$年龄为 1849 和 2082 Ma), 这些年龄与褶皱带内三叠纪沉积物中碎屑锆石的年龄分布(250~280, 400~450 Ma和 1.85~1.95 Ga[42])基本一致. 这些锆石可能是岩浆在侵位过程中捕获的三叠纪地层的锆石. 但另一方面, 松潘带地壳具有扬子型地壳基底的构造属性[10~12,30], 扬子块体基底含有太古代-古元古代的地壳物质[43], 因此, 火山岩中古元古代的锆石也可能来自于岩浆源区物质.

样品 0651 测定了 13 颗岩浆型锆石, 它们的Th/U比值变化于 0.37~0.59 之间. 在U-Pb谐和图上(图 4(b)), 测定点主要位于谐和线上, 它们的$^{206}Pb/^{238}U$年龄变化于 202~205 Ma之间, $^{206}Pb/^{238}U$年龄的加权平均年龄为(205±1) Ma(MSWD=0.23), 该年龄解释为洼赛火山岩的岩浆结晶年龄.

3.2　主量元素和微量元素

洼赛和阿坝火山岩主量元素和微量元素分析结果见表 2.

在TAS图解上(图 5), 阿坝和洼赛火山岩样品均落在安山岩区, 属钙碱性系列岩石(图 6). 其中, 阿坝安山岩SiO_2=59.82%~63.13%, Al_2O_3=15.87%~18.06%, MgO=1.96%~3.90%($Mg^{\#}$为 42~53), Na_2O=2.49%~3.13%, K_2O=2.35%~3.47%, K_2O/Na_2O=0.87~1.21; 洼

表 1　阿坝和洼赛安山岩锆石 U-Pb 年代学资料

测定点号	Pb (μg/g)	Th (μg/g)	U (μg/g)	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)		
					$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb\pm$ 2σ	$^{206}Pb/^{238}U\pm$ 1σ	$^{207}Pb/^{235}U\pm$ 1σ
阿坝安山岩(样品 0676)													
0676-01	54	153	385	0.40	0.05170	0.00189	0.25132	0.01247	0.03301	0.00041	265±139	208±3	213±11
0676-02	157	257	1099	0.23	0.05034	0.00157	0.24668	0.01160	0.03340	0.00040	211±87	212±2	224±9
0676-03	39	45	131	0.35	0.05530	0.00214	0.55653	0.03187	0.07151	0.00096	424±104	445±6	449±21
0676-04	21	92	120	0.77	0.05145	0.00318	0.29946	0.02379	0.04181	0.00073	261±148	264±5	266±19
0676-05	66	435	473	0.92	0.09764	0.00375	0.46237	0.02806	0.03330	0.00047	606±281	200±3	236±26
0676-06	70	218	169	1.29	0.06049	0.00262	0.84079	0.05914	0.10013	0.00152	621±127	615±9	620±33
0676-07	20	73	97	0.75	0.05294	0.00257	0.36082	0.02792	0.04892	0.00079	326±147	308±5	313±21
0676-08	40	143	293	0.49	0.06717	0.00342	0.31729	0.02612	0.03340	0.00057	195±243	207±3	206±20
0676-09	27	83	134	0.62	0.05355	0.00328	0.36091	0.03398	0.04884	0.00093	352±178	307±6	313±25
0676-10	43	116	318	0.36	0.05760	0.00338	0.26187	0.02489	0.03295	0.00062	515±178	209±4	236±20
0676-11	32	80	237	0.34	0.05269	0.00339	0.24753	0.02549	0.03293	0.00067	315±196	209±4	225±21
0676-12	40	207	292	0.71	0.05921	0.00402	0.27273	0.02984	0.03303	0.00070	575±205	209±4	245±24
0676-13	88	208	674	0.31	0.05436	0.00191	0.24118	0.00870	0.03396	0.00083	386±41	215±5	219±7
0676-14	221	95	210	0.45	0.12679	0.00416	5.00630	0.18244	0.27418	0.00674	1849±108	1525±35	1666±43
0676-15	81	228	629	0.36	0.07934	0.00302	0.34040	0.01420	0.03385	0.00086	477±171	210±5	234±15
0676-16	75	233	581	0.40	0.08018	0.00290	0.34526	0.01398	0.03404	0.00086	446±175	211±5	232±15
0676-17	91	221	702	0.31	0.05549	0.00202	0.24152	0.01039	0.03405	0.00086	432±53	216±5	220±8
0676-18	50	127	284	0.45	0.05496	0.00204	0.35582	0.01610	0.04628	0.00118	411±57	292±7	309±12
0676-19	122	314	686	0.46	0.08348	0.00323	0.52732	0.02566	0.04719	0.00122	396±222	287±8	300±24
0676-20	99	293	778	0.38	0.06708	0.00278	0.29479	0.01539	0.03388	0.00089	282±191	212±6	218±16
0676-21	126	313	974	0.32	0.05890	0.00259	0.25894	0.01609	0.03402	0.00091	563±89	216±6	234±13
0676-22	98	190	577	0.33	0.07450	0.00331	0.42286	0.02716	0.04452	0.00119	271±226	275±7	274±23
0676-23	30	90	147	0.61	0.05875	0.00252	0.38604	0.02086	0.04872	0.00141	558±69	307±9	331±15
0676-24	245	333	1710	0.19	0.07548	0.00317	0.36930	0.02033	0.03401	0.00099	138±212	208±6	202±16
0676-25	55	66	168	0.40	0.09565	0.00584	1.12078	0.10117	0.07857	0.00253	555±382	460±15	477±66
0676-26	13	40	75	0.53	0.09417	0.00622	0.55102	0.05503	0.04109	0.00135	427±389	246±8	264±43
0676-27	130	130	90	1.44	0.12884	0.00870	5.49149	0.59202	0.34133	0.01129	2082±144	1893±54	1899±93
洼赛安山岩(样品 0676)													
0651-01	48	190	382	0.50	0.05557	0.00115	0.23042	0.00560	0.03238	0.00030	435±38	205±2	211±5
0651-02	36	139	288	0.48	0.05096	0.00096	0.22191	0.00508	0.03230	0.00029	239±36	205±2	203±4
0651-03	39	125	309	0.40	0.05446	0.00100	0.23890	0.00548	0.03238	0.00029	390±35	205±2	218±4
0651-04	46	184	358	0.51	0.05322	0.00111	0.21212	0.00591	0.03234	0.00030	338±46	205±2	195±5
0651-05	37	126	290	0.43	0.05419	0.00117	0.22775	0.00666	0.03225	0.00030	379±49	205±2	208±6
0651-06	33	102	259	0.39	0.05259	0.00156	0.24599	0.00930	0.03223	0.00034	251±111	203±2	207±9
0651-07	39	117	300	0.39	0.05326	0.00149	0.22830	0.00838	0.03238	0.00033	340±65	205±2	209±7
0651-08	35	116	271	0.43	0.06318	0.00184	0.28813	0.01201	0.03239	0.00035	225±137	202±2	204±11
0651-09	37	128	291	0.44	0.05412	0.00145	0.23783	0.00994	0.03233	0.00034	376±75	205±2	217±8
0651-10	35	106	270	0.39	0.05303	0.00155	0.23333	0.01047	0.03236	0.00035	330±82	205±2	213±9
0651-11	39	112	305	0.37	0.04970	0.00175	0.22344	0.01141	0.03233	0.00038	181±96	205±2	205±9
0651-12	39	148	309	0.48	0.05423	0.00171	0.23299	0.01150	0.03233	0.00037	381±91	205±2	213±9
0651-13	59	270	461	0.59	0.05544	0.00184	0.22755	0.01218	0.03234	0.00038	430±99	205±2	208±10

表 2　阿坝和洼赛安山岩主量元素(wt%)和微量元素(μg/g)组成[a)]

样品	0651	0652	0653	0655	0726	0727	0674	0676	0679	WQ363	0711	0712	0713	0714	0715	0716	0717	0718	0719
SiO_2	60.97	60.78	61.27	61.07	61.01	61.18	61.40	60.53	59.82	61.83	62.71	63.07	62.51	63.13	62.06	62.35	60.69	62.10	60.15
TiO_2	0.88	0.86	0.88	0.87	0.81	0.66	0.98	1.00	1.05	0.76	0.91	0.83	0.93	0.88	0.91	0.75	1.00	0.93	1.04
Al_2O_3	15.99	16.05	16.06	16.09	15.90	16.23	17.01	17.44	18.06	16.76	17.02	16.32	16.94	16.47	16.95	16.62	15.87	17.07	16.06
TFeO	4.85	5.05	5.15	4.90	4.79	4.57	5.47	5.45	5.52	4.79	5.24	4.94	4.86	4.96	4.82	4.84	6.11	5.11	6.08
MnO	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.07	0.08	0.08	0.10	0.09	0.11
MgO	2.93	3.14	3.17	2.97	3.02	2.98	2.31	2.68	2.51	2.74	2.17	2.61	1.96	2.42	2.24	2.97	3.76	2.29	3.90
CaO	5.02	4.91	4.91	5.02	4.88	6.46	5.07	4.71	5.17	5.30	5.55	5.05	5.19	4.72	5.20	5.63	5.88	5.39	5.90
Na_2O	4.00	3.84	3.91	3.78	3.98	2.92	2.95	2.96	3.13	2.73	2.56	2.79	3.02	3.05	2.95	2.67	2.70	2.49	2.59
K_2O	1.94	1.66	1.63	2.12	1.48	2.06	3.08	3.47	3.02	2.99	2.35	3.04	2.62	2.64	2.57	2.58	2.46	3.02	2.60
P_2O_5	1.10	1.14	1.15	0.98	0.17	0.16	0.19	0.19	0.20	0.14	0.19	0.17	0.19	0.17	0.18	0.15	0.18	0.19	0.19
LOI	1.60	1.98	1.39	1.55	2.60	2.31	1.07	1.17	1.12	1.58	0.94	0.88	1.38	1.24	1.73	1.07	0.97	1.06	1.07
总计	99.57	99.61	99.77	99.63	98.72	99.59	99.80	99.78	99.78	99.79	99.80	99.82	99.80	99.81	99.81	99.79	99.83	99.83	99.57
$Mg^{\#}$	51	53	52	52	53	56	43	47	45	51	42	49	42	47	45	52	52	44	53
V	73.45	76.11	76.94	78.39	80.62	88.14	59.24	63.39	64.58	70.72	61.33	74.14	60.44	57.70	62.25	79.83	106.98	61.63	112.27
Cr	88.63	80.02	81.59	80.92	94.20	151.74	28.04	26.42	27.93	42.43	65.38	50.21	31.33	27.92	28.26	48.28	69.17	29.13	73.33
Co	17.90	17.38	17.31	17.46	18.45	18.25	15.36	14.69	15.47	15.37	15.82	16.37	14.67	13.90	14.94	17.43	22.20	14.90	22.44
Ni	33.59	34.42	32.93	32.94	34.18	55.37	15.42	13.18	15.22	17.46	20.50	21.74	15.25	13.12	14.52	19.30	26.21	15.31	25.80
Cu	18.16	18.22	19.18	18.51	18.89	22.57	22.10	16.86	19.93	10.65	19.93	15.31	20.56	16.40	20.37	19.72	25.11	21.43	16.00
Zn	61.09	64.12	62.08	65.24	67.18	63.77	76.72	80.25	75.43	64.50	74.62	69.67	69.14	73.60	70.39	69.58	74.23	74.00	85.89
Ga	18.25	18.51	19.02	18.85	20.10	18.60	21.57	21.98	22.44	20.60	21.86	20.73	21.18	20.90	20.98	20.17	19.78	20.80	19.85
Rb	70	63	63	68	69	72	128	120	113	129	91	155	117	108	103	108	105	106	113
Sr	627	601	620	641	609	328	341	346	367	332	367	314	338	309	336	347	308	334	304
Y	24.04	24.88	25.19	25.16	26.33	16.58	29.87	30.49	31.23	20.86	29.49	25.67	29.00	27.50	28.83	22.51	27.55	28.95	28.23
Zr	187	208	215	196	202	137	231	235	241	179	230	208	228	223	226	183	197	226	197
Nb	15.9	16.3	16.5	16.4	15.4	11.0	12.9	12.9	13.5	10.5	12.5	12.1	12.6	12.2	12.6	10.6	11.5	12.2	11.7
Ba	1900	1595	1847	1761	1565	697	470	555	593	522	548	447	462	461	492	524	438	487	439
Hf	4.70	4.97	5.16	4.78	5.34	3.56	5.63	5.57	5.86	4.54	5.63	5.14	5.63	5.56	5.50	4.77	4.94	5.56	4.92
Ta	1.25	1.23	1.30	1.28	1.42	0.89	0.89	0.89	0.91	0.72	0.93	0.89	0.91	0.94	0.91	0.77	0.84	0.90	0.86
Pb	43.80	36.86	25.91	26.74	51.17	38.71	128.44	33.36	41.16	43.34	81.22	40.01	44.20	43.70	39.34	43.55	68.24	57.76	34.79
Th	18.09	18.33	18.84	18.63	20.33	11.64	13.93	14.04	14.67	13.93	13.80	14.53	13.67	13.80	13.53	13.76	11.52	13.35	11.20
U	5.47	5.54	5.55	5.55	5.86	3.10	2.97	3.28	3.38	2.85	3.04	3.27	2.56	2.89	3.15	2.92	2.45	2.81	2.23
La	35.01	35.36	37.72	35.99	37.82	28.89	35.87	34.62	38.10	32.84	36.32	33.91	34.80	35.10	34.70	32.47	29.59	34.11	29.86
Ce	68.71	69.77	73.77	70.97	73.95	54.81	72.61	70.38	77.35	65.20	73.86	68.92	69.89	71.90	70.15	64.77	60.17	70.53	60.66
Pr	7.89	7.92	8.22	8.21	8.71	6.49	8.62	8.30	9.21	7.54	8.99	8.46	8.62	8.66	8.56	7.87	7.55	8.51	7.80
Nd	29.07	29.87	30.46	30.03	30.29	63.16	33.34	31.84	34.72	28.38	32.28	30.20	31.34	30.90	31.13	27.68	28.19	30.78	29.05
Sm	5.46	5.94	5.66	5.70	5.80	4.44	6.77	6.48	6.98	5.19	6.35	6.10	6.46	5.86	6.26	5.33	5.68	6.26	6.04
Eu	1.29	1.30	1.27	1.28	1.30	1.10	1.34	1.29	1.36	1.12	1.32	1.22	1.28	1.27	1.30	1.10	1.24	1.30	1.30
Gd	4.51	4.55	4.65	4.66	5.12	3.74	5.58	5.42	5.75	4.22	5.89	5.33	5.73	5.39	5.74	4.76	5.34	5.61	5.60
Tb	0.73	0.73	0.75	0.75	0.77	0.53	0.91	0.89	0.93	0.65	0.84	0.75	0.84	0.82	0.84	0.66	0.79	0.82	0.82
Dy	4.38	4.50	4.41	4.58	4.57	3.02	5.29	5.05	5.57	3.79	5.28	4.47	5.09	4.96	5.34	4.02	4.83	5.07	5.24
Ho	0.87	0.93	0.89	0.88	0.93	0.59	1.04	1.07	1.13	0.75	1.07	0.93	1.04	0.99	1.04	0.81	0.98	1.01	1.02
Er	2.22	2.24	2.52	2.20	2.53	1.55	2.91	2.93	2.87	2.01	2.95	2.53	2.80	2.71	2.91	2.25	2.65	2.74	2.79
Tm	0.34	0.36	0.32	0.33	0.37	0.24	0.40	0.43	0.45	0.30	0.44	0.39	0.43	0.40	0.43	0.34	0.40	0.43	0.42
Yb	2.33	2.32	2.61	2.57	2.50	1.50	2.87	3.22	2.97	2.14	2.79	2.46	2.58	2.72	2.77	2.10	2.51	2.64	2.71
Lu	0.36	0.38	0.36	0.36	0.37	0.22	0.42	0.45	0.43	0.29	0.42	0.37	0.41	0.38	0.42	0.32	0.38	0.40	0.40
$(La/Yb)_N$	10.14	10.28	9.75	9.45	10.22	13.00	8.44	7.26	8.65	10.37	8.78	9.33	9.13	8.72	8.47	10.43	7.98	8.72	7.45
Eu/Eu*	0.77	0.74	0.73	0.74	0.71	0.80	0.65	0.65	0.64	0.71	0.65	0.64	0.63	0.68	0.65	0.66	0.68	0.66	0.67

a) 样品 0651~0653, 0655, 0726 和 0727 为洼赛安山岩; 0674, 0676, 0679, WQ363 和 0711~0719 为阿坝安山岩

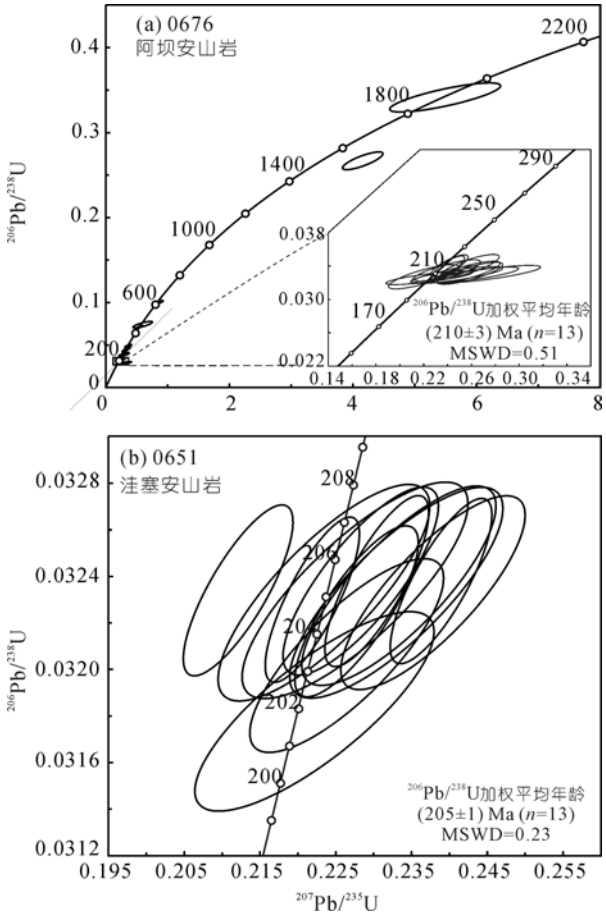

图 4　锆石 U-Pb 谐和图

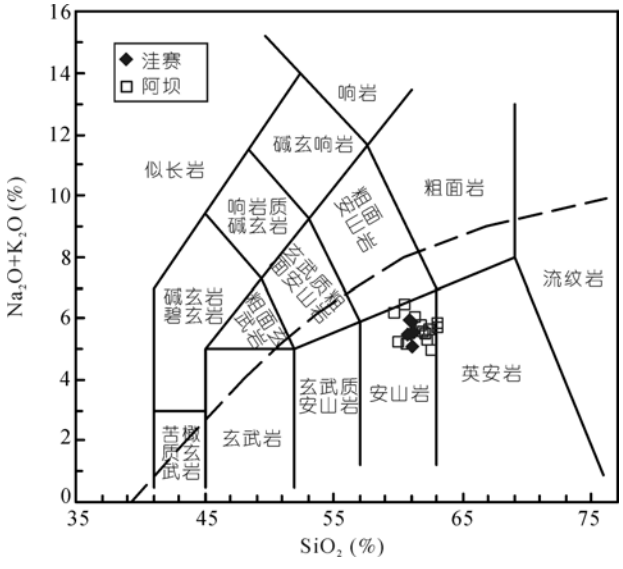

图 5　洼赛和阿坝火山岩 TAS 图解

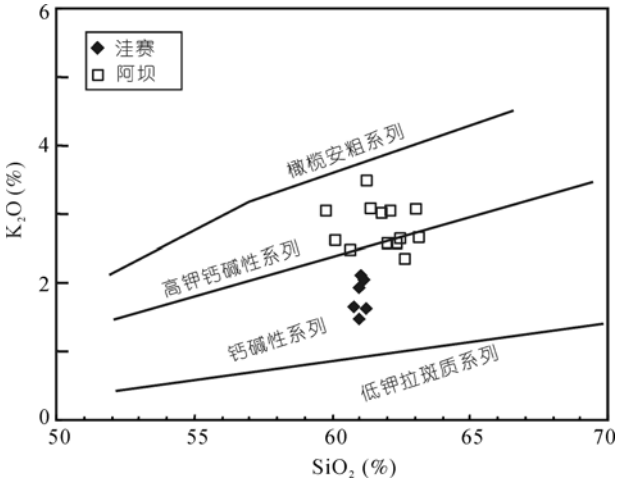

图 6　洼赛和阿坝火山岩SiO_2-K_2O图

赛安山岩SiO_2=60.78%~61.27%, MgO=2.93%~3.17% ($Mg^{\#}$为 51~56), Al_2O_3=15.90%~16.23%, Na_2O= 2.92%~4.00%, K_2O=1.48%~2.12%, K_2O/Na_2O=0.42~0.71. 与阿坝安山岩相比, 洼赛安山岩的Al_2O_3和K_2O相对偏低, 而$Mg^{\#}$和Na_2O相对偏高.

微量元素蛛网图(图 7)显示, 阿坝和洼赛安山岩所有样品均显示富集大离子亲石元素, Nb和Ta呈负异常, 但二者在微量元素组成上存在明显的差异, 阿坝安山岩具有较低的Sr(304~367 μg/g)和Ba(438~593 μg/g)含量, 显示Sr和Ba负异常, 而Rb较高(91~155 μg/g). 洼赛安山岩明显具有较高的Sr(601~641 μg/g)和Ba(1565~1900 μg/g)(样品 0727 例外, 其Sr为 328 μg/g, Ba为 697 μg/g), 显示Sr和Ba正异常, 而Rb较低(63~72 μg/g); 此外, 阿坝安山岩的Cr和Ni含量分别为 26~73 和 13~26 μg/g, 明显比洼赛安山岩低(Cr=80~152 μg/g, Ni=33~55 μg/g); 在稀土元素组成上, 阿坝和洼赛安山岩样品均为轻稀土富集型的稀土元素组成模式(图 8), La_N/Yb_N=7~13, 存在弱到中等程度的负Eu异常, 反映岩浆源区存在残留的斜长石或在岩浆过程中存在斜长石的分离结晶作用. 通常情况下, 斜长石的分异结晶将导致岩浆中负Eu异常的增大和CaO含量的降低, 并且Eu/Eu*值与CaO含量存在正相关关系. 阿坝安山岩中Eu/Eu*值与CaO含量并没有明显的正相关关系(图略), 说明其负Eu异常不能用岩浆演化过程中斜长石的分异结晶来解释, 而是反映了其岩浆源区的组成特征或在源区部分熔融过程中含有残留的斜长石; 洼赛安山岩具有Eu/Eu*和CaO的正相关关系(图略), 说明可能

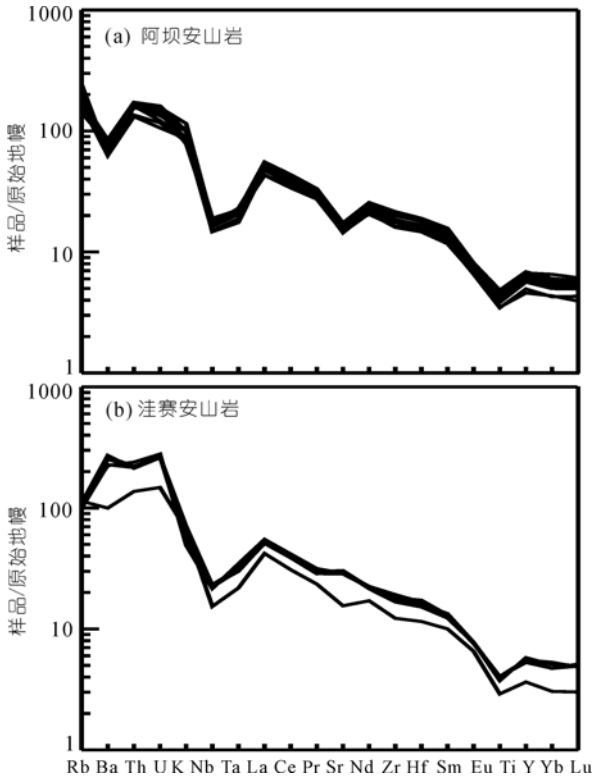

图 7　原始地幔标准化的微量元素组成模式

原始地幔标准化值据文献[44]

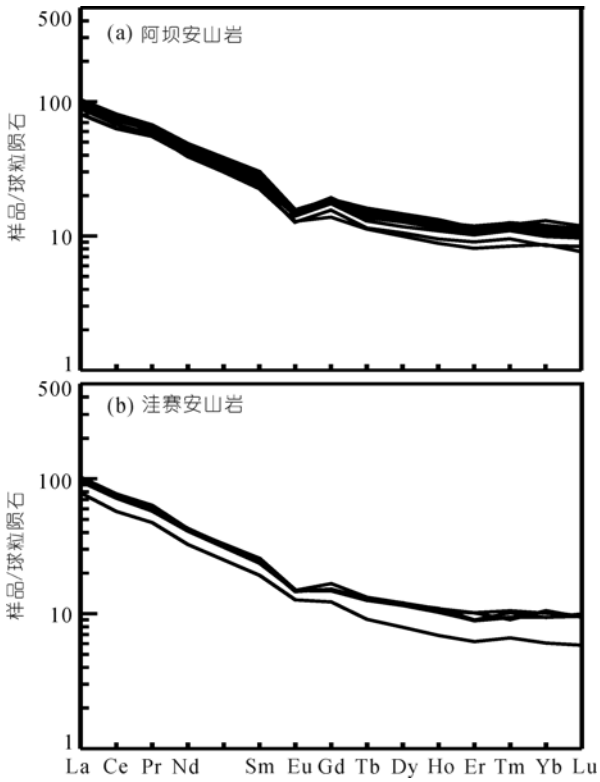

图 8　稀土元素组成模式

球粒陨石标准化值据文献[45]

存在少量斜长石的分异结晶作用.

3.3　Sr-Nd 同位素

全岩 Sr-Nd 同位素分析结果列于表 3.

以t=210 Ma统一计算阿坝和洼赛安山岩的初始$^{87}Sr/^{86}Sr$比值(I_{Sr})和$\varepsilon_{Nd}(t)$值, 其中阿坝安山岩I_{Sr}为0.7070~0.7076, $\varepsilon_{Nd}(t)$为−3.9~−5.3, T_{DM}为 1.32~1.47 Ga. 洼赛安山岩的I_{Sr}值为 0.7075~0.7077, $\varepsilon_{Nd}(t)$为−3.9~−3.6, Nd同位素亏损地幔模式年龄(T_{DM})为1.22~1.23 Ga; 两者I_{Sr}值相近, 但洼赛安山岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值明显高于阿坝安山岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$值, 并且前者T_{DM}值

表 3　阿坝和洼赛安山岩全岩Sr-Nd同位素组成[a)]

样品	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm2\sigma$	I_{Sr} (210 Ma)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm2\sigma$	ε_{Nd} (210 Ma)	T_{DM} (Ga)
阿坝安山岩									
0674	1.088	0.71020	5	0.70697	0.1228	0.512327	1	−4.1	1.38
0676	1.001	0.71009	6	0.70713	0.1230	0.512323	1	−4.2	1.39
0679	0.892	0.70967	3	0.70702	0.1215	0.512328	1	−4.0	1.36
WQ363	1.122	0.71093	4	0.70760	0.1105	0.512246	2	−5.3	1.34
0711	0.715	0.70906	4	0.70692	0.1188	0.512331	4	−3.9	1.32
0712	1.428	0.71136	5	0.70709	0.1222	0.512265	2	−5.3	1.47
洼赛安山岩									
0651	0.322	0.70842	2	0.70747	0.1135	0.512330	1	−3.8	1.25
0652	0.304	0.70846	4	0.70756	0.1202	0.512332	1	−3.9	1.33
0653	0.292	0.70860	5	0.70774	0.1123	0.512340	5	−3.6	1.22
0655	0.306	0.70844	2	0.70754	0.1147	0.512338	1	−3.7	1.25

a) $^{87}Rb/^{86}Sr$和$^{147}Sm/^{144}Nd$由ICP-MS方法测定的Rb, Sr, Sm和Nd的含量(表 2)计算获得; $\varepsilon_{Nd}(t)$值计算采用$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}$=0.1967, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}$=0.512638; Nd同位素亏损地幔模式年龄(T_{DM})计算采用$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}$=0.2137, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}$=0.51315

低于后者. 相对于松潘带内埃达克质花岗岩类和强过铝质花岗岩[11,16], 阿坝和洼赛安山岩具有明显较高的$\varepsilon_{Nd}(t)$和较低的I_{Sr}值, 表明它们的岩浆源区不同于松潘带花岗岩类.

3.4 锆石 Hf 同位素

上述定年样品中的岩浆锆石 Lu-Hf 同位素原位微区测定结果列于表 4.

所有测定锆石的$^{176}Lu/^{177}Hf$比值小于0.002, 显示锆石在形成之后具有较少的放射成因积累[46]. 阿坝安山岩(样品 0676)中锆石的$^{176}Hf/^{177}Hf$比值变化于0.282540~0.282655, 同样以t=210 Ma计算, 获得$\varepsilon_{Hf}(t)$=–3.7~0.3, 加权平均值为–2.0(图 9(a)), 二阶段Hf模式年龄(T_{DM2})为 1.2~1.5 Ga, 平均值为 1.37 Ga. 洼赛安山岩(样品 0651)中锆石的$^{176}Hf/^{177}Hf$比值变化于 0.282570~0.282801, 以t=210 Ma计算, 获得$\varepsilon_{Hf}(t)$=–2.7~5.5, 加权平均值为 1.4(图 9(b)), 二阶段Hf模式年龄(T_{DM2})为 0.9~1.4 Ga, 平均值为 1.16 Ga.

4 讨论

4.1 区域岩浆事件

本文研究的阿坝和洼赛火山岩的形成时代分别为(210±3)和(205±1) Ma, 因而, 这些火山岩的形成时代应为晚三叠世, 而不是先前认为的侏罗纪[31]. 松潘带广泛发育碰撞后花岗质岩浆侵入作用, 已获得的锆石U-Pb年代学资料表明, 花岗岩类的形成时代主要在印支期, 其主要年龄跨度为 227~195 Ma[7,10~13,16,30,47], 少量花岗岩类形成于侏罗纪[7]. 在阿坝和洼赛火山岩的周边, 年宝玉则A型花岗岩形成时代为 211 Ma[13], 马尔康强过铝质花岗岩的形成时代为 200~208 Ma[16], 扬拱和毛尔盖埃达克质花岗

表 4 阿坝和洼赛安山岩锆石 Hf 同位素组成

分析点	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	$^{176}Lu/^{177}Hf$	2σ	$^{176}Yb/^{177}Hf$	2σ	ε_{Hf}(210 Ma)	2σ	T_{DM1}(Ga)	T_{DM2}(Ga)
阿坝安山岩										
0676-01	0.282583	0.000034	0.000837	0.00009	0.021598	0.00240	–2.2	1.2	0.94	1.38
0676-02	0.282646	0.000020	0.001174	0.00005	0.030160	0.00140	0.0	0.7	0.86	1.25
0676-03	0.282557	0.000022	0.000865	0.00003	0.023474	0.00102	–3.1	0.8	0.98	1.44
0676-04	0.282595	0.000022	0.000805	0.00008	0.019936	0.00124	–1.8	0.8	0.93	1.36
0676-05	0.282628	0.000034	0.000983	0.00011	0.026082	0.00300	–0.6	1.2	0.88	1.28
0676-06	0.282544	0.000034	0.001246	0.00006	0.032475	0.00164	–3.6	1.2	1.01	1.47
0676-07	0.282544	0.000040	0.001178	0.00005	0.029834	0.00136	–3.6	1.4	1.01	1.47
0676-08	0.282542	0.000026	0.000627	0.00003	0.016579	0.00094	–3.6	0.9	1.00	1.47
0676-09	0.282540	0.000036	0.001002	0.00002	0.025750	0.00068	–3.7	1.3	1.01	1.48
0676-10	0.282595	0.000044	0.000836	0.00006	0.023123	0.00160	–1.8	1.6	0.93	1.36
0676-11	0.282592	0.000056	0.000759	0.00002	0.019204	0.00036	–1.9	2	0.93	1.36
0676-12	0.282655	0.000044	0.001561	0.00010	0.048544	0.00260	0.3	1.6	0.86	1.23
0676-13	0.282655	0.000044	0.001561	0.00001	0.048544	0.00038	0.3	1.6	0.86	1.23
洼赛安山岩										
0651-02	0.282712	0.000060	0.000923	0.00004	0.026532	0.00136	2.4	2.1	0.76	1.09
0651-03	0.282570	0.000058	0.001157	0.00002	0.036214	0.00024	–2.7	2.1	0.97	1.42
0651-04	0.282617	0.000062	0.001091	0.00002	0.035098	0.00100	–1.0	2.2	0.90	1.31
0651-05	0.282736	0.000058	0.000654	0.00006	0.019617	0.00140	3.2	2.1	0.73	1.04
0651-06	0.282737	0.000034	0.001023	0.00004	0.032995	0.00130	3.2	1.2	0.73	1.04
0651-07	0.282723	0.000034	0.000825	0.00007	0.026117	0.00190	2.8	1.2	0.75	1.07
0651-08	0.282688	0.000044	0.000523	0.00001	0.017966	0.00110	1.6	1.6	0.79	1.14
0651-09	0.282647	0.000040	0.000890	0.00004	0.028623	0.00048	0.1	1.4	0.86	1.24
0651-10	0.282744	0.000054	0.000808	0.00004	0.025839	0.00076	3.5	1.9	0.72	1.02
0651-11	0.282643	0.000020	0.000880	0.00003	0.028771	0.00102	-0.1	0.7	0.86	1.25
0651-12	0.282801	0.000054	0.001105	0.00005	0.037508	0.00134	5.5	1.9	0.64	0.90
0651-13	0.282749	0.000088	0.000899	0.00002	0.026548	0.00062	3.7	3.1	0.71	1.01
0651-14	0.282704	0.000068	0.000750	0.00002	0.025426	0.00072	2.1	2.4	0.77	1.11
0651-15	0.282681	0.000050	0.001240	0.00005	0.040623	0.00104	1.2	1.8	0.81	1.17

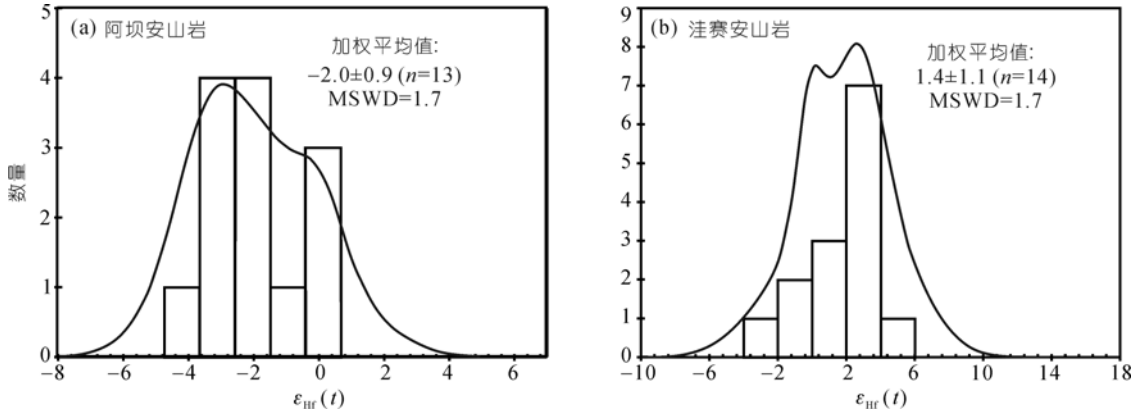

图 9　洼赛和阿坝安山岩锆石 Hf 同位素组成

岩形成时代为 221~216 Ma[11]. 阿坝和洼赛火山岩的形成时代略晚于它们周边的埃达克质花岗岩类, 但与年宝玉则A型花岗岩和马尔康强过铝质花岗岩的形成时代相接近. 这表明松潘带印支晚期岩浆侵入和喷发作用基本是同时发生的, 它们应形成于统一的深部地球动力学过程. A型花岗岩主要形成于岩石圈伸展构造背景[48~52], 松潘带年宝玉则A型花岗岩的产出指示松潘带岩石圈从先前的挤压背景向构造伸展的转换[13]. 另一方面, 马尔康强过铝质花岗岩的形成可能与地壳构造减压作用存在联系[16]. 阿坝和洼赛火山岩的形成时代与上述印支晚期花岗岩的形成时代相近, 因此, 这些印支晚期的火山岩和花岗岩应形成于松潘带统一的岩石圈伸展构造背景.

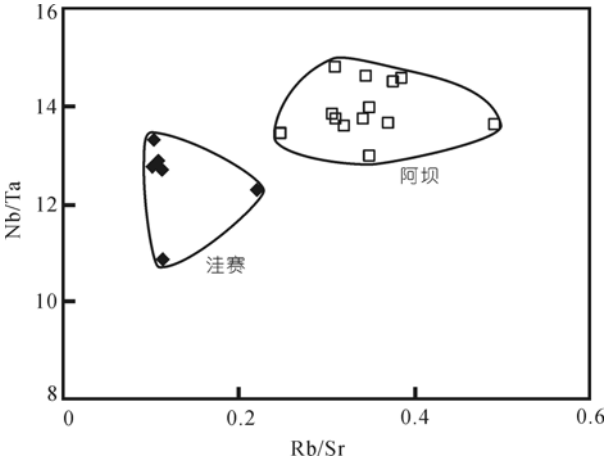

图 10　Rb/Sr vs. Nb/Ta 图解

4.2　岩石成因

阿坝和洼赛安山岩具有较低的MgO (1.96%~3.90%), Cr(27~152 μg/g, 绝大多数小于 90 μg/g)和Ni(13~56 μg/g)含量, 表明它们不属于高Mg安山　岩[53,54]. 阿坝和洼赛安山岩主量元素之间缺乏明显的相关关系, 在微量元素组成上, 后者明显低Rb, 高Sr, Ba, Cr和Ni, 并且两者在Rb/Sr和Nb/Ta比值也存在明显的差异(图 10), 这表明它们有着明显不同的岩浆源区或岩浆演化过程.

安山岩的成因一般有以下几种模式[55]: (1) 地幔派生的玄武质岩浆结晶分异作用; (2) 幔源玄武质岩浆底侵作用引起的镁铁质下地壳的部分熔融; (3) 长英质和镁铁质岩浆的混合作用及与地壳的同化混染作用; (4) 俯冲洋壳板片来源的流体或熔体与上覆地幔楔相互作用产生的熔体, 这种熔体与地幔橄榄岩平衡; (5) 俯冲洋壳脱水熔融产生的安山质岩浆. 为了讨论松潘带安山岩的成因, 本文对上述安山质岩浆产生的几种模型作如下讨论.

首先, 玄武质岩浆分异结晶产生SiO_2大于 60%的火山岩, 需要镁铁质母岩浆的体积是派生岩浆的 2 倍[56], 但是研究区内并没有大面积的基性岩浆岩; 另一方面, 阿坝和洼赛安山岩样品在Harker图解中(图略)也没有表现出分离结晶的演化趋势, 相容元素(如Cr和Ni)的含量变化非常有限, 在La vs. La/Sm图解中(图 11(a)), 阿坝和洼赛安山岩显示出正相关关系, 而在Yb vs. La/Yb图解中(图 11(b)), 两套安山岩均显示出负相关关系, 说明在岩浆演化过程中分离结晶作用并不是主要的控制因素. 因此, 阿坝和洼赛安山岩不可能由玄武质岩浆结晶分异过程形成. 其次, 洼赛安山岩和阿坝安山岩具有较窄的Sr-Nd同位素组成变化范围($\varepsilon_{Nd}(t)$分别为−3.6~−3.9 和−3.9~

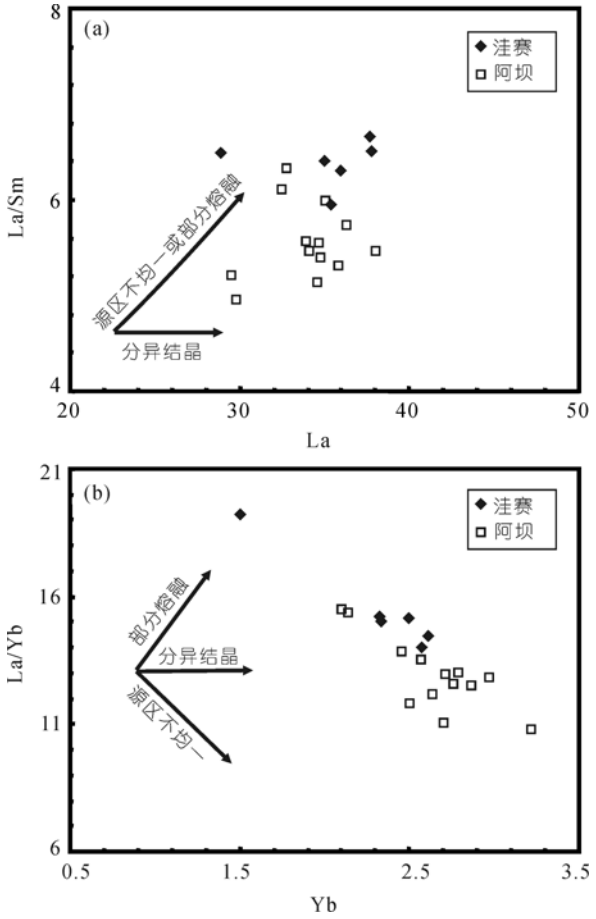

图 11　La vs. La/Sm 图解(a)和 Yb vs. La/Yb 图解(b)

–5.3; I_{Sr}分别为 0.7075~0.7077 和 0.7070~0.7076), 并且Sr-Nd同位素组成与SiO_2含量或MgO含量无明显相关性, 表明在岩浆上升过程中无明显的地壳混染作用. 安山质岩浆的混合成因同样需要有大量镁铁质岩浆的存在, 但松潘带内以长英质岩浆作用(SiO_2>60%)为主, 缺少基性岩浆端元, 这说明岩浆混合作用应不是阿坝和洼赛安山岩形成的主要机制. 另外, 松潘带火山岩的形成时代为 210~205 Ma, 滞后于早三叠世古特提斯洋的封闭[1~3]和印支早期的陆-陆碰撞[9], 它们属于碰撞后火山岩, 因此它们的岩浆产生难以用洋壳的俯冲消减作用来解释. 而且, 洋壳俯冲消减作用形成的火山岩, 一般带有亏损地幔或新生地壳的同位素组成印记[57]. 然而, 松潘带洼赛和阿坝安山岩明显具有演化的Sr-Nd同位素组成($\varepsilon_{Nd}(t)$<–3.6, I_{Sr} >0.7070). 这些证据并不支持松潘带安山岩的形成与俯冲洋壳的部分熔融作用相联系.

由于松潘带安山岩没有经历明显的岩浆混合或者同化混染作用, 因此它们的Sr-Nd同位素组成可以较好地代表它们岩浆源区的组成特征. 松潘带有广泛的三叠纪-侏罗纪花岗岩侵入[7,10~13,16,47], 其中Zhang等[11]认为松潘带埃达克质花岗岩类来自于加厚下地壳的部分熔融, 因此它们的Sr-Nd同位素组成可以代表研究区下地壳的组成. 时章亮等[16]认为松潘带强过铝质花岗岩来自中地壳物质的减压熔融作用, 因此该类岩石的Sr-Nd同位素组成可以代表松潘带中部地壳的组成. 松潘带阿坝和洼赛安山岩的Sr-Nd同位素特征与上述下地壳和中地壳来源的花岗岩类明显不同(图 12). 另一方面, 与研究区内的埃达克质花岗岩类[11]相比较, 阿坝和洼赛安山岩有着相对较高的MgO含量(1.96%~3.90%)和$Mg^{\#}$(42~56), 而下地壳镁铁质岩石部分熔融产生的岩浆$Mg^{\#}$一般小于 40[58]. 因此, 洼赛和阿坝安山岩不可能仅仅由下地壳物质的熔融而形成, 它们的岩浆可能产生于富集岩石圈地幔或壳幔边界.

在微量元素组成上, 洼赛安山岩具有较高的Ba含量(697~1900 μg/g), 除样品 0727(Ba=697 μg/g)外, 其余样品的Ba含量均大于 1500 μg/g. 这明显高于大陆地壳的Ba含量(Ba=390 μg/g)[59]. 因此, 洼赛安山岩的岩浆源区应来自地幔物质, 地壳物质的部分熔融或岩浆与地壳物质的混染无法解释洼赛安山岩高Ba的特征. 洼赛安山岩Ba/Rb=23~29(除一个样品Ba/Rb=10 外), Rb/Sr=0.10~0.22, 指示地幔物质存在含角闪石(amphibole-bearing)流体的交代作用[60].

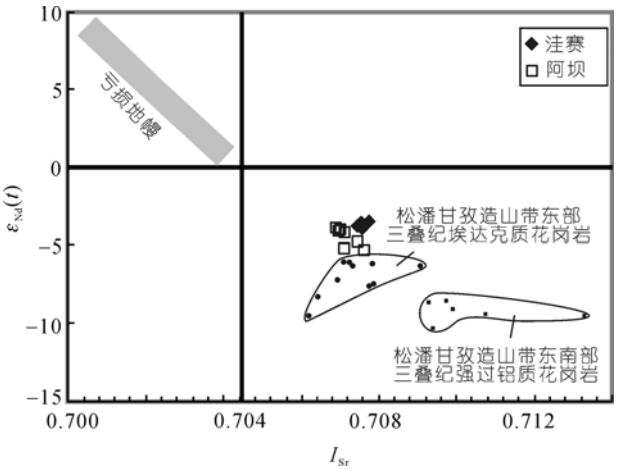

图 12　松潘带安山岩 Sr-Nd 同位素组成

松潘带印支期埃达克质花岗岩和过铝质花岗岩分别据文献[11]和[16]

阿坝和洼赛安山岩锆石Hf同位素组成为它们的岩浆源区提供了另一个重要约束. 洼赛安山岩(0651)锆石ε_{Hf}(210 Ma)=–2.7~5.5, 平均值为 1.4, 指示洼赛安山岩岩浆源区中含有明显的地幔组分. 阿坝安山岩锆石ε_{Hf}(210 Ma)=–3.7~0.3, 平均值为–2.0, 明显低于洼赛安山岩, 指示阿坝安山岩的岩浆源区含有较高比例的地壳组分, 这与样品 0676 中普遍存在继承锆石(261~2082 Ma)的观察是一致的.

综合以上分析, 阿坝安山岩的岩浆源区主要来自下部地壳物质的部分熔融, 但含有地幔物质的参与, 其岩浆源区位置可能在壳幔边界, 而洼赛火山岩的岩浆源区应来自于岩石圈地幔物质的部分熔融, 这一地幔源区受到一定程度的地幔流体交代作用.

4.3　构造意义

根据松潘带印支期岩浆侵入作用及其岩石组合, Zhang等[13]提出松潘带在印支期曾发生岩石圈拆沉作用, 拆沉作用起因于华北块体、扬子块体和羌塘块体向松潘带的汇聚所导致的岩石圈加厚作用, 因而导致松潘带岩石圈发生重力不稳定性. 岩石圈发生拆沉作用, 将使得地幔软流圈物质上涌, 加热上部未拆沉掉的岩石圈部分, 这不仅诱发中下地壳物质发生部分熔融[21,22,61~63], 而且还引起未拆沉掉的上地幔的部分熔融作用[25,64]. 然而, 目前关于松潘带印支期岩石圈拆沉作用的证据主要来自于区域花岗岩类研究, 缺乏火山岩类研究的证据, 特别是缺乏岩石圈地幔发生部分熔融作用的证据.

本文对松潘带洼赛和阿坝火山岩的研究表明, 它们的形成时代与松潘带印支晚期花岗岩类形成时代相近, 形成于岩石圈伸展构造背景, 这与大多数碰撞后钙碱性火山岩出现于岩石圈伸展背景是一致的[65~67]. 在岩石成因上, 洼赛火山岩来源于岩石圈地幔的部分熔融, 而阿坝火山岩主要来自于下地壳物质的部分熔融. 因此, 松潘带印支期岩石圈地幔的熔融作用为松潘带岩石圈发生拆沉作用提供了又一新的证据, 同时表明松潘带印支期岩石圈拆沉作用发生后, 保留有部分岩石圈地幔的残余. 松潘带岩石圈拆沉作用导致的地幔软流圈物质上涌同时诱发了残余岩石圈地幔部分和下地壳物质的部分熔融.

根据本文研究, 结合先前的研究成果, 本文将松潘带早中生代的构造演化总结如下:

(1) 早三叠世: 松潘带的南部金沙江洋和北部的阿尼玛卿洋已封闭, 华北块体、扬子块体和羌塘块体向松潘带汇聚, 并发生大陆碰撞, 地壳发生增厚作用.

(2) 221~216 Ma: 增厚的松潘带岩石圈发生拆沉作用, 地幔软流圈物质上涌, 松潘带增厚下地壳发生部分熔融形成埃达克质侵入岩[11]和I型花岗岩[12].

(3) 210~200 Ma: 松潘带地幔软流圈物质进一步上涌, 使得上覆岩石圈构造伸展减压, 形成A型花岗岩[13]和强过铝质花岗岩[16], 同时, 未拆沉掉的岩石圈地幔部分发生熔融形成洼赛火山岩, 在壳幔边界上部分熔融形成阿坝火山岩.

5　结论

松潘带阿坝和洼赛火山岩属于钙碱性安山岩类, 它们的岩浆结晶年龄分别为(210±3)和(205±1) Ma, 与该区印支晚期花岗岩类形成时代相一致, 形成于松潘带碰撞后构造背景. 阿坝火山岩的岩浆源区中以壳源物质为主, 含有少量幔源物质, 其岩浆源区可能位于壳幔边界, 而洼赛火山岩的岩浆主要来自岩石圈地幔物质的部分熔融. 阿坝和洼赛火山岩的岩石成因为松潘带印支期岩石圈发生拆沉作用提供了又一新的证据, 表明松潘带印支期岩石圈拆沉作用同时诱发了岩石圈地幔部分和下地壳物质的部分熔融, 同时表明松潘带发生岩石圈拆沉作用后, 仍然保留了先前部分岩石圈地幔的残余.

致谢　感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1　Mattauer M, Malavieille J, Calassou S, et al. The Songpan-Garze Triassic belt of West Sichuan and Eastern Tibet: A decollement fold belt on passive margin (in French). C R Acad Sci Paris, 1992, 314: 619—626

2　许志琴, 侯立炜, 王宗秀. 中国松潘带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992. 190

3　Sengör A M C, Natalin B A. Paleotectonics of Asia: Fragment of a synthesis. In: Yin A, Harrison T M, eds. The Tectonics of Asia. New

York: Cambridge University Press, 1996. 486—640
4 Bruguier O, Lancelot J R, Malavieille J. U-Pb dating on single detrital zircon grains from the Triassic Songpan-Ganze flysch (Central China): Provenance and tectonic correlations. Earth Planet Sci Lett, 1997, 152: 217—231
5 张国伟, 郭安林, 姚安平. 中国大陆构造中的西秦岭-松潘大陆构造结. 地学前缘, 2004, 11: 23—32
6 Enkin R J, Zhenyu Y, Yan C, et al. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present. J Geophys Res, 1992, 97: 13953—13989
7 Roger F, Malavieille J, Leloup P H, et al. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. J Asian Earth Sci, 2004, 22: 465—481
8 Harrowfield M J, Wilson C J L. Indosinian deformation of the Songpan Garze Fold Belt, northeast Tibetan Plateau. J Struct Geol, 2005, 27: 101—117
9 Reid A J, Wilson C J L, Liu S. Structural evidence for the Permo-Triassic tectonic evolution of the Yidun Arc, eastern Tibetan Plateau. J Struct Geol, 2005, 27: 119—137
10 胡健民, 孟庆任, 石玉若, 等. 松潘-甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP 定年及其构造意义. 岩石学报, 2005, 21: 867—880
11 Zhang H F, Zhang L, Harris N, et al. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garzê Fold Belt, eastern Tibet Plateau: Constraints on petrogenesis, nature of basement and tectonic evolution. Contrib Mineral Petrol, 2006, 152: 75—88
12 Xiao L, Zhang H F, Clemens J D, et al. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. Lithos, 2007, 96: 436—452
13 Zhang H F, Parrish R, Zhang L, et al. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination. Lithos, 2007, 97: 323—335
14 Zhou M F, Yan D P, Vasconcelos P M, et al. Structural and geochronological constraints on the tectono-thermal evolution of the Danba domal terrane, eastern margin of the Tibetan Plateau. J Asian Earth Sci, 2008, 33: 414—427
15 赵永久, 袁超, 周美夫, 等. 川西老君沟和孟通沟花岗岩的地球化学特征、成因机制及对松潘-甘孜地体基底性质的制约. 岩石学报, 2007, 23: 995—1006
16 时章亮, 张宏飞, 蔡宏明. 松潘造山带马尔康强过铝质花岗岩的成因及其构造意义. 地球科学, 2009, 34: 569—584
17 Kay R W, Mahlburg Kay S. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics, 1993, 219: 177—189
18 Jung S, Mezger K, Hoernes S. Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites——A major and trace element and Nd-Sr-Pb-O-isotope study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia. Lithos, 1998, 45: 147—175
19 Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? Geology, 2002, 30: 1111—1114
20 Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, et al. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. Earth-Sci Rev, 2005, 68: 173—196
21 Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planet Sci Lett, 2005, 233: 103—119
22 Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China. Chem Geol, 2005, 221: 127—156
23 Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology, 2003, 31: 1021—1024
24 Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 2004, 432: 892—897
25 Ilbeyli N, Pearce J A, Thirlwall M F, et al. Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. Lithos, 2004, 72: 163—182
26 Deng J F, Su S G, Niu Y L, et al. A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: Evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism. Lithos, 2007, 96: 22—35
27 Calassou S. Tectonic study of a decollement belt A-Triassic and Tertiary tectonic in Songpan Garze Belt (Eastern Tibet). B- Geometry and Kinematics of deformation in Thrust wedges: Insights from analogue modeling (in French). Dissertation for the Doctoral Degree. Montpellier: University Montpellier-2, 1994. 400
28 Roger F, U-Pb geochronology on zircon and isotope geochemistry (Pb, Sr and Nd) of the basement in the Songpan-Garze fold belt (China) (in French).. C R Acad Sci Paris, 1997, 324: 819—826
29 Huang M, Maas R, Buick I S, et al. Crustal response to continental collisions between the Tibet, Indian, South China and North China blocks: Geochronological constraints from the Songpan-Garze orogenic belt, western China. J Metamorph Geol, 2003, 21: 223—240

30 赵永久. 松潘-甘孜东部中生代中酸性侵入体的地球化学特征、岩石成因及构造意义. 博士学位论文. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所, 2007. 75—76
31 青海省地质矿产局. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991
32 Yuan H L, Shan G, Liu X M, et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry. Geostand Geoanal Res, 2004, 28: 353—370
33 Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 2002, 192: 59—79
34 Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronlogical Center Special Publication No.4, 2003. 25—32
35 Wu F Y, Yang Y H, Xie L W, et al. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. Chem Geol, 2006, 234: 105—126
36 DeBievre P, Taylor P D P. Table of the isotopic composition of the elements. Int J Mass Spectrom, 1993, 123: 149—166
37 Chu M F, Chung S L, Song B, et al. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. Geology, 2006, 34: 745—748
38 Scherer E, Muenker K C, Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock. Science, 2001, 293: 683—687
39 Blichert-Toft J, Albarde F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth Planet Sci Lett, 1997, 148: 243—258
40 Vervoort J D, Blichert-Toft J. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63: 533—556
41 Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: *in-situ* analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 2002, 61: 237—269
42 Weislogel A L, Graham S A, Chang E Z, et al. Detrital zircon provenance of the Late Triassic Songpan-Ganzi complex: Sedimentary record of collision of the North and South China blocks. Geology, 2006, 34: 97—100
43 Qiu Y M, Gao S, McNaughton N J, et al. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze Craton of south China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. Geology, 2000, 28: 11—14
44 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process. In: Sunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basin. London: Geological Society Special Publication, 1989. 313—345
45 Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. London: Blackwell Oxford, 1985
46 Kinny P D, Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon. Rev Mineral Geochem, 2003, 53: 327—341
47 Cai H M, Zhang H F, Xu W C. U-Pb zircon ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of granitoids in western Songpan-Garze fold belt: Petrogenesis and implication for tectonic evolution. J Earth Sci, 2009, 20: 681—698
48 Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib Mineral Petrol, 1982, 80: 189—200
49 Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib Mineral Petrol, 1987, 95: 407—419
50 Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 1992, 20: 641—644
51 Whalen J B, Jenner G A, Longstaffe F J, et al. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. J Petrol, 1996, 37: 1463—1489
52 Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 1999, 46: 605—626
53 Mashima H. The basalt-high magnesium andesite association formed by multi-stage partial melting of a heterogeneous source mantle: Evidence from Hirado-Seto, Northwest Kyushu, Southwest Japan. Lithos, 2009, 112: 351—366
54 Jolly W T, Schellekens J H, Dickin A P. High-Mg andesites and related lavas from southwest Puerto Rico (Greater Antilles Island Arc): Petrogenetic links with emplacement of the Late Cretaceous Caribbean mantle plume. Lithos, 2007, 98: 1—26
55 Tatsumi Y, Takahashi T, Hirahara Y, et al. New insights into andesite genesis: The role of mantle-derived calc-alkalic and crust-derived tholeiitic melts in magma differentiation beneath ZaoVolcano, NE Japan. J Petrol, 2008, 49: 1971—2008
56 Annen C, Blundy J D, Sparks R S J. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. J Petrol, 2006, 47: 505—539
57 Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 1999, 46: 411—429
58 Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature, 1993, 362: 144—146
59 Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust. In: Rudnick R L, ed. Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2003. 1—

64
60 Yang J H, Chung S L, Zhai M G, et al. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong Peninsula, China: Evidence for vein-plus-peridotite melting in the lithospheric mantle. Lithos, 2004, 73: 145—160
61 Collins W J. Upper- and middle-crustal response to delamination: An example from the Lachlan fold belt, eastern Australia. Geology, 1994, 22: 143—146
62 Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. Chem Geol, 2002, 187: 143—173
63 Wang Q, Wyman D A, Xu J F, 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
64 Boztug D, Arehart G B. Oxygen and sulfur isotope geochemistry revealing a significant crustal signature in the genesis of the post-collisional granitoids in central Anatolia, Turkey. J Asian Earth Sci, 2007, 30: 403—416
65 Hawkesworth C S, Turner K, Gallagher A, et al. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range. J Geophys Res, 1995, 100: 10271—10286
66 Hooper P R, Bailey D G, Holder G A M. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. J Geophys Res, 1995, 100: 10303—10319
67 Lopez R, Cameron K L. High Mg andesites from the Gila Bend Mountains, southwestern Arizona: Evidence for hydrous melting of lithosphere during Miocene extension. Geol Soc Am Bull, 1997, 109: 900—914