

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*

赵永久^{1,2} 袁超¹ 周美夫³ 颜丹平⁴ 龙晓平¹ 李继亮⁵

ZHAO YongJiu^{1,2}, YUAN Chao¹, ZHOU MeiFu³, YAN DanPing⁴, LONG XiaoPing¹, LI Jiliang⁵

1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2. 河南大学环境与规划学院, 开封 475001

3. 香港大学地球科学系, 香港薄扶林道

4. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

5. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

1. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou 510640, China

2. The College of Environment and Planning, Henan University, Kaifeng 475001, China

3. Department of Earth Science, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong, China

4. School of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

5. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China

2006-09-10 收稿, 2007-04-22 改回.

Zhao YJ, Yuan C, Zhou MF, Yan DP, Long XP and Li JL. 2007. Geochemistry and petrogenesis of Laojungou and Mengtonggou granites in western Sichuan, China: constraints on the nature of Songpan-Ganzi basement. *Acta Petrologica Sinica*, 23(5):995-1006

Abstract The Mesozoic Laojungou and Mengtonggou granitic plutons in the eastern part of the Songpan-Ganzi terrane represent products of a major orogenic granitic magmatism and contain important information about the nature of the basement. These granites are intermediate- to high-K calc-alkaline, with intermediate to high SiO₂ (63.9 ~ 75.0 wt%) and metaluminous to mildly peraluminous characteristics (ACNK = 0.86 ~ 1.08). Rocks of the Laojungou pluton contain high Al₂O₃ (14.2 ~ 16.0 wt%) and K₂O (2.88 ~ 4.36 wt%) but low MgO (0.38 ~ 1.98 wt%). The Laojungou pluton has relatively high Sr (307 ~ 697 ppm) and low Y (12.2 ~ 21.0 ppm) with fractionated REE ((La/Yb)_N > 10) and relatively high Sr/Y ratios (22 ~ 55), and resembles adakitic crustal melts. The Mengtonggou pluton is quite similar to the Laojungou pluton in most major and trace element characteristics, except for its relatively low Sr (110 ~ 397 ppm), high Y (12.2 ~ 21.0 ppm) and strikingly low Sr/Y ratios (5 ~ 32). The two plutons all exhibit crustal Nd-Sr isotope compositions (ε_{Nd}(T) = -6.02 ~ -3.11; I_{Sr} = 0.7053 ~ 0.7075), indicating that these granites were not mantle-derived, but most likely resulted from partial melting of lower crustal materials in the garnet stability field. The high Rb (106 ~ 202 ppm), Cs (3.79 ~ 25.6 ppm) contents and intermediate to high K₂O/Na₂O ratios (0.56 ~ 1.12) of both plutons are consistent with their generation from dehydration of biotite. The relatively high temperature for biotite dehydration precludes shear-heating as the cause for the genesis of these plutons, and requires an underplating or intraplating scheme of mantle-derived magma to fuse the crustal materials. The two plutons possess similar, Mid-proterozoic T_{DM} ages (T_{DM(II)}) = 1.23 ~ 1.44 Ga), which together with their geochemical compositions, indicate that the Songpan-Ganzi terrane is underlain with the Yangzi-type basement.

Key words Songpan-Ganzi terrane, Granites, Source composition, Nd model ages, Part-melting of the lower crust, Underplating, Nature of the basement

摘要 老君沟岩体和孟通沟岩体是位于松潘-甘孜地体东部的中生代花岗岩, 为碰撞过程中岩浆作用的产物, 包含有地壳基底性质的重要信息。两岩体具有中等至较高的 SiO₂ 含量(63.9 ~ 75.0 wt%), 具有准铝质和轻微过铝质(ACNK = 0.86 ~ 1.08)。

* 国家自然科学基金(项目编号 40572043; 40421303; 40334044)以及中国科学院领域前沿项目(编号 GIGCX-03-01)共同资助。
第一作者简介: 赵永久, 男, 1964 年生, 博士研究生, 构造地球化学专业, E-mail: yongjiu_zhao@yahoo.com.cn

08)特征,属于中钾到高钾钙碱性系列。其中,老君沟岩体富 Al_2O_3 (14.2~16.0 wt%), K_2O (2.88~4.36 wt%), 贫 MgO (0.38~1.98 wt%), 并具有高 Sr (307~697 ppm) 低 Y (12.2~21.0 ppm) 特征以及中等至较高的稀土分馏 ($(\text{La}/\text{Yb})_N > 10$), 这些特征非常类似于下地壳熔融形成的埃达克岩。孟通沟岩体的微量元素特征类似于老君沟岩体, 但具有相对低的 Sr (110~397 ppm)、稍高的 Y (12.2~21.0 ppm) 和明显较低的 Sr/Y 比值 (5~32)。两岩体均具有地壳特征的 $\text{Nd}-\text{Sr}$ 同位素组成 ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -6.02 \sim -3.11$; $I_{\text{Sr}} = 0.7053 \sim 0.7075$), 排除了直接来自地幔岩浆的可能性, 表明其可能来自于石榴石稳定区地壳物质的部分熔融。两岩体富含 Rb (106~202 ppm)、 Cs (3.79~25.6 ppm) 而 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.56~1.12) 比值较高, 显示其可能来自黑云母的脱水熔融。由于黑云母的脱水熔融温度较高而剪切生热所能达致的温度较低, 同造山的滑脱构造难以导致上述两个岩体的形成, 地幔岩浆的底侵作用可能是导致下地壳物质部分熔融的主要原因。两岩体的源区成分和 Nd 模式年龄 ($T_{\text{DM}(II)} = 1.23 \sim 1.44 \text{ Ga}$) 均反映松潘-甘孜地体具有类似于扬子板块的中元古陆壳基底。

关键词 松潘-甘孜地体; 花岗岩; 源区成分; Nd 模式年龄; 下地壳部分熔融; 底侵作用; 基底性质

中图分类号 P588.121; P597.3

1 引言

松潘-甘孜地体位于青藏高原东部, 经历了古特提斯和新特提斯两个连续的造山事件, 素称“中国地质百慕大”(许志琴等, 1992)。地体内广泛发育巨厚的三叠纪复理石沉积, 其构造形迹复杂, 但主要变形过程发生在晚三叠世(许志琴等, 1992; Hsü *et al.*, 1995; Burchfiel *et al.*, 1995; Yin and Harrison, 2002), 见证了古特提斯演化等复杂的构造历史。但先前的研究对松潘-甘孜地体的基底性质和中生代之前的构造演化及动力学机制等重要问题有不同的认识。一种观点认为松潘-甘孜地体在三叠纪时期是介于可可西里-金沙江古缝合线与昆南-阿尼玛卿蛇绿杂岩带之间的一个残留洋盆, 而浊积岩沉积可能来源于东部大别山变质地体 (Yin and Nie, 1993; Nie *et al.*, 1994; Zhou and Graham, 1996); 另一种观点认为松潘-甘孜地体在晚古生代到早中生代是弧后盆地环境, 成因上与古特提斯洋向北俯冲有关, 并不是古特提斯的最后残余 (Hsü *et al.*, 1995; Burchfiel *et al.*, 1995); 也有学者认为四川盆地是扬子板块的西延, 其基底是陆壳成分, 晚三叠世深水沉积是东昆仑-西秦岭前陆盆地的产物, 龙门山在晚三叠世的隆起才使松潘-甘孜与四川盆地隔开 (许志琴等, 1992; Chen *et al.*, 1994; Yan *et al.*, 2003)。显然, 松潘-甘孜地体的基底性质是其中的一个关键问题, 直接关系到对松潘-甘孜地体构造属性的理解。

在松潘-甘孜地体内广泛出露印支期花岗岩。这些花岗岩侵入西康群中, 是松潘-甘孜地体构造发展过程中的一个重要部分。澄清它们侵位的时代、岩石地球化学特征及岩浆源区特征和形成机制等问题对揭示松潘-甘孜地体复杂的构造演化历史及其动力学机制至关重要。一些学者对松潘-甘孜地体内的一些岩体进行了年代学研究 (袁海华等, 1991; 袁海华和张志兰, 1994; Calassou *et al.*, 1994; Roger *et al.*, 2004; 胡健民等, 2005), 初步揭示了花岗岩的时空分布和岩石学特征。对于这些花岗岩的成因, Roger *et al.* (2004) 提出造山过程中的大型滑脱构造剪切生热是造成源区物质部分熔融的主要原因; 而胡健民等 (2005) 研究认为这些花岗岩

大多为 I 型, 岩浆物质很可能是壳幔混合源, 因此除了构造剪切生热之外, 应该还有地幔热源的参与。此外, 在部分花岗岩体中检获了少数太古代年龄的锆石, 从而引发了对松潘-甘孜基底性质和时代的探讨 (胡健民等, 2005)。花岗岩是大陆地壳的主要组成部分和构造运动的直接产物, 其地球化学特征不仅可以反映源区性质, 而且是构造事件重要的岩浆记录 (Brown, 1994; Solar *et al.*, 1998; Barbarin, 1999; Petford *et al.*, 2000)。因此, 开展造山带中花岗岩的研究不仅可以揭示地壳源区组成、岩石成因, 而且有助于恢复造山过程和构造运动历史 (如: Sengör *et al.*, 1993; Chappelle and White, 2001; Jahn *et al.*, 2004)。本研究选择松潘-甘孜东部的两个花岗岩体老君沟岩体 (LG) 和孟通沟岩体 (MG) 开展地球化学研究, 试图了解这两个花岗岩体的源区性质和成因机制, 并就松潘-甘孜地体的基底属性展开讨论, 在此基础上检验前人的岩石成因和构造演化模式。

2 地质背景

位于青藏高原东部的松潘-甘孜地体, 为一东西向延伸、东宽西窄的三角形地体。东南缘以龙门山断裂带为界与扬子板块毗邻 (Zhang *et al.*, 1984; Chen *et al.*, 1995; Chen and Wilson, 1996), 西南缘以金沙江缝合带与冈瓦纳大陆的羌塘-昌都地块相接, 金沙江缝合带被认为是晚古生代俯冲带 (Sengör, 1985; Calassou, 1994), 北侧以阿尼玛卿缝合带与东昆仑-西秦岭造山带相隔 (图 1)。地体内巨厚的 (5~10 km) 三叠纪西康群复理石沉积整合覆盖于 4~6 km 厚震旦纪-古生界系列, 在松潘-甘孜地体东部龙门山断裂带附近出露有前震旦纪 (太古代-中元古代) 结晶基底 (张云湘等, 1988)。印支期 (三叠纪末) 扬子、华北和羌塘三个块体之间的收敛使沉积盆地缩短、古特提斯闭合, 形成松潘-甘孜造山带 (Zou *et al.*, 1984; Sengör, 1985; 饶荣标等, 1987; Mattauer *et al.*, 1992; Nie *et al.*, 1994)。在造山期, 三叠纪的沉积层向南推覆于扬子板块之上, 同时震旦纪-古生代序列强烈变形, 形成大规模滑脱构造, 从而使地壳明显增厚 (Mattauer *et al.*, 1992)。一般地, 三叠纪的沉积经历了极低

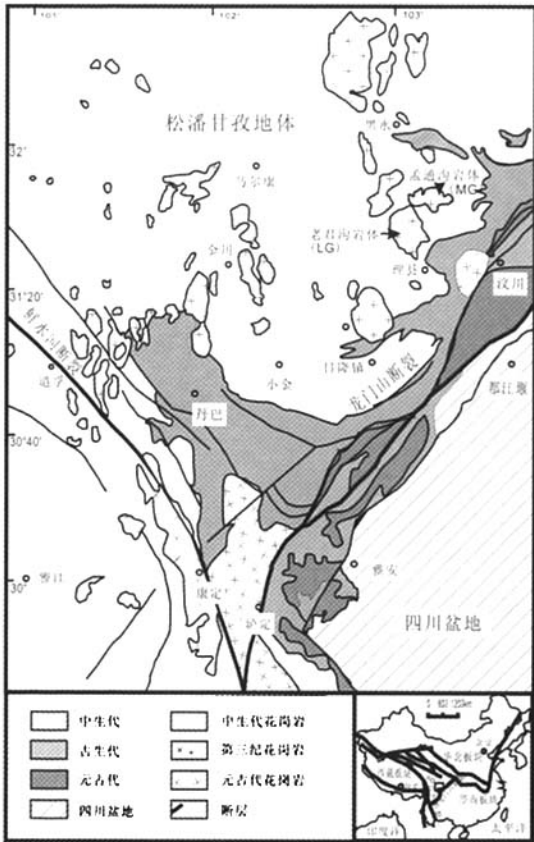


图1 松潘-甘孜地体东部地质简图
 Fig.1 Simplified geological map of the eastern part of the Songpan-Ganzi terrane

到低级的绿片岩相变质,但震旦纪—古生界序列(例如在丹巴地区)经历了 Barrovian 型变质作用(Mattauer *et al.*, 1992; Huang *et al.*, 2003)。Huang *et al.* (2003)通过对松潘甘孜地体内丹巴变质地体的测年和变质作用温压条件分析,对比中生代花岗岩体形成时代的分布,认为中生代第一次变质作用主要发生于 204 ~ 190 Ma,与扬子-华北两陆块碰撞造成的地壳加厚和缩短有关;第二次变质事件相对较弱,发生于 165 Ma 前后,被认为是局部热扰动的产物。

松潘-甘孜地体内广泛出露花岗岩侵入体。这些花岗岩体的空间分布没有明显的规律性,其形成时代主要在三叠纪末到侏罗纪时期,和印支运动有关(Calassou, 1994; Roger *et al.*, 2004; 胡健民等, 2005)。野外观察表明,一些花岗岩体(如马奈岩体)具有与围岩近同的构造线理,因此被认为与西康群的滑脱运移同步,称为同构造花岗岩(Roger *et al.*, 2004);而更多的岩体(如四姑娘山岩体、可尔因岩体)则明显切穿围岩的构造线,显示在岩体侵位之前围岩已经发生强烈褶皱。本研究选择的两个岩体老君沟岩体(LG)和孟通沟岩体(MG)出自松潘-甘孜地体最东部,位于鲜水河断裂以

北,靠近龙门山断裂,在茂汶-汶川断层西侧(图1)。围岩主要是上三叠统变质的长石石英砂岩和砂质板岩。老君沟岩体的岩性以似斑状结构的花岗闪长岩为主,包含少量中到细粒黑云花岗岩和石英二长岩孟通沟岩体的岩性包括似斑状结构的中到细粒黑云花岗岩、角闪石黑云花岗岩、角闪石黑云母二长岩,边缘相结晶颗粒变小,并含有一定量的石英闪长岩包体。前人曾对上述两个岩体进行了全岩 Rb - Sr 测年工作,分别获得了 196 Ma 和 164 Ma 的等时线年龄(袁海华等, 1991; 袁海华和张志兰, 1994)。

3 分析方法和结果

本次所采样品蚀变较弱,经清除表面杂质后制成粉末进行主微量元素分析。主量元素的分析用 Phillip XRF 完成,微量元素的测定在 VG Elemental PQ3 ICP-MS 上进行,溶样和分析流程采用 Qi *et al.*(2000),用于监测分析结果的标样是国际标准样(G-2, SY-4, W-2)和中国国家标准样(GSR-1, GSR-3)。以上分析均在香港大学地球科学系完成。主量元素的分析精度优于 2%,微量元素的分析精度可达 5%,分析结果列于表 1 中。

Sr, Nd 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成。取全岩粉末样品,加入适量的稀释剂和纯化试剂后,在高温下完全溶解,然后进行 Rb-Sr、REE 和 Sm-Nd 的分离和纯化。同位素比值测定采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 和 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 校正。Rb-Sr 和 Sm-Nd 全流程本底分别为 100 pg 和 50 pg 左右。测量仪器为德国 Finnigan 公司 MAT-262 热电离子质谱计,测量的浓度误差和 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比值误差均小于 0.5%。化学流程和同位素比值测试可参见 Chen *et al.* (2000, 2002)。测试及计算结果列于表 2 中。

4 地球化学特征

4.1 主量元素

老君沟岩体的 SiO_2 含量介于 63.9 ~ 72.5 wt% 之间,具有中到高的 Al_2O_3 (14.2 ~ 16.0 wt%)、中到低的 MgO (0.38 ~ 1.98 wt%) 含量。与老君沟岩体相比,孟通沟岩体具有较高的 SiO_2 含量(70.4 ~ 75.0 wt%) 和轻微低的 Al_2O_3 (13.6 ~ 15.2 wt%)、 MgO (0.10 ~ 0.59 wt%) 含量。两个岩体均含有较高的 K_2O , 显示出中钾钙碱性和高钾钙碱性的特征(图 2a)。其中,老君沟岩体较之孟通沟岩体具有更加明显的富钾特征,其全碱总量($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.85 \sim 10.36 \text{ wt}\%$) 高于孟通沟岩体($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.14 \sim 8.11 \text{ wt}\%$) (表 1, 图 2b)。由于较高的全碱含量,老君沟岩体具有较低的 ANK (多低于 1.4) 和 ACNK 值 (< 1.04), 显示出典型的准铝质特征,而孟通沟岩体(ANK 多大于 1.4, $1.1 > \text{ACNK} > 1.04$) 则呈现轻微过铝质的特征(图 3)。尽管存在上述不同,这两个岩体的样品在 Ab-An-Or 图中均落入花岗岩区(图 4)。

表1 老君沟孟通沟花岗岩主量(wt%)及微量元素(ppm)组成

Table 1 Major (wt%) and trace elements (ppm) data of the LG and MG

SAMPLE	LG-1	LG-10	LG-12	LG-13	LG-14	LG-15	LG-17	LG-2	LG-3	LG-4	LG-5	LG-6	LG-7	LG-8	LG-9	MG-1	MG-10	MG-2	MG-3	MG-4	MG-5	MG-6	MG-7	MG-8	MG-9
SiO ₂	71.0	69.9	68.8	68.1	68.3	69.6	72.5	71.2	72.7	66.8	63.9	70.9	67.1	69.5	69.1	71.9	70.4	71.1	75.0	70.7	71.5	71.2	71.1	70.6	70.7
TiO ₂	0.27	0.29	0.37	0.30	0.40	0.32	0.18	0.30	0.21	0.48	0.63	0.26	0.47	0.31	0.32	0.24	0.34	0.26	0.08	0.27	0.25	0.27	0.28	0.26	0.32
Al ₂ O ₃	15.1	15.0	15.4	16.0	15.9	15.3	14.2	14.8	14.5	15.5	15.6	14.8	15.6	15.1	15.4	14.8	14.9	15.1	13.6	15.2	14.7	14.9	14.5	15.2	15.0
Fe ₂ O ₃	1.91	1.64	2.50	1.95	2.23	2.23	1.37	1.92	1.46	3.06	3.99	1.88	3.13	2.18	2.18	1.85	2.23	2.03	0.74	2.04	1.92	2.06	1.89	2.04	2.10
MnO	0.04	0.03	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	0.53	0.59	0.86	0.62	1.17	0.74	0.38	0.54	0.43	1.38	1.98	0.51	1.03	0.65	0.69	0.51	0.59	0.55	0.10	0.57	0.53	0.55	0.44	0.53	0.56
CaO	2.02	1.40	2.23	1.94	2.66	2.30	1.69	1.90	1.80	2.91	3.32	1.81	2.62	1.92	2.01	2.05	1.81	2.26	1.03	2.39	2.13	2.15	1.78	2.17	1.86
Na ₂ O	3.96	5.65	5.35	4.82	5.51	4.96	4.72	5.41	5.12	4.57	4.27	5.02	5.35	4.40	5.32	3.99	3.72	4.09	4.12	4.31	3.89	3.94	3.74	4.17	3.70
K ₂ O	3.89	4.71	3.87	4.81	3.10	3.48	4.50	4.05	3.74	4.23	4.79	3.96	3.24	4.03	4.41	3.27	4.07	3.24	3.99	2.88	3.42	3.44	4.13	2.97	4.36
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.17	0.13	0.19	0.16	0.08	0.12	0.08	0.25	0.32	0.11	0.29	0.15	0.14	0.09	0.13	0.10	0.02	0.11	0.10	0.11	0.11	0.09	0.12
LOI	0.47	1.40	0.75	0.57	0.66	0.61	0.55	0.52	0.47	0.50	0.54	0.52	0.68	0.58	0.46	0.46	0.80	0.58	0.34	0.83	0.59	0.96	1.02	0.47	0.45
TOTAL	99.2	100	100	99.3	100	99.7	100	100	100	99.7	99.4	99.8	99.4	98.8	100	99.2	99.1	99.3	99.0	99.4	99.1	99.6	99.0	98.5	99.2
Ba	921	770	1112	1479	852	736	535	869	545	1150	1445	751	1059	1058	1091	801	864	861	366	741	869	1077	682	770	839
Rb	176	137	148	157	132	148	190	174	172	147	155	152	195	191	190	122	173	128	165	106	131	131	202	133	187
Sr	384	425	489	512	697	436	307	362	337	657	697	356	655	461	451	383	357	376	110	397	365	378	289	363	344
Y	13.5	10.8	12.8	9.95	12.7	13.4	10.5	12.3	10.9	13.3	14.9	15.9	14.3	11.1	12.5	12.2	16.1	12.6	21.1	14.0	13.1	13.4	16.1	16.9	18.5
Zr	138	151	179	153	196	182	118	162	121	177	220	140	206	183	202	110	165	136	71.8	131	138	136	145	147	152
Nb	16.4	13.7	15.0	12.3	12.1	15.8	14.4	18.9	15.2	13.7	14.4	16.2	19.0	15.1	14.9	10.7	18.5	11.6	10.9	11.3	11.4	11.0	20.3	16.3	18.8
Th	18.9	23.5	15.9	17.1	34.2	24.7	17.9	24.9	16.4	14.5	28.4	15.9	16.2	19.3	19.8	13.0	26.5	14.7	14.4	13.0	13.7	17.1	19.1	18.3	25.2
Pb	28.0	27.6	21.1	26.3	21.9	28.7	32	28.4	28.8	27.0	33.2	23.9	22.6	29.7	30.7	24.2	27.7	20.8	29.3	18.8	23.2	24.6	30.5	21.9	31.6
Ga	17.9	17.4	18.9	19.3	20.2	20.2	16.8	18.7	17.2	18.5	18.6	17.7	19.3	20.3	19.9	18.9	18.5	17.4	12.5	17.9	16.0	17.4	18.2	18.7	19.1
Zn	39.0	26.8	48.5	44.7	36.0	45.7	32.6	42.2	32.1	44.2	53.6	38.3	59.3	51.9	48.5	44.7	42.5	40.6	19.5	41.6	38.9	45.2	39.4	43.0	47.3
Cu	2.89	24.0	12.4	3.95	4.07	6.14	11.6	3.87	6.60	8.04	10.9	5.55	10.0	4.45	3.18	6.56	2.27	4.78	2.28	5.89	7.03	7.90	2.01	3.79	5.67
Ni	2.54	3.52	3.85	4.41	9.90	3.86	3.99	2.86	4.03	8.13	13.7	2.57	3.83	2.62	3.16	2.13	2.00	2.26	1.36	1.76	1.58	2.26	1.47	2.12	2.20
V	21.7	21.4	33.5	26.7	37.9	27.4	15.9	20.5	17.9	50.2	66.1	20.7	42.7	29.4	28.6	22.7	24.3	22.3	8.05	23.5	20.4	22.9	20.8	23.2	23.6
Cr	4.63	6.49	9.76	10.4	18.8	8.58	4.92	4.51	5.73	15.7	27.9	4.15	6.05	5.64	7.87	3.20	4.24	3.11	0.96	2.75	2.13	3.19	2.97	2.76	3.79
Hf	4.08	4.37	4.46	4.05	4.91	5.30	3.43	4.70	3.50	4.50	6.17	3.82	4.76	5.12	5.75	3.67	4.87	4.12	3.23	3.66	4.05	4.11	4.24	4.50	4.89
Cs	9.86	5.98	9.92	7.95	10.9	10.6	14.2	7.39	10.3	7.23	9.47	4.24	25.6	16.8	12.5	5.66	8.78	5.64	3.79	3.94	4.51	5.46	10.15	7.87	7.70

SAMPLE	LG-1	LG-10	LG-12	LG-13	LG-14	LG-15	LG-17	LG-2	LG-3	LG-4	LG-5	LG-6	LG-7	LG-8	LG-9	MG-1	MG-10	MG-2	MG-3	MG-4	MG-5	MG-6	MG-7	MG-8	MG-9
Sc	5.60	6.36	5.51	6.19	5.12	5.94	5.78	5.47	5.57	6.93	7.42	5.90	7.08	6.40	6.55	6.66	6.36	5.55	6.12	6.74	5.95	5.44	6.69	6.80	6.43
Ta	2.69	1.40	1.24	1.07	1.34	1.48	1.85	2.04	2.02	1.22	1.39	1.54	1.78	1.49	1.27	1.27	1.92	1.21	1.16	1.11	1.37	1.21	2.46	1.78	2.19
Co	2.51	3.96	3.66	2.88	5.90	3.48	1.26	2.64	2.05	6.99	10.7	2.43	5.44	3.27	3.48	2.69	2.70	2.38	0.44	2.49	2.21	2.49	1.97	2.58	2.67
Li	69.0	19.6	52.0	49.1	52.8	60.4	66.2	68.1	57.7	48.9	39.3	52.5	128	110	98.1	84.6	66.6	46.6	21.5	45.3	38.4	43.3	69.0	69.0	68.1
U	2.56	5.09	2.56	2.29	4.43	3.96	4.28	2.48	8.23	3.77	5.65	3.33	3.48	3.62	4.16	4.62	5.29	2.13	4.88	1.72	2.44	3.88	6.84	6.50	13.8
La	32.4	33.4	45.5	39.1	55.9	45.1	15.9	43.3	26.0	43.1	41.3	28.6	43.6	43.4	40.3	25.5	45.5	26.6	13.4	29.5	24.4	28.4	33.8	32.0	37.9
Ce	57.5	62.5	80.8	69.9	88.9	82.4	26.6	74.9	46.2	80.8	83.0	53.8	79.2	77.2	72.3	46.9	82.1	49.2	27.5	54.0	45.9	52.2	63.1	60.2	70.9
Pr	6.05	6.67	8.56	7.20	8.68	8.74	3.13	7.87	4.95	8.83	9.55	5.86	8.51	8.00	7.64	5.16	8.70	5.31	3.35	5.97	4.85	5.83	6.60	6.47	7.63
Nd	21.2	22.9	29.5	25.5	29.3	30.3	10.9	26.9	17.1	31.2	35.9	21.3	30.0	27.5	26.4	18.6	30.5	18.5	13.3	21.3	17.2	19.9	23.3	22.9	26.5
Sm	3.70	3.67	4.64	3.92	4.54	4.73	2.06	4.62	2.78	4.96	5.79	3.82	4.58	4.32	4.27	3.35	5.05	3.26	3.62	3.96	3.03	3.61	4.04	4.03	4.52
Eu	0.77	0.65	0.91	0.89	0.88	0.93	0.53	0.86	0.64	1.22	1.41	0.74	1.09	0.91	0.93	0.75	0.89	0.73	0.37	0.70	0.69	0.71	0.75	0.74	0.83
Gd	2.97	3.08	3.72	3.03	3.60	3.92	1.92	3.46	2.41	4.06	4.74	3.30	3.96	3.45	3.66	3.05	4.18	2.94	3.52	3.18	2.76	3.12	3.45	3.67	4.01
Tb	0.44	0.42	0.48	0.40	0.48	0.53	0.29	0.46	0.35	0.54	0.63	0.49	0.52	0.45	0.50	0.47	0.60	0.44	0.68	0.49	0.41	0.46	0.51	0.56	0.61
Dy	2.48	2.03	2.52	2.05	2.50	2.86	1.68	2.42	1.89	2.61	3.17	3.01	2.72	2.28	2.60	2.69	3.16	2.45	4.10	2.70	2.50	2.71	3.03	3.23	3.58
Ho	0.48	0.40	0.49	0.39	0.48	0.53	0.35	0.47	0.40	0.50	0.63	0.58	0.53	0.44	0.52	0.51	0.64	0.51	0.82	0.53	0.51	0.55	0.61	0.67	0.72
Er	1.51	1.13	1.32	1.11	1.31	1.50	1.07	1.31	1.21	1.44	1.73	1.72	1.56	1.26	1.41	1.45	1.85	1.52	2.37	1.53	1.49	1.62	1.79	2.01	2.07
Tm	0.19	0.16	0.19	0.14	0.19	0.21	0.18	0.16	0.18	0.20	0.24	0.27	0.23	0.18	0.19	0.23	0.27	0.22	0.33	0.21	0.22	0.23	0.26	0.32	0.32
Yb	1.40	1.18	1.16	0.91	1.21	1.29	1.24	1.17	1.25	1.33	1.66	1.63	1.53	1.22	1.29	1.46	1.71	1.49	2.35	1.40	1.55	1.48	1.75	2.09	2.12
Lu	0.21	0.20	0.17	0.14	0.18	0.21	0.21	0.16	0.20	0.19	0.24	0.27	0.24	0.18	0.19	0.22	0.27	0.23	0.33	0.21	0.24	0.24	0.27	0.32	0.32
δEu	0.71	0.59	0.67	0.79	0.67	0.66	0.81	0.66	0.76	0.83	0.82	0.64	0.78	0.72	0.72	0.72	0.59	0.72	0.32	0.60	0.73	0.65	0.61	0.59	0.60
δCe	1.01	1.03	1.00	1.02	0.99	1.02	0.93	0.99	1.00	1.02	1.02	1.02	1.01	1.02	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	1.00	1.03	0.99	1.04	1.03	1.02
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	16.6	20.3	28.2	30.8	33.2	25.1	9.19	26.6	14.9	23.3	17.9	12.6	20.4	25.5	22.4	12.5	19.1	12.8	4.1	15.1	11.3	13.8	13.9	11.0	12.8
$(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$	1.75	2.16	2.65	2.75	2.46	2.51	1.28	2.45	1.59	2.53	2.36	1.67	2.14	2.34	2.35	1.73	2.02	1.63	1.24	1.88	1.47	1.74	1.63	1.45	1.56
Nb/La	0.51	0.41	0.33	0.31	0.22	0.35	0.91	0.44	0.58	0.32	0.35	0.57	0.44	0.35	0.37	0.42	0.41	0.44	0.81	0.38	0.47	0.39	0.60	0.51	0.50
Zr/Sm	37.3	41.1	38.5	39.0	43.1	38.5	57.2	35.1	43.5	35.7	37.9	36.6	45.0	42.4	47.3	32.7	32.7	41.7	19.8	33.1	45.5	37.7	36.0	36.5	33.6
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	0.98	0.83	0.72	1.00	0.56	0.70	0.95	0.75	0.73	0.93	1.12	0.79	0.61	0.92	0.83	0.82	1.10	0.79	0.97	0.67	0.88	0.87	1.10	0.71	1.18
K/Rb	184	285	217	254	195	195	196	194	180	240	256	217	138	175	193	222	196	209	201	225	217	218	170	186	193
Ce/Pb	2.06	2.26	3.84	2.66	4.06	2.87	0.83	2.64	1.61	2.99	2.50	2.25	3.50	2.60	2.36	1.93	2.96	2.36	0.94	2.87	1.98	2.12	2.07	2.75	2.25
Sr/Y	28.4	39.5	38.3	51.4	54.8	32.7	29.3	29.4	30.8	49.2	46.7	22.4	45.7	41.6	36.2	31.4	22.2	29.8	5.22	28.3	27.8	28.1	18.0	21.4	18.6
Rb/Sr	0.46	0.32	0.30	0.31	0.19	0.34	0.62	0.48	0.51	0.22	0.22	0.43	0.30	0.41	0.42	0.32	0.48	0.34	1.50	0.27	0.36	0.35	0.70	0.37	0.54

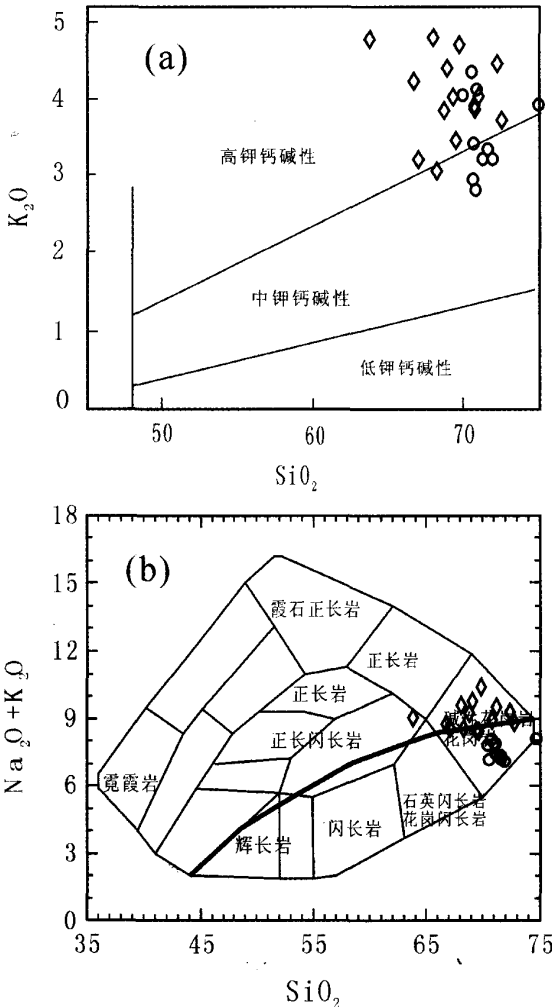


图2 老君沟和孟通沟花岗岩 K_2O-SiO_2 和全碱硅分类图 (据 Le Maitre *et al.*, 1989; Wilson, 1989)
 Fig.2 K_2O vs SiO_2 and TAS Classification diagram for the LG and MG (after Le Maitre *et al.*, 1989; Wilson, 1989)

在哈克图解中, 随 SiO_2 含量的增加老君沟岩体的 TiO_2 、 Al_2O_3 、 MgO 、 P_2O_5 均呈现出明显的降低趋势(图5)。

4.2 微量元素

老君沟岩体具有相对高的 Rb(132 ~ 195 ppm)、Cs(5.98 ~ 25.6 ppm)、Sr(307 ~ 697 ppm) 和 Ba(535 ~ 1479 ppm) 含量, 以及较低的 Rb/Sr(0.2 ~ 0.6) 和 K/Rb(138 ~ 285) 比值。尽管老君沟岩体也含有较高的 Nb(12.1 ~ 19.0 ppm), Ta(1.07 ~ 2.69 ppm), Zr(118 ~ 220 ppm), Hf(3.43 ~ 6.17 ppm) 等高场强元素, 然而其 Y 含量(9.95 ~ 15.8 ppm) 却相对较低, 导致岩体具有相对高的 Sr/Y 比值(22 ~ 55)(图6)。老君沟岩体具有较低的重稀土含量($Yb < 1.7$ ppm) 和明显的稀土分馏特征, 除一个样品(LG-17)的 $(La/Yb)_N$ 比值较低

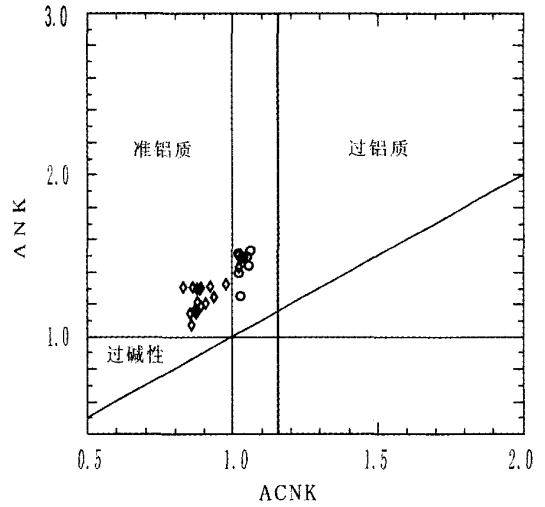


图3 老君沟和孟通沟花岗岩 ANK-ACNK 图 (据 Maniar and Piccoli, 1989)
 Fig.3 ANK vs ACNK diagram for the LG and MG (after Maniar and Piccoli, 1989)

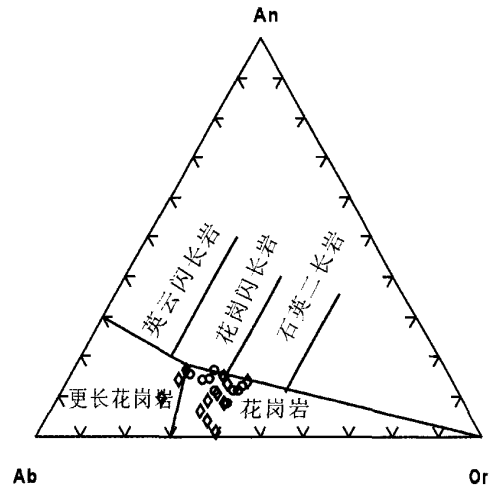


图4 老君沟和孟通沟花岗岩 Ab-An-Or 分类图 (据 Barker, 1979)
 Fig.4 Ab-An-Or classification diagram for the LG and MG (after Barker, 1979)

外, 其余样品均具有中等至较高的稀土分馏($(La/Yb)_N > 10$)(表1)。该岩体样品具有不同程度的重稀土分馏($(Gd/Yb)_N = 1.3 \sim 2.7$), 尽管缺乏铈异常($Ce/Ce^* \approx 1.0$), 但所有样品均展示了中等至弱的负铈异常($Eu/Eu^* = 0.6 \sim 0.8$)(图7a)。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上, 随元素不相容程度的降低, 样品的元素配分曲线呈现向右倾斜的特征(图8a)。样品在出现明显的 Ba、Nb、P 和 Ti 负异常的同时, 也显示明显的 Pb 富集和低的 Ce/Pb 比值(0.83 ~ 4.06)(图8a, 表1), 反映了典型的消减带特征。在哈克图解中, 随

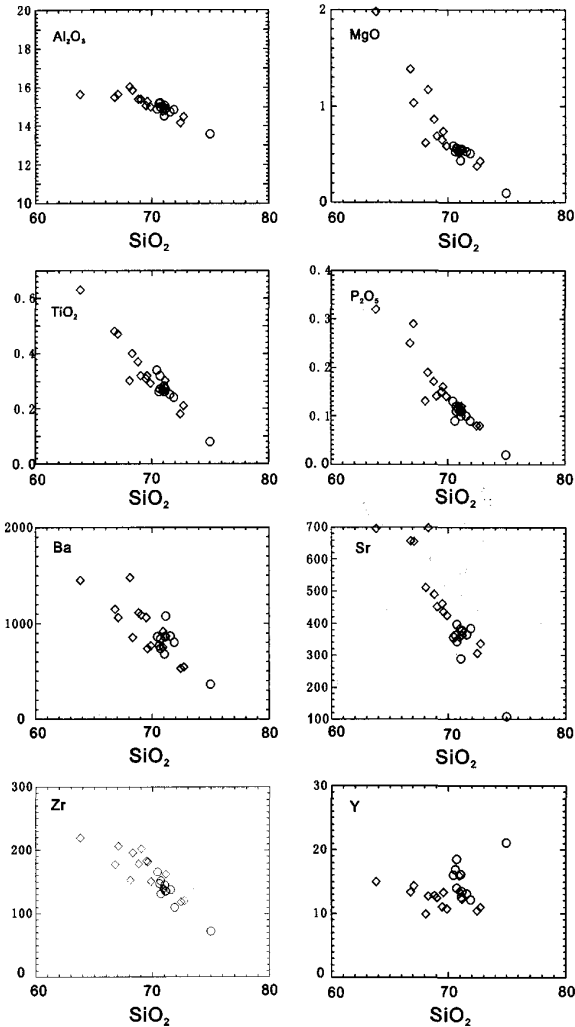


图5 老君沟和孟通沟花岗岩部分主微量元素 Harker 图解
Fig.5 Harker diagram for some major elements and trace elements of the LG and MG

SiO₂含量的增加老君沟岩体的 Sr、Ba、Zr 均呈现出明显的降低趋势,相比之下,元素 Y 呈现出近水平的微弱降低趋势(图5),而大多数碱金属元素(K、Na、Rb、Cs)未展示有规律的变化(图中未列出)。

孟通沟岩体的微量元素组成特征与老君沟岩体有很大的相似性,其多数大离子亲石元素(如 Rb、Cs)和高场强元素(Nb、Ta、Zr、Hf)的含量与老君沟岩体大体相似(表1)。与后者相比,孟通沟岩体具有轻微高的 Y(12.2 ~ 21.0 ppm)和相对低的 Sr(110 ~ 397 ppm)、Ba(366 ~ 1078 ppm)含量,以及明显较低的 Sr/Y(5 ~ 32)和轻微高的 Rb/Sr(0.3 ~ 1.5)比值。在 Y - Sr/Y 关系图中,该岩体与老君沟岩体的样品点分别落入了不同的区域(图6)。尽管该岩体也具有轻稀土富集的特征(图7b),但与老君沟岩体相比,孟通沟岩体具有相对较低程度的轻稀土富集((La/Yb)_N = 3.8 ~ 18),较弱的重稀土分

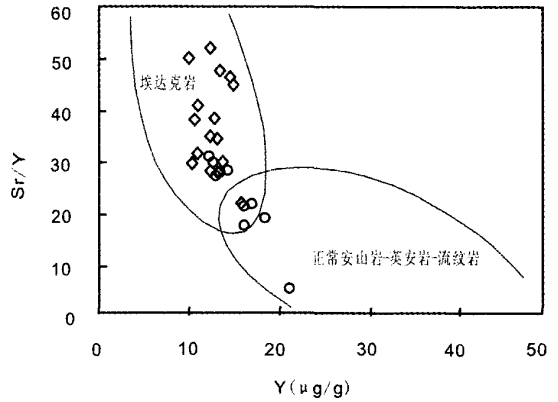


图6 老君沟和孟通沟花岗岩 Sr/Y-Y 关系图
(据 Defent *et al.*, 1993)

Fig.6 Sr/Y vs. Y correlation diagram for the LG and MG
(after Defent *et al.*, 1993)

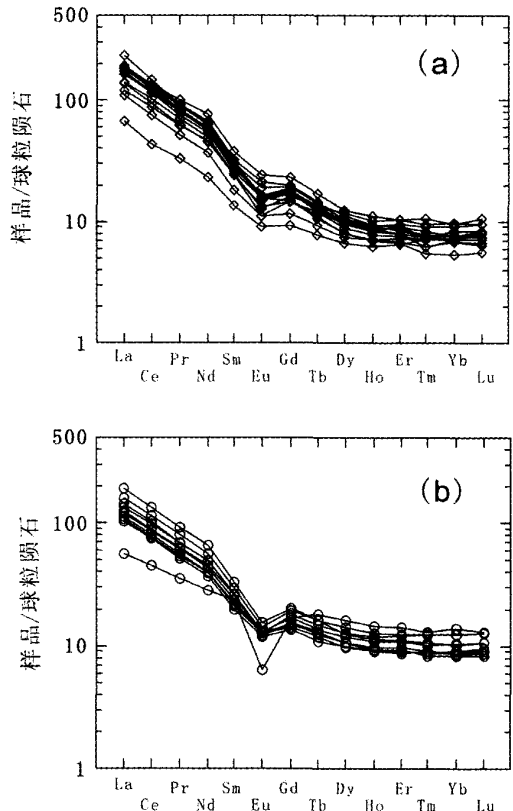


图7 老君沟和孟通沟花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分图(球粒陨石值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.7 Chondrite-normalized REE distribution patterns of the LG and MG (Chondrite data from Sun and McDonough, 1989)

馏((Gd/Yb)_N = 1.2 ~ 2.0)以及更加明显的负铕异常(Eu/Eu* = 0.3 ~ 0.7)。在微量元素蛛网图上,孟通沟岩体显示出和老君沟岩体一致的微量元素组成特征,展示了明显

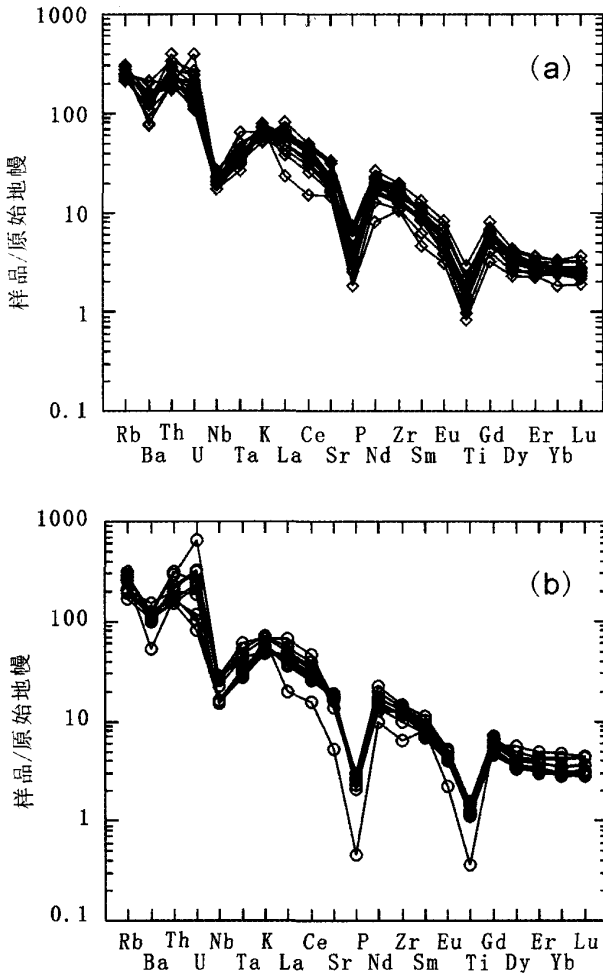


图8 老君沟和孟通沟花岗岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(原始地幔值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 8 Primordial mantle-normalized distribution patterns of trace elements of the LG and MG (PM data from Sun and McDonough, 1989)

的 Ba、Nb、P、Ti 的相对亏损以及低的 Ce/Pb 比值(0.9~3.0) (图 8b, 表 1)。不同于老君沟岩体, 孟通沟岩体没有呈现主要元素对 SiO₂ 的规律变化(图 5)。

4.3 Sr、Nd 同位素组成

依据前人(袁海华等, 1991; 袁海华和张志兰, 1994)获得的 Rb-Sr 等时线年龄对老君沟岩体和孟通沟岩体进行了 Nd-Sr 初始同位素组成计算, 连同其同位素分析结果列于表 2 中。从中可以看出二者的 Nd-Sr 同位素组成均显示了地壳的特征, 其中老君沟岩体($I_{Sr} = 0.7053 \sim 0.7067$; $\epsilon_{NdT} = -5.36 \sim -3.11$)较之孟通沟岩体($I_{Sr} = 0.7060 \sim 0.7075$; $\epsilon_{NdT} = -5.01 \sim -6.02$)具有轻微低的初始 Sr 同位素组成和相对高的 ϵ_{NdT} 值。两个岩体均具有中等程度的 Sm/Nd 分馏,

表 2 老君沟孟通沟花岗岩 Sr、Nd 同位素组成

Table 2 Sr and Nd isotopic compositions of the LG and MG

样品	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ($\pm 2\sigma$)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ($\pm 2\sigma$)	$I_{Sm/Nd}$	T _{char}	T _{DM(I)}	T _{DM(II)}	Nd _i	ϵ_{NdT}
LG-2	176	371	1.37	0.710444 ± 7	0.7066	4.57	26.3	0.105	0.512246 10	-0.466	0.653	1.27	1.39	0.51211	-5.36
LG-5	170	719	0.685	0.707204 18	0.7053	5.73	34.6	0.100	0.512355 08	-0.490	0.448	1.07	1.19	0.51223	-3.11
LG-9	185	449	1.20	0.709747 15	0.7064	4.26	25.7	0.101	0.512267 09	-0.489	0.589	1.19	1.34	0.51214	-4.83
LG-12	155	527	0.852	0.709032 18	0.7067	4.68	29.1	0.0973	0.512292 10	-0.505	0.531	1.12	1.29	0.51217	-4.26
LG-15	152	442	0.996	0.709081 18	0.7063	4.71	28.7	0.0991	0.512290 11	-0.496	0.544	1.14	1.30	0.51216	-4.35
MG-1	122	386	0.916	0.708198 18	0.7061	3.74	17.6	0.129	0.512287 10	-0.346	0.787	1.54	1.37	0.51215	-5.43
MG-3	169	114	4.30	0.717545 15	0.7075	3.33	12.5	0.162	0.512338 08	-0.178	1.31	2.37	1.34	0.51216	-5.12
MG-6	129	388	0.963	0.708206 19	0.7060	3.36	18.7	0.109	0.512287 14	-0.447	0.609	1.25	1.33	0.51217	-5.01
MG-8	130	379	0.991	0.708581 19	0.7063	3.82	21.6	0.107	0.512253 14	-0.457	0.653	1.28	1.38	0.51214	-5.63
MG-10	177	370	1.39	0.710098 ± 19	0.7069	4.88	28.6	0.103	0.512229 ± 09	-0.475	0.667	1.27	1.42	0.51212	-6.02

LG、MG 的 Sr、Nd 同位素初始值分别以 196Ma 和 164Ma 计算; $\lambda_{Sm} = 6.54 \times 10^{-12}$ /年; $\lambda_{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$ /年; 亏损地幔的 Sm-Nd 同位素组成采用 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51315; ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2137。

除了孟通沟岩体一个样品(MG-3)具有较低的 $f_{Sm/Nd}$ 值外(-0.18),其余样品的 $f_{Sm/Nd}$ 值均介于-0.35~-0.51之间(表2)。对这两个花岗岩体的单阶段Nd模式年龄计算表明,除MG-3具有早元古代的Nd模式年龄($T_{DM(I)} = 2.37$ Ga)外,其余样品均显示了相对年轻的Nd模式年龄($T_{DM(I)} = 1.07 \sim 1.54$ Ga)。但是如果采用二阶段模式计算,即假定这两个花岗岩体的源区具有与平均大陆地壳相似的演化过程(Wu *et al.*, 2000),则这两个岩体均具有相似的、中元古的Nd模式年龄,分别为1.23~1.41 Ga(老君沟)和1.36~1.44 Ga(孟通沟)(表2)。

5 讨论

5.1 花岗岩的源区组成

相对高的 SiO_2 含量,地壳特征的Nd-Sr同位素组成以及本区缺少同源的中基性岩浆活动排除了这两个花岗岩体直接来自地幔源区的可能性,表明二者可能形成于地壳物质的部分熔融。其中,老君沟岩体富 Al_2O_3 、 K_2O 贫MgO,高Sr低Y的特征非常类似于下地壳熔融形成的埃达克岩(Xu *et al.*, 2001)(图6),然而该岩体所展示出的负钫异常却与典型的埃达克岩并不一致,反映在其形成过程中有斜长石的分离结晶或残留。对于老君沟岩体而言,其明显低的Y(< 16 ppm)和重稀土($Yb < 1.7$ ppm)含量,相对高的 $(La/Yb)_N$ (> 10)和 $(Gd/Yb)_N$ (1.3~2.7)比值表明其可能来自石榴石稳定区的深部地壳。大量的研究表明,在严重缺水的深部地壳源区,源区物质的部分熔融主要通过含水矿物的脱水反应来进行(Patiño Douce, 1999)。其中角闪石和云母类矿物是中下地壳中最普遍的含水矿物,广泛出现于变沉积岩、变中基性火成岩等源岩中。一般说来,云母类矿物较之角闪石具有相对高的K、Rb、Cs等碱金属元素,而角闪石则相对富Mg、Na以及Ca、Ba等碱土金属,这些不同的源区物质部分熔融形成的熔体往往具有不同的组成特征(Altherr *et al.*, 2000; Altherr and Siebel, 2002)。其中,由角闪石脱水熔融形成的熔体通常富Na、Ca,并具有较低的 K_2O/Na_2O 比值,而由云母类矿物脱水形成的熔体则富含Rb、Cs并具有较高 K_2O/Na_2O 比值。白云母是变泥质岩中最常见的含水矿物,而黑云母则多出现在变杂砂岩和变中性火成岩中。在成份上,白云母相对于黑云母富Al而贫Fe、Mg,在脱水熔融反应中通常形成强过铝质的熔体,而黑云母脱水熔融形成的熔体则具有较宽的组成范围(准铝质至强过铝质)(Gardien *et al.*, 1995; Patiño Douce and Beard, 1995, 1996)。角闪石主要存在于变玄武质或变安山质岩石中,由此类岩石低程度部分熔融形成的熔体也多呈现过铝质至强过铝质的特征,只有在较高温度条件下($> 1000^\circ C$)的高程度部分熔融才形成准铝质岩石(Rapp *et al.*, 1991; Rapp, 1995; Rapp and Watson, 1995),但这种高比例的部分熔融必然导致熔体 SiO_2 和不相容元素含量的降低。老君沟和孟通沟岩体的准铝质至轻微

过铝质的组成特征,较高的 SiO_2 和Rb、Cs含量以及相对高的 K_2O/Na_2O 比值,排除了其来自变泥质岩源区或变玄武质源区高比例部分熔融的可能性,反映其源区中含有相当比例的黑云母,其源岩可能为变杂砂岩和变中性火成岩。

5.2 成因机制和构造意义

对于松潘-甘孜中生代花岗岩的成因机制,长期以来一直没有令人信服的解释。可能的热源有以下几种:(1)地壳内含有大量放射性元素,衰变生热;(2)后碰撞的减压熔融;(3)大尺度构造剪切带的剪切生热;(4)地幔热能的加入。在松潘-甘孜地体内,没有发现超量放射性元素的存在,第一种可能可以排除。虽然,主碰撞后增厚的地壳也可以因伸展松弛而发生减压熔融,但如果没有深部地幔岩浆提供物质和热能,只能形成小规模岩体(Roberts and Clements, 1993; Sylvester, 1998; Thompson, 1999; Patiño, 1999),无法解释松潘-甘孜地体广泛分布的中生代侵入体。剪切生热模式通常用于解释地壳尺度剪切带附近固相线温度较低的淡色花岗岩的生成(Nabelek *et al.*, 2004),野外观察和数据模拟表明这种机制受到很多因素控制,如走滑剪切的速率、岩石的韧性和成分等,在条件适宜的情况下剪切生热可以导致温度升高到 $590^\circ C$ (Leloup *et al.*, 1999)。研究表明,在中下地壳脱水熔融所需要的温度与源岩成分和环境压力有关,变质杂砂岩在7 kbar压力下温度 $900 \sim 1000^\circ C$ 时可以形成30~60%的熔体(Johannes and Holtz, 1996),即使考虑更大的压力和更小的熔融比例等因素,变质杂砂岩形成花岗质岩浆的熔融温度也应大于 $800^\circ C$ (周金城和王孝磊, 2005),是剪切生热机制所不能达到的。因此对于老君沟岩体和孟通沟岩体,其部分熔融最有可能的促发因素是地幔岩浆的底侵作用。三叠纪末的印支运动导致松潘-甘孜地体及其周边地区的地壳侧向挤压增厚。当岩石圈地幔熔融形成的玄武质岩浆在壳幔边界发生底侵作用时,底侵的玄武质岩浆带来的高热使得增厚的下地壳发生部分熔融,形成新的岩浆,新岩浆上升侵位形成松潘-甘孜大量的中生代花岗岩;来自地幔的玄武质岩浆不断加入到壳幔边界,还可能导致地壳在垂向上增厚。正如Guffanti等(1996)所提出的,玄武质岩浆是下地壳部分熔融最可能的热源,新底侵的玄武质岩浆不仅可以使地壳发生垂向增生,地壳厚度加大,而且还为下地壳的熔融提供热量。因此上地幔和下地壳部分熔融及底侵作用也是促使这一地区巨厚地壳形成不可忽视的因素。

5.3 对松潘-甘孜地体基底性质的制约

松潘-甘孜地体基底岩石可能是黑云母片麻岩,这在下地壳中广泛存在,其母岩主要是变质的杂砂岩或中性火成岩,成分上不同于洋壳;从本研究中两个岩体测得的Nd模式年龄(中元古为主)也不是特提斯洋壳所应具有。因此我们认为样本的Nd模式年龄很可能代表松潘-甘孜地体的陆壳基底年龄,即中元古代中晚期($T_{DM(II)} = 1.19 \sim 1.39$

Ga),没有太古代基底的信息。这个年龄和扬子板块周边的晋宁期花岗岩的Nd模式年龄和碎屑锆石年龄比较接近(徐士进等,1996;凌洪飞等,1998),而与扬子板块内部花岗岩Nd模式年龄有所不同(马大铨等,2002;凌文黎等,2006),这可能是扬子板块边缘和内部陆核物源区不同所造成的。就是说包括研究区在内的扬子板块西缘花岗岩,其源岩都是古扬子板块的重要组成部分,地体的基底性质不是洋壳,不支持松潘-甘孜地体属于残留洋盆的观点。

6 结论

(1)老君沟岩体和孟通沟岩体可能来自石榴石稳定区的深部地壳,源区中含有相当比例的黑云母,源岩可能为变杂砂岩和变中性火成岩。

(2)两岩体的形成需要有地幔热源的加入,底侵作用可能是导致熔融的诱发因素,同时也是印支期区域地壳加厚、山脉隆起的促成因素之一。

(3)两岩体的Nd同位素模式年龄为中元古代,可能代表了松潘-甘孜地体陆壳基底的形成年龄,松潘-甘孜古老陆块应属于古扬子陆块的一部分。岩体的物源成分和Nd模式年龄均反映地体之下不可能是洋壳基底。

致谢 在分析测试过程中,香港大学地球科学系、中科院地质与地球物理研究所和中科院广州地球化学研究所相关实验室给予了帮助,南京大学周国庆教授在镜下观察中给予了指导,审稿人边千韬和陈汉林教授提出了建设性意见。在此一并致谢!

References

- Alltherr R, Holl A, Heger E, Langer C and Kreuzer H. 2000. High potassium, calc-alkaline I-type plutism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50: 51-7
- Alltherr R and Siebel W. 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 397-415
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626
- Barker F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (ed.) *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier
- Brown M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in the thickened orogens. *Earth Science Reviews*, 36: 83-130
- Burchfiel BC, Chen Z, Liu Y and Royden LH. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, Central China. *International Geology Review*, 37: 661-735
- Calassou S. 1994. Étude tectonique d'une chaîne de décollement: A) tectonique et Tertiaire de la chaîne de Songpan-Garzé; B) géométrie et cinématique des déformations dans les prismes d'accrétion sédimentaire: modélisation analogique. Ph. D. Thesis, Université de Montpellier II
- Chappell BW and White AJR. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Science*, 48: 489-499
- Chen F, Siebel W, Satir M, Terzioglu N and Saka K. 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. *International Journal of Earth Sciences*, 91: 469-481
- Chen F, Hegner E and Todt W. 2000. Zircon ages, Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany: evidence for a Cambrian magmatic arc. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 791-802
- Chen SF, Wilson CJL and Worley BA. 1995. Tectonic transition from the Songpan-Garze Fold Belt to the Sichuan Basin, south-western China. *Basin Research*, 7: 235-253
- Chen SF and Wilson CJL. 1996. Emplacement of the Longmen Shan Thrust-Nappe Belt along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Journal of Structural Geology*, 18: 413-440
- Chen SF, Wilson CJL, Luo Z and Deng Q. 1994. The evolution of the western Sichuan foreland basin, south-western China. *Journal of Southeast Asia Earth Sciences*, 10: 159-168
- Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources. 2004. *Geological Map of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and adjacent Areas (1/1,500,000)*
- Defant MJ and Drummond MS. 1993. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21: 547-550
- Gardien V, Thompson AB, Grujic D and Ulmer P. 1995. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications of crustal melting. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15581-15591
- Guffanti M, Clynne MA and Muffler LJP. 1996. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 101: 3003-3013
- Hsü K and 15 others. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: a working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *International Geological Review*, 37: 473-508
- Hu JM, Meng QR, Shi YR and Qu HJ. 2005. SHRIMP U-Pb dating of zircons from granitoid bodies in the Songpan-Ganzi Terrance and its implications. *Acta Petrologica Sinica*, 21: 867-880
- Huang M, Buick IS and Hou LW. 2003. Tectonometamorphic Evolution of the Eastern Tibet Plateau: Evidence from the Central Songpan-Garze Orogenic Belt, Western China. *Journal of Petrology*, 44: 255-278
- Huang M, Maas R, Buick IS and Willians IS. 2003. 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. *Journal of metamorphic Geology*, 21: 223-240
- Jahn BM. 2004. The central Asian Orogenic Belt evolution and growth of the continental crust in the Phanerozoic. In: Malpas J., Fletcher C. J. N., Ali J. R. and Aichison J. C. (eds), *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. Geological Society, London, Special Publications, 226: 73-100
- Johannes W and Holtz F. 1996. *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rock*. Springer-Verlag
- Le Maitre RW and 11 others. 1989. *A Classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell
- Leloup PH, Ricard Y, Battaglia J and Lacassin R. 1999. Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples. *Geophysical Journal International*, 136: 19-40

- Ling H, Xu S, Shen W, Wang R and Lin Y. 1998. Nd, Sr, P and O isotopic compositions of late proterozoic Gezong and Donggu granites in the west margin of Yangtze Plate and comparison with other coeval granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 14: 269 - 277
- Ling WL, Gao S, Cheng JP, Jiang LS, Yuan HL and Hu ZC. 2006. Neoproterozoic magmatic events within the Yangtze continental interior and along its northern margin and their tectonic implication: constraint from the ELA-ICPMS U-Pb geochronology of zircons from the Huangling and Hannan complexes. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 387 - 396
- Ma DQ, Du SH and Xiao ZF. 2002. The origin of Huangling granite batholith. *Acta Petrologica et Mineralogica*. 21: 151 - 161 (in Chinese with English abstract)
- Maniar PD and Piccoli PM. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635 - 643
- Mattauer M, Malavieille J, Calassou S, Lancelot J, Roger F, Hao Z, Xu Z and Hou L. 1992. La cha? ne triasique de Songpan-Garze (Ouest Sechuan et Est Tibet): une chaine de plissement-decollement sur marge passive. *Comptes Rendus de Academie des Sciences Paris*, 314: 619 - 626
- Nabelek PI and Liu M. 2004. Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Transactions of the royal society of edinburgh-earth science*, 95: 73 - 85
- Nie S, Yin A, Rowley DB and Jin Y. 1994. Exhumation of the Dabie Shan ultra-high-pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi flysh sequence, central China. *Geology*, 22: 999 - 1002
- Patiño DA and Beard J. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 - 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36: 707 - 738
- Patiño Douce AE and Beard JS. 1996. Effects of P, f (O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration-melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology*, 37: 999 - 1024
- Patiño Douce AE. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? From: Carstro A., Fernandez C. and Vigneresse J. L. (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classic Techniques*. Geological Society, London, Special Publications, 168: 55 - 75
- Petford N, Cruden AR, McCaffrey KJW and Vigneresse JL. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, 408: 669 - 673
- Qi L, Hu J and Gregoire DC. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51: 507 - 513
- Qinghai Bureau of Geology and Mineral Resources. 1990. *Regional Geology of Qinghai province*. Beijing: Geological Publishing House
- Rao RB and Xu JF. 1987. The Triassic System of the Qinghai-Xizang Plateau. Geological Publishing House, Beijing. 201 - 239
- Rapp RP and Watson EB. 1995. Dehydration of metabasalt at 8 - 32 kbar: implications for contemporary growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36: 891 - 931
- Rapp RP, Watson EB and Miller CF. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*, 51: 1 - 25
- Rapp RP. 1995. The amphibole-out phase boundary in partially-melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition and source permeability. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15601 - 15610
- Roberts MP and Clemens JD. 1993. Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825 - 828
- Roger F, Malavieille J, Leloup PhH, Calassou S and Xu Z. 2004. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan Garz Fold Belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22: 465 - 481
- Sengör AMC. 1985. Tectonic subdivisions and evolution of Asia. *Bulletin of Technical University of Istanbul*, 46: 355 - 435
- Sengör AMC, Cin A, Rowley DB and Nie SY. 1993. Space-time patterns of magmatism along the tethysides: a preliminary study. *Journal of Geology*, 101: 51 - 84
- Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources. 1991. *Regional Geology of Sichuan province*. Beijing: Geological Publishing House
- Skjerlie KP and Johnston AD. 1996. Vapor-absent melting from 10 - 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margin. *Journal of Petrology*, 37: 661 - 691
- Solar GS, Pressley RA, Brown M and Tucker R D. 1998. Granite ascent in convergent orogenic belts: Testing a model. *Geology*, 26: 711 - 714
- Sun S-s and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders AD and Norry MJ (eds). *Magmatism in the Ocean Basin*. Geological Society Special Publication. Blackwell Scientific Publications 42: 313 - 346
- Syverster PJ. 1998. Post-collisional peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29 - 44
- Thompson AB. 1999. Some time-space relationships for crustal melting and granitic intrusion at various depths. In: Castro A. *et al.* (eds) *Understanding granites: integrating new and classical techniques*. Geological Society Special Publicatin, 168: 7 - 25
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis*. London: Allen and Unwin
- Wu FY, Jahn BM, Wilde S and Sun DY. 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328: 89 - 113
- Xu JF, Wang Q, Xu YG, Zhao ZH and Xiong XL. 2001. Geochemistry of Anjishan intermediate-acid intrusive rocks in Ningzhen area: constraint to origin of the magma with HREE and Y depletion. *Acta Petrologica Sinica*, 17: 576 - 584 (in Chinese with English abstract)
- Xu S, Wang R, Shen W *et al.* 1996. U-Pb, Rb-Sr isotopic chronology of Jinning granites in the Songpan-Ganze orogenic belt and its tectonic significance. *Science in China (Series D)*, 39: 576 - 586
- Xu ZQ, Hou LW, Wang ZX, Fu XF and Huang MH. 1992. Orogenic Processes of the Songpan-Garze Orogenic Belt of China. Beijing: Geological Publishing House, China
- Yan DP, Zhou MF, Song HL and Fu ZR. 2003. Structural style and tectonic significance of the Jianglang dome in the eastern margin of the Tibetan Plateau, China. *Journal of Structural Geology*, 25: 765 - 779
- Yin A and Nie S. 1993. An indentation model for North and South China collision and the development of the Tanlu and Honam fault systems, eastern Asia. *Tectonics*, 12: 801 - 813
- Yin A and Harrison TM. 2002. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth Planet of Sciences*, 28: 211 - 280
- Yuan HH, Zhang ZL and Zhang P. 1991. The uplifting and cooling histories of the Laojungou granite in the western margin of the central section of the Longmen Mountains. *Journal of Chengdu College Geology*, 18: 17 - 22
- Yuan HH and Zhang ZL. 1994. A study of the chronology of granitoid rocks in Indosinian. Yanshan Period at the west Longmen mountains. In: Luo(eds.), *Uplifting of Longmen mountains and formation and evolution of Sichuan basin*: 330 - 337
- Zhang Y, Luo Y and Yang C. 1988. Panxi Rift and its Geodynamics. Geological Publishing House, Beijing
- Zhang ZH, Liou JG, Coleman RG. 1984. An outline of the plate tectonics of China. *Geological Society of American Bulletin* 95: 295 - 312
- Zhou D and Graham SA. 1996. The Songpan-Ganzi complex of the western Qinling Shan as a Triassic remnant ocean basin. In: The

- Tectonic Evolution of Asia, ed. Yin A., Harrison T. M., Cambridge, UK: Cambridge University Press
- Zhou JC and Wang XL. 2005. Experimental and theoretical petrology. Geological Publishing House, Beijing
- Zou DB, Chen K, Rao RB and Chen YM. 1984. On the Triassic turbidite in the southern Bayanhar Mountain region. Contributions to the Geology of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau 15: 27 - 39
- 附中文参考文献**
- 成都地质矿产研究所. 2004. 青藏高原及邻区地质图(1:150万)和说明书. 成都地图出版社
- 胡健民, 孟庆任, 石玉若, 渠洪杰. 2005. 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, 21: 867 - 880
- 凌洪飞, 徐士进, 沈渭洲, 王汝成, 林雨萍. 1998. 格宗-东谷岩体 Nd, Sr, Pb, O 同位素特征及其与扬子板块边缘其它花岗岩对比. 岩石学报, 14: 269 - 277
- 凌文黎, 高山, 程建萍, 江麟生, 袁洪林, 胡兆初. 2006. 扬子陆核与陆缘新元古代岩浆事件对比及其构造意义——来自黄陵和汉南侵入杂岩 ELA-ICPMS 锆石 U-Pb 同位素年代学的约束. 岩石学报, 22: 387 - 396
- 马大铨, 杜绍华, 肖志发. 2002. 黄陵花岗岩基的成因. 岩石矿物学杂志, 21: 151 - 161
- 青海省地质矿产局. 1990. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社
- 饶荣标, 徐继范, 陈永明. 1987. 青藏高原的三叠系. 北京: 地质出版社. 201 - 239
- 四川省地质矿产局, 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社
- 徐士进, 王汝成, 沈渭洲, 钟宏, 陆建军, 侯立玮, 傅小方, 黄明华, 杨杰东, 王银喜, 陶仙聪. 1996. 松潘-甘孜造山带中晋宁期花岗岩的 U-Pb, Rb-Sr 同位素定年及其大地构造意义. 中国科学(D辑), 26: 52 - 58
- 许继锋, 王强, 徐义刚等. 2001. 宁镇底侵中生代安基山中酸性侵入岩的地球化学: 亏损重稀土和钇的岩浆产生的限制. 岩石学报, 17: 576 - 584
- 许志琴, 侯立炜, 王宗秀等. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社
- 袁超, 孙敏, 肖文交, 周辉, 候全林, 李继亮. 2003. 原特提斯的消减极性: 西昆仑 128 公里岩体的启示. 岩石学报, 19: 399 - 408
- 袁海华, 张志兰, 张平. 1991. 龙门山老君沟花岗岩体的隆升及冷却史. 成都地质学院学报, 18: 17 - 22
- 袁海华, 张志兰. 1994. 龙门山冲断带西侧印支-燕山期花岗岩类岩石年代学研究. 龙门山造山带的崛起和四川盆地的形成与演化(罗志立主编), 成都: 成都科学技术大学出版社, 330 - 337
- 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 1988. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社. 415
- 周金城, 王孝磊. 2005. 实验及理论岩石学. 北京: 地质出版社
- 邹定邦, 饶荣标, 陈永明, 陈鲁琨. 1984. 南巴颜喀拉山三叠系浊积岩. 青藏高原地质文集 15: 27 - 39