目　录

专题 1：大陆边缘构造动力学

召集人：夏 斌、舒良树、李锦轶

1. 大别-苏鲁造山带在朝鲜半岛的可能构造表现…… 侯泉林等 （1）
2. 西秦岭天水－武山断裂带关子镇变玄武岩和变中－基性岩浆岩及武山蛇绿岩中辉长岩的地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 年龄…… 李王晔等 （5）
3. 新疆东天山康古尔塔格蛇绿岩特征及 SHRIMP 定年研究…… 李文铅等 （7）
4. 地球动力学的力学支撑…… 刘瑞珣 （9）
5. 西秦岭北缘地区早古生代洋壳蛇绿岩和岛弧岩浆岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其构造意义…… 裴先治等 （11）
6. 西藏札达盆地早更新世香孜组沉积特征与定年…… 邵兆刚等 （14）
7. 班公湖 SSZ 型蛇绿岩年龄对新特提斯洋构造转型时限的制约…… 史仁灯 （18）
8. 雅鲁藏布江和班公湖－怒江新特提斯洋同时开启的 Re 亏损年龄（TRD）证据 史仁灯等 （20）
9. 华南地区前泥盆纪构造演化…… 舒良树 （22）
10. 构造动力作用下岩石中纳米粒子发育的普遍性…… 孙　岩等 （23）
11. 东天山觉罗塔格构造带石炭纪火山岩研究…… 唐红峰等 （25）
12. 藏南特提斯仁布蛇绿岩伴生的洋岛火山岩及动力学意义…… 王　冉等 （27）
13. 中国阿尔泰造山带陆缘岩浆作用及构造演化…… 王　涛等 （29）
14. 雅鲁藏布缝合带泽当地区英云闪长岩的成因探讨——特提斯洋内俯冲的新证据.. 夏　斌等 （30）
15. 新疆北部古生代大陆北缘演化及其复式增生造山作用…… 肖文交等 （33）
16. 海南岛北西部邦溪地区奥陶纪火山-碎屑沉积岩岩石学、矿物学和地球化学:源区及构造环境暗示…… 许德如等 （34）
17. 新疆天山冰达坂二叠纪火山岩的地球动力学意义…… 杨兴科等 （35）
18. 中国黄土形成的热尘说…… 杨志华 （39）
19. 青海东昆仑断裂活动的裂变径迹热年代学制约…… 袁万明等 （41）
20. 中新生代中国大陆东、西部构造差异演化与深部过程…… 张国伟等 （42）
21. 山东胶莱盆地沉积-岩浆-构造演化序列：对中国东部晚中生代岩石圈减薄过程的制约…… 张岳桥 （44）
22. 现代构造地质学中若干重要问题-构造地质学研究的几点建议…… 郑亚东 （47）
23. Creep of wet and dry gabbro…… 周永胜等 （49）

专题 2：青藏高原构造-岩浆演化与成矿效应

召集人：侯增谦、罗照华

24. 中生代西藏特提斯洋底的热水活动与成矿效应…… 付　伟等 （50）

25. 青藏高原木苟日王新生代火山岩地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素组成…… 赖绍聪等 （53）
26. 青藏高原板内层流造山及其热隆伸展成矿…… 李德威 （55）
27. 浅谈壳幔过渡层及其大陆动力学意义…… 罗照华 （57）
28. 西藏措勤—昂仁地区岩浆活动和铁、铜矿化特征及其成矿控矿系统研究…… 孟宪刚等 （58）
29. 西藏冈底斯带花岗岩告诉我们什么？…… 莫宣学等 （61）
30. 青藏高原形成的控制因素…… 潘桂棠 （64）
31. 羌塘三叠纪埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 玄武岩组合及动力学意义…… 王 强等 （65）
32. 西藏冈底斯成矿带斑岩-成矿关系初探…… 魏启荣等 （66）
33. 东昆仑万保沟群火山岩（Pt_2w）研究…… 魏启荣等 （67）
34. 东昆仑石榴石闪长玢岩的地球化学特征和地质意义…… 袁 超等 （68）
35. 西藏羌塘中部古特提斯蛇绿岩…… 翟庆国等 （70）
36. 藏南罗布莎蛇绿岩形成时代、地球化学特征及成因…… 钟立峰等 （71）
37. 西藏南部冈底斯叶巴组早侏罗世火山岩的起源：锆石 SHRIMP 年龄和地球化学约束…… 朱弟成等 （72）
38. 藏北羌塘地区若拉岗日构造混杂岩地质特征及其构造属性…… 朱同兴等 （74）

专题 3：地幔柱与火山作用

召集人：徐义刚、樊祺诚、郑建平

39. 内蒙古满洲里晚侏罗世火山岩年代学和地球化学特征…… 陈志广等 （75）
40. 长白山天池火山千年大喷发岩浆混合作用与喷发机制探讨…… 樊祺诚等 （78）
41. 峨眉山大火成岩省的截至年龄及其与 end-Guadalupian 生物灭绝事件的时间关系北京西山房山岩浆底辟构造及其地质意义…… 何 斌等 （80）
42. 滇西茂中晚始新世高镁富钾火山岩的地球化学及矿物学特征：地幔源区及其岩石成因制约…… 黄小龙等 （81）
43. 广西合浦烟墩岭火山岩石学与地球化学初步研究…… 李 霓等 （82）
44. 中国东部壳-幔、岩石圈-软流圈之间的相互作用带…… 路凤香等 （85）
45. 从 Sr－Nd 同位素探讨辽西中生代软流圈底辟体的脉动式上涌…… 邵济安等 （87）
46. 火山射气岩浆喷发作用研究进展…… 孙 谦等 （89）
47. 东天山卡拉塔格钠质火山岩岩石学、地球化学及成因…… 唐俊华等 （91）
48. 华南中生代构造体制大转折时限—晚中生代火山岩年代学研究的启示…… 邢光福等 （94）
49. Formation of tholeiitic basalts by lithosphere-asthenosphere interaction: example from Datong, North China…… 徐义刚等 （97）
50. 海南岛地幔柱与南海的形成演化…… 鄢全树等 （98）
51. 华北克拉通碱性岩等板内拉张性岩浆作用与超大陆裂解及深部地球动力学… 阎国翰等 （100）
52.华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩 25 亿年来 ε Nd 值的演化与源区两次富集及三次转型…… 阎国翰等 （102）
53. 新疆北部富蕴县沙尔布拉克玻安岩的地球化学特征及岩石成因：玻安岩一种可能的新成因模式…… 张海祥等 （104）
54. 科洛地区一种富 P 富 F 地幔熔/流体的发现及其意义…… 张文兰等 （105）

55. 云南丽江苦橄岩 Re-Os 同位素地球化学—峨眉山大火成岩省成因的制约… 支霞臣等 （106）
56. 板块构造学说的十大问题…… 朱炳泉 （107）
57. 西藏南部错那地区早白垩世玄武岩和相关辉绿岩的岩石成因：正在孕育的 Kerguelen 地幔柱与大印度东部岩石圈的相互作用？…… 朱弟成等 （110）

专题 4：花岗岩成因及其成矿作用

召集人：华仁民、马昌前、陈衍景、陈 斌

58. 新疆阿尔泰三号伟晶岩中绿柱石的成分特征：宏观变化与微观不均一性…… 车旭东等 （113）
59. 大别山北淮阳构造带的基性侵入岩：新元古代晚期裂解事件的记录…… 陈 玲等 （110）
60. 赣南地区中生代流纹质火山岩同位素年龄及其地质意义…… 陈 荣等 （115）
61. 太行山北段中生代花岗质岩石及其包体锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素性质及其地质意义…… 陈智超等 （117）
62. 浙江新昌儒岙岩石包体群的发现及其地质意义…… 董传万等 （119）
63. 胶东大规模金成矿作用构造－岩浆－流体动力学背景…… 范宏瑞等 （121）
64. 兴蒙造山带东段斑岩 Cu、Mo 矿的成岩成矿时代…… 葛文春等 （122）
65. In-situ LA-ICPMS U-Pb zircon dating of the Shidong complex and enclaves, western Guangdong, China: implications on the crustal evolution…… 耿红燕等 （123）
66. 东天山黄山-镜儿泉地区幔源岩浆内侵与过铝花岗岩成因…… 顾连兴等 （124）
67. 北京西山房山岩体岩浆底辟构造及其地质意义…… 何 斌等 （128）
68. 胶东文登长山南石英二长岩岩浆混合成因…… 胡芳芳等 （129）
69. 江苏东海片麻状碱性花岗岩的地球化学及其构造指示意义…… 胡 建等 （131）
70. 华南不同成因类型花岗岩的成岩-成矿作用差异…… 华仁民等 （133）
71. 玉龙斑岩铜矿含矿与非含矿斑岩成因机制…… 姜耀辉等 （136）
72. 华南锡成矿作用类型与成因研究…… 蒋少涌等 （137）
73. 大冶地区晚中生代埃达克质侵入岩时代、成因及地球动力学意义…… 李建威等 （138）
74. 湖南芙蓉锡矿田的 He、S、Pb 同位素地球化学…… 李兆丽等 （141）
75. 赣南白面石-河草坑地区铀成矿类型及控矿因素探讨…… 林锦荣等 （142）
76. 广东省 22 个燕山期花岗岩的源区特征及成因：元素及 Nd-Sr 同位素证据…… 凌洪飞等 （144）
77. 大兴安岭南段林西地区花岗岩类的源岩：地壳生长的时代和方式…… 刘 伟等 （145）
78. 西南天山古生代构造演化及地壳增生-来自花岗岩的证据…… 龙灵利等 （146）
79. 柴北缘塔塔楞环斑花岗岩的 SHRIMP 年龄及意义…… 卢欣祥等 （148）
80. 西阿尔卑斯 Piemont－Ligurian 大洋斜长花岗岩（钠长岩）成因的地质证据… 马昌前等 （149）
81. 南苏鲁晚中生代花岗岩的形成年龄及源区…… 孟繁聪等 （151）
82. 江西会昌密坑山岩体的成因类型、冷却史及其对锡成矿作用制约的新认识… 邱检生等 （152）
83. 粤北寨头岩体的地球化学特征与成因研究…… 沈渭洲等 （155）
84. 东准噶尔别里阿屯铝质 A 型花岗岩的年代及意义…… 苏玉平等 （156）
85. 大兴安岭东北部地区侏罗纪两类花岗岩的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及成因 隋振民等 （158）
86. 大兴安岭东北部地区早古生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及地质意义 隋振民等 （160）

87. 阿尔泰早石炭世碱性花岗岩的成因及地质意义…… 童　英等 （162）
88. 论花岗岩构造岩浆组合…… 王德滋等 （163）
89. 安徽铜陵朝山金矿含矿岩体时代与成因…… 王建中等 （165）
90. Abrupt change of tectonic setting at coastal South China in Mesozoic – record from Hong Kong and its possible origin…… P.W. Wong （167）
91. 扬子地块东部燕山期埃达克质(adakitic)-橄榄玄粗质(shoshonitic)岩组合及动力学意义…… 王　强等 （168）
92. 宜春黄玉－锂云母花岗岩中的铍矿化作用：铍磷酸盐矿物组合…… 王汝成等 （169）
93. 北淮阳金寨暗色岩脉地球化学特征及成因探讨…… 王世明等 （170）
94. 浙江瑶坑碱性花岗岩的锆石 U-Pb 年代学和地球化学及其成因与构造指示意义… 肖　娥等 （171）
95. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints… 肖　龙等 （172）
96. Possible correlation between a mantle plume and the evolution of Paleo-Tethys Jinshajiang Ocean: evidence from a volcanic rifted margin in the Xiaru- Tuoding area, Yunnan, SW-China…… 肖　龙等 （173）
97. Late Triassic Granitoids of the Eastern Margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, Petrogenesis and Implications for Tectonic Evolution…… 肖　龙等 （174）
98. 安徽铜陵狮子山矿田岩浆岩岩石化学特征及成因讨论…… 杨小男等 （175）
99. 对秦岭花岗岩研究中几个问题的质疑——与卢欣祥先生商榷…… 杨志华 （178）
100. 甘肃南部大水金矿成矿时代的裂变径迹法研究…… 袁万明等 （180）
101. 北祁连造山带老虎山地区埃达克质岩的特征与地质意义…… 曾建元等 （181）
102. 阿尔泰山南缘冲乎尔盆地片麻状斜长花岗岩的岩石学、年代学及成因探讨… 曾乔松等 （183）
103. 大别山罗田穹隆核部晚中生代岩浆热事件…… 张　超等 （185）
104. 南天山库米什黄尖石山岩体地球化学和 Sr、Nd 同位素研究…… 张成立等 （187）
105. 华南武夷山中段加里东期花岗岩类成因初探…… 张芳荣 （190）
106. 埃达克质岩浆产生于俯冲陆壳的部分熔融…… 张宏飞 （192）
107. 东秦岭早白垩世晚期准铝质 A 型花岗岩…… 张金阳等 （193）
108. 中天山东段印支期二长花岗岩：幔源岩浆内侵的产物…… 张遵忠等 （194）
109. 鄂东南矿集区铜山口铜-钼矿床成岩成矿时代及与区域成岩成矿的关系…… 赵新福等 （197）
110. 华南新元古代地壳生长和再造：皖南花岗闪长岩地球化学、锆石 U-Pb 定年和 Hf-O 同位素证据…… 郑永飞等 （198）
111. 江西丰顶山花岗岩锆石 U-Pb-Hf 研究及意义…… 钟玉芳等 （199）
112. 西藏冈底斯构造转折及其岩浆活动…… 朱　杰等 （201）
113. 南岭中西段燕山早期花岗质岩浆活动和壳幔相互作用…… 朱金初 （202）

专题 5：前寒武纪地质演化与地壳基底

召集人：郭敬辉、李江海、 徐 备

114. 热液蚀变作用对锆石 U-Pb 定年的影响…… 包志伟等 （203）
115. 柴北缘花岗片麻岩的锆石 U-Pb 和 Hf 同位素：基底前寒武纪地壳演化启示… 陈能松等 （204）
116. 华南新元古代江口冰期新的 U-Pb 年龄限制…… 储雪蕾等 （205）

117. 豫西宜阳地区 TTG 质片麻岩锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素地质学…… 第五春荣 （206）
118. 西秦岭天水地区新阳新元古代花岗质片麻岩的锆石 LA-ICP-MS 定年及其地质意义…… 丁仨平等 （207）
119. 中-南祁连地块前寒武纪片麻岩中锆石的 SHRIMP U-Pb 年代学研究：古祁连洋是原特提斯洋一部分的证据…… 董国安等 （210）
120. 内蒙古大青山假蓝宝石麻粒岩—— 1.8Ga 的超高温（UHT）变质作用…… 郭敬辉等 （213）
121. New Finding Of Late Neoarchean-Early Paleoproterozoic Zircon Ages From The Rocks Of Taiwan By SHRIMP…… 蓝晶莹等 （217）
122. Contrasting Provenance of Late Archean Metasedimentary rocks from the Wutai Complex, North China Craton: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data…… 李秋根等 （220）
123. Synchronous Vertical and Horizontal Tectonism at the Late Stages of Archean Cratonization and Implications for Gold Mineralization…… Shoufa Lin （223）
124. 喜马拉雅造山带中段麻粒岩地质特征及其构造地质意义…… 刘德民等 （224）
125. 怀安片麻岩地体地球化学特征和 LA-ICP-MS 锆石年龄…… 刘　富等 （227）
126. 扬子克拉通西北缘汉南杂岩体锆石 U－Pb 年龄、地球化学和 Sr-Nd 同位素组成限制岩石成因及构造意义…… 刘　荣等 （228）
127. 东南极格罗夫山高级变质杂岩的年代学和地球化学：对普里兹带构造演化的制约…… 刘晓春等 （229）
128. 阿尔泰造山带早古生代沉积环境及构造演化：碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成证据…… 龙晓平等 （230）
129. 关于华夏古陆…… 卢华复 （232）
130. 五台山太古宙变质基性岩的地球化学及岩石成因…… 吕勇军等 （234）
131. 冀北赤城红旗营子群黑云斜长片麻岩的锆石 SHRIMP 年龄：晚古生代沉积—变质的证据…… 倪志耀等 （236）
132. 华北克拉通中部 ca. 1.78 Ga 基性岩墙群和熊耳裂谷火山岩系的关系初探… 彭　澎等 （237）
133. 南极中山站区长英质片麻岩中夕线石的形成与变形-变质-深熔作用的关系… 任留东等 （239）
134. 阿尔泰中央地块：奥陶纪岛弧而非前寒武微陆块—锆石年龄，Hf 同位素证据… 孙　敏等 （241）
135. 山东胶北地体构造属性：同位素年代学和地球化学证据…… 唐　俊等 （242）
136. 河南嵩山地区早前寒武纪构造岩浆热事件－锆石 SHRIMP 年代学证据…… 万渝生等 （243）
137. 太古宙陆壳增生的断陷构造盆地模式…… 王仁民等 （244）
138. 江南造山带西段前寒武纪基底地层 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学…… 王孝磊等 （245）
139. 锆石 U-Pb 年代学和 Pb-Nd 同位素组成限制祁连山基底的构造属性…… 徐旺春等 （246）
140. 秦岭造山带的前寒武系变质地层…… 杨志华 （247）
141. 华夏地块 ——一个由古老物质组成的年轻陆块…… 于津海等 （249）
142. 华北克拉通古元古代构造事件…… 翟明国 （250）
143. 塔里木北缘新元古代岩浆活动及其意义…… 张传林等 （254）
144. U-Pb SHRIMP dating for the deformational history of the Fuping Complex: constraints on the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen…… 张　建等 （255）
145. 扬子陆核的生长和再造：锆石 U-Pb 年龄和 Hf-O 同位素研究…… 张少兵等 （257）
146. 华北陆块南部元古宙熊耳群火山岩产出的构造环境：事实与争议…… 赵太平 （258）
147. 黔东北梵净山群中基性岩的产状特征…… 周金城等 （261）

专题 6：超高压变质与大陆深俯冲

召集人：杨经绥、叶　凯、高　俊

148. 柴北缘鱼卡河超高压变质地体的属性及形成时代…… 陈丹玲等 （263）
149. 江苏青龙山磷灰石中的出溶体的初步研究…… 陈　晶等 （264）
150. 苏鲁造山带超高压榴辉岩-片麻岩接触带矿物氢同位素和水含量变化…… 陈仁旭等 （267）
151. 大陆科学钻探 CCSD-PP3 钻孔地幔岩的浅部部分熔融证据…… 陈世忠等 （268）
152. 斜方辉石高压麻粒岩成因：全岩成分限定…… 陈　意等 （271）
153. 苏鲁榴辉岩中金红石的微量元素特征及其地质意义…… 陈振宇等 （273）
154. CCSD 主孔榴辉岩中金红石微量元素组成特征及其热动力学意义…… 高长贵等 （276）
155. 洋壳俯冲释放的富高场强元素(Ti-Nb-Ta)流体——来自西天山榴辉岩相含金红石分凝体和脉体的证据…… 高　俊等 （278）
156. 荣成超高压地体片麻岩锆石年龄和 Hf 同位素组成…… 李向辉等 （279）
157. UHP-metamorphosed mafic-ultramafic cumulates from the main hole of the Chinese Continental Scientific Drilling Project (CCSD-MH), Sulu, China: Petrology and fluid/melt-rock interaction…… 李旭平等 （281）
158. Multiple zircon growth during deep subduction and fast exhumation of impure marble from Dabie-Sulu UHP terrane…… 刘福来等 （282）
159. 仰口退变质榴辉岩角闪石的氯环带：退变质过程中多期流体活动的证据… 刘景波等 （283）
160. 阿尔金深俯冲板片属性的地球化学和年代学约束…… 刘　良等 （284）
161. High-Pressure Phase Transitions of the Feldspars and Further Characterization of Lingunite…… 刘玲根等 （286）
162. Stability Field of Dolomite—An Index Mineral Relevant to UHPM…… 刘玲根等 （287）
163. 碧溪岭超高压多硅白云母榴辉岩　脱水熔融实验研究…… 刘　强等 （289）
164. 碧溪岭普通辉石中特殊的易变辉石出溶体——来自 300km 深度的石榴橄榄岩… 刘祥文等 （292）
165. 桐柏山地区低温高压变质杂岩的岩石学和年代学初步结果…… 刘晓春等 （295）
166. 大别山北淮阳带西段新元古代浅变质外来岩片的确定：来自锆石 SHRIMP U-Pb 定年的证据…… 刘贻灿等 （296）
167. 新疆扎河坝-阿尔曼泰蛇绿岩中的退变质榴辉岩的发现…… 牛贺才等 （298）
168. 南大别超高压单元中桐城-源潭铺高压变质块体的确定…… 石永红等 （301）
169. 西天山榴辉岩带状角闪石中 OH 分布特征及其意义…… 苏　文等 （305）
170. 大别山碧溪岭榴辉岩金红石的赋存状态和微量元素特征…… 吴维平等 （306）
171. 巨量表壳物质深俯冲作用—来自高温高压实验的启示…… 吴　耀等 （307）
172. 大别造山带超高压大理岩中榴辉岩包体的锆石 U-Pb 年龄和 Hf-O 同位素组成… 吴元保等 （309）
173. 大别山黄镇低温超高压片麻岩元素和同位素组成与流体活动关系研究…… 夏琼霞等 （310）
174. Nb-Ta fractionation during slab subduction: Implications for formation of continental crust…… 肖益林等 （311）
175. 大别山东南部蛇纹岩中的原生天然碳硅石…… 徐树桐等 （313）
176. 走滑断裂对超高压变质岩石折返的贡献及高原北部白垩纪隆升之新思考… 杨经绥等 （314）
177. 中国大陆科学钻探主孔（CCSD－MH）石榴石橄榄岩：一个经历了深俯冲作用的早古生代超镁铁质侵入体…… 杨经绥等 （316）

178.甘肃北山地区榴辉岩的变质年龄为新元古代：来自锆石的 U-Pb 同位素定年证据 杨经绥等 （319）
179. Mantle wedge convection during progressive oceanic and continental subduction: multistage metamorphism of orogenic garnet-lherzolite from Zhimafang, Sulu UHP terrane, E. China…… 叶 凯等 （320）
180. 北祁连俯冲-增生杂岩带中低温榴辉岩的原岩特征——来自地球化学的证据 于胜尧等 （321）
181. 柴北缘大陆型超高压变质带洋壳俯冲的岩石学和地球化学证据…… 张贵宾等 （322）
182. 深俯冲陆壳折返过程中高压榴辉岩相重结晶年龄和持续时间-苏鲁造山带大陆深钻榴辉岩同位素制约…… 赵子福等 （323）
183.CCSD 榴辉岩中主矿物微量元素组成空间变化: 折返过程中短时增温作用的记录 宗克清等 （324）

专题 7：中国东部岩石圈演化

召集人：高 山、张宏福

184. 广东沿海地区及海南岛中新生代基性岩脉地球化学与岩石圈演化…… 曹建劲等 （325）
185. 地幔富钍锆石…… 陈立辉等 （327）
186. 中生代高镁埃达克质岩浆岩及其中的包体对华北克拉通岩石圈演化的制约 高 山等 （328）
187. 大兴安岭地区中生代火山岩同位素填图…… 高晓峰等 （329）
188. 赣南 J_2 幔源岩浆作用及其对华南晚中生代构造演化的制约…… 贺振宇等 （330）
189. 岩石圈中热压系数的计算及地质意义…… 胡宝群等 （331）
190. 彰武早白垩世高镁安山岩锆石年代学、地球化学及其地质意义…… 黄 华等 （334）
191. 华北北缘源于古老下地壳的中生代 adakitic 岩浆活动…… 姜 能 （335）
192. 华北典型地区盆-山动力学过程与深部机制及其煤层气成藏效应…… 琚宜文等 （336）
193. 台灣澎湖群島岩石圈地函之熔融與交代換質作用…… 賴逸真等 （339）
194. 中生代华北岩石圈演化过程的地表响应…… 李洪颜等 （340）
195. 山东早白垩世青山群火山岩地球化学组成随时间和空间的变化及对下地壳折沉作用的指示…… 凌文黎等 （341）
196. Untold Stories of High-Pressure Phase Transitions of Olivine and Pyroxene…… 刘玲根等 （344）
197. Petrogenesis and Significance of Eclogites in the Sulu ultrahigh-pressure Terrane, China…… 刘永欣等 （346）
198. Recycled lower continental crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in East China…… 刘勇胜等 （347）
199. 扬子克拉通前寒武纪地壳演化-来自碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素的证据 柳小明等 （348）
200. 赣东北约 838Ma 的镁铁-超镁铁岩的地球化学特征及其地质意义…… 陆慧娟等 （349）
201. 太行山板内造山作用与华北克拉通岩石圈巨大减薄…… 罗照华等 （350）
202. 基于实验结果推导的造山带拆沉作用模型及其构造意义…… 罗照华等 （351）
203. 内蒙宁城道虎沟中酸性火山岩地球化学…… 孟凡雪等 （352）
204. 黑龙江穆棱新生代玄武岩锆石巨晶的微量元素及 Hf 同位素研究…… 丘志力等 （353）
205. 冀北早中生代地幔岩的锆石年代学和 Hf 同位素研究及其对前中生代华北岩石圈地幔性质的限定…… 田 伟等 （354）
206. 承德地区～114Ma 大北沟组玄武岩地球化学及其对华北克拉通岩石圈地幔减薄作用的制约…… 汪方跃等 （355）

207. 辽西北票推覆构造与“兴隆沟”火山岩成因…… 汪 洋 （356）
208. 辽南中生代晚期和古近纪玄武岩及深源捕虏晶——对岩石圈地幔性质及深部作用过程的制约…… 王 微等 （360）
209. 岩石圈中水分布的时空不均一性…… 夏群科等 （361）
210. 华夏地块东部基底及其晚中生代大规模改造…… 徐夕生等 （362）
211. 华北克拉通东部中生代早期陆壳加厚过程——来自扬子克拉通俯冲的证据 许文良等 （363）
212. 东北镜泊湖新生代玄武岩：残留富集岩石圈地幔的痕迹…… 闫 峻等 （364）
213. 蚌埠隆起区中生代花岗岩的地球化学特征：对岩浆源区性质的制约…… 杨德彬等 （366）
214.东北地区和华北地区岩石圈结构和演化对比：对中国东部岩石圈减薄事件的启示 于宋月等 （368）
215. 中国东部新生代玄武岩中锆石巨晶成因…… 禹 尧等 （369）
216 青岛晚白垩世基性脉岩中麻粒岩捕虏体的发现及其重要性…… 张 瑾等 （370）
217 郯庐断裂与中生代富钾岩浆作用的时空分布及其对中国东部岩石圈减薄的启示——以山东地区为例…… 张军波等 （371）
218. 洋壳-岩石圈地幔相互作用形成皖东新生代玄武岩：元素和同位素制约…… 张君君等 （373）
219 花岗岩的 Sr-Yb 分类：与源区深度可能的关系…… 张 旗等 （374）
220. 花岗岩混合问题：与玄武岩对比的启示…… 张 旗 （377）
221. 大洋岩石圈拆沉与大陆下地壳拆沉：两种不同的机制及效应…… 张 旗等 （380）
222. 华北东部大陆地幔橄榄岩组成、年龄与岩石圈减薄…… 郑建平等 （382）
223. 华北地区地壳上地幔结构地震观测和成像研究的一些新结果…… 郑天愉等 （383）
224. 大别山超高压榴辉岩和片麻岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf-O 同位素研究…… 郑永飞等 （385）
225. 扬子克拉通北缘显生宙碎屑沉积岩 Mo 同位素特征及意义…… 周 炼等 （386）
226. 东亚造山带晚中生代火山岩时代及源区地球化学特征初步讨论…… 周新华等 （389）
227. 中国东部从挤压向伸展转换的动力学过程——来自郯庐断裂带演化的启示 朱 光等 （390）

专题 8：变质作用与造山过程

召集人：张立飞、金 巍、张泽明、魏春景

228. 青藏高原南部地区变质作用的时空演化…… 董永胜等 （391）
229. 大别造山带黄镇榴辉岩矿物不同类型地质温度计应用和对比…… 高天山等 （394）
230. 龙木错－双湖缝合带与青藏高原冈瓦纳北界…… 李 才等 （395）
231. 吕梁山古元古代花岗质杂岩锆石 U-Pb 年代学…… 刘树文等 （397）
232. 藏东南错那县麻玛沟石榴辉石岩成因研究，所属专题：变质岩与造山带… 刘 焰等 （398）
233. 西大别红安蓝闪石榴辉岩变质条件及 PT 轨迹初探…… 娄玉行等 （399）
234. 大容山-十万大山花岗岩带中超高温麻粒岩包体的发现及其地质意义…… 彭松柏等 （400）
235. 泥质变质岩中石榴石–白云母–斜长石–石英(GMPQ)组合的温度计与压力计 吴春明等 （402）
236. 超高压变质带的时空分布与地球节律…… 游振东等 （403）
237. Polyphase tectonothermal history recorded in granulitized gneisses from the North Qaidam HP/UHP metamorphic terrane, Western China: evidence from zircon U-Pb geochronology…… 张建新等 （406）

238. 大陆深俯冲过程中的流体¾苏鲁超高压变质带的岩石学、地球化学和流体包裹体研究…… 张泽明等 （407）
239. 新疆阿尔泰造山带变质岩系独居石 CHIME 法二叠纪、泥盆纪变质年龄及其地质意义…… 郑常青等 （408）

专题 9：壳幔作用中的岩石地球化学过程

召集人：蒋少涌、李献华、杜扬松

240. 华北克拉通北缘早中生代碱性侵入岩带岩石地球化学特征…… 蔡剑辉等 （411）
241. 湘南道县虎子岩中生代玄武岩中下地壳包体的锆石 SHRIMP U-Pb 年代学与原位 Hf 同位素研究—岩浆底侵与地壳演化…… 戴宝章等 （414）
242. 新疆阿尔泰地区高钾高硅熔结凝灰岩的地球化学…… 单　强等 （415）
243. 安徽沿江地区中生代碰撞后岩浆活动和壳幔作用过程：来自火山－侵入杂岩和岩石包体的证据…… 杜杨松等 （418）
244. 新疆巴楚小海子正长岩的特征及其地质意义…… 贾秀琴等 （421）
245. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义…… 李献华等 （423）
246. 张八岭隆起南段早白垩世花岗岩地球化学特征及成因…… 牛漫兰等 （425）
247. 大兴安岭北端漠河早古生代埃达克质岩特征及其地质意义…… 秦秀峰等 （426）
248. 汇聚板块边缘岩浆中金属和氯的演化特点…… 孙卫东等 （427）
249. 白云鄂博火成碳酸岩墙…… 王凯怡等 （428）
250. 大别山西段超高压榴辉岩峰期条件与早期退变历史…… 魏春景等 （429）
251. 郯庐断裂带下岩石圈减薄的过程与机制：来自滁州火山岩的地球化学制约… 谢成龙等 （430）
252. 桐柏山造山带南麓随州-枣阳地区超镁铁质-镁铁质岩床群成因的地球化学及 Nd、Sr 同位素证据…… 薛怀民等 （432）
253. 南岭西段印支期花岗岩 Hf-Nd 同位素解耦现象及岩石成因意义…… 赵葵东等 （433）
254. Geochemistry and Chronology of the Late Paleozoic volcanic rocks in west Tianshan Mountains, Xinjiang…… 朱永峰等 （434）

专题 10：板内构造-岩浆作用与盆地演化（含沉积学）

召集人：杨树锋、 陈汉林、 杨守业

255. 松辽盆地北部火山岩锆石 SHRIMP 年代学与营城组时代探讨…… 陈汉林等 （435）
256. 北山地区镁铁－超镁铁岩系特征及其壳幔作用过程…… 郭召杰等 （436）
257. 华南志留纪大规模地壳抬升——来自华南奥陶-志留纪地层对比的信息…… 胡艳华等 （438）
258. 鲜水河断裂同构造花岗岩的流体包裹体面（FIP）研究…… 贾　东等 （439）
259. 关于应力条件下煤岩纳米级结构和纳米级变形问题…… 琚宜文等 （442）
260. 广丰盆地新元古代火山岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学、地球化学及地质意义… 李武显等 （444）

261. 鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩脉包裹体的碳氧同位素分析…… 刘德良等 （446）
262. 松辽盆地基底岩石的时代构成——锆石 U－Pb 同位素年代学证据…… 裴福萍等 （449）
263. 松辽盆地北部 CO_2 气藏成因的地球化学研究…… 谈 迎等 （451）
264. 南海中沙海域附近表层沉积物中火山碎屑矿物特征：对南海北缘岩石圈伸展环境的响应…… 鄢全树等 （454）
265. 塔里木板块早－中二叠世玄武质岩浆作用的沉积响应…… 杨树锋等 （455）
266. 鄂尔多斯盆地东部紫金山一带岩浆-热力作用的活动期次及地球动力学意义… 杨兴科等 （457）
267. 天山北缘中新生代盆地演化的磷灰石裂变径迹和镜质体反射率证据…… 张志诚等 （460）
268. 松辽盆地北部断陷区营城组火山岩锆石 SHRIMP 年代学、地球化学及其意义… 章凤奇等 （463）
269. 东营凹陷中粘土矿物组合类型与裂陷盆地构造演化…… 赵 明等 （464）
270. 柴达木盆地油气勘探的新思路-最大有效力矩准则在油田构造分析中的应用…… 郑亚东等 （465）
271. 西藏札达盆地早更新世香孜组沉积特征与定年…… 朱大岗等 （468）

大别-苏鲁造山带在朝鲜半岛的可能构造表现

侯泉林[1]，武昱东[2]，吴福元[2]，翟明国[2]，郭敬辉[2]，李忠[2]

（1. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 2. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029）

大别-苏鲁造山带如何东延至朝鲜半岛，或者说在朝鲜半岛如何表现一直是国际同行关注的焦点问题。目前大致有以下几种观点： 1、认为大别-苏鲁构造带东延后与临津江带（Imjingang Belt）相对应（蔡乾忠, 1995; Jin-H R, 1997）；2、认为大别-苏鲁构造带东延后与沃川带(Okchon Belt)相对应（徐嘉炜, 1995）；3、认为大别-苏鲁构造带在黄海被一走向 NNE 的大型右行走划剪切带切断，然后经朝鲜半岛南面的石垣向北东延伸，而未经过朝鲜半岛（Ishiwatari, 2002）；4、认为京畿地块(Kyonggi Massif)作为扬子板块的一部分，仰冲于朝鲜半岛中部，而临津江带和湖南剪切带(Honam shear zone)是中朝板块和扬子板块之间的缝合线，与大别-苏鲁造山带相对应（Yin & Nie, 1993）；5、认为京畿地块随扬子板块一起向北运动，穿插于狼林地块(Nangrim Massif)和岭南地块(Yongnam Massif)之间 （Chough et al.，2000）。然而从沉积特征上看，京畿地块具有与扬子板块相似的震旦纪-第三纪沉积盖层，而岭南地块却具有与华北板块相似的盖层特征，前三种模式难以解释这一现象；后两种模式考虑到京畿地块与扬子板块具有相似的基底，所以提出，在晚二叠-早三叠期间，京畿地块随着扬子板块向北运动穿插在狼林、岭南地块之间，或仰冲于朝鲜半岛的中部，但缺乏必要的构造证据。本文试图从构造变形特征和构造年代学角度探讨大别-苏鲁造山带在朝鲜半岛的可能表现。

1. 地质概况

位于中部的两条 NE 走向的构造剪切带（北侧的临津江构造带和南侧的沃川构造带）将朝鲜半岛分割成三个地块，从北向南依次为：狼林地块、京畿地块和岭南地块。

狼林地块(Nangrim Massif)与我国辽吉两省相接，主要由狼林超群组成，下部为片麻岩（K-Ar 年龄为 2040~1886Ma），上部为结晶片岩（所含黑云母、金云母 K-Ar 年龄最晚为 1912~1749Ma）夹角闪岩和大理岩，并有早元古代的镁铁和超镁铁岩（早期）及花岗岩（晚期）侵入。区内褶皱走向多为东西向，但北东和北西走向也很显著(陶宝国, 1996)。

临津江构造带（Imjingang Belt）是一个NEE走向的褶皱冲断带，长100km，宽约l0km，北界自海州，经平康至高城，南界自临津江下游，经涟川至金刚山。主要由变形变质的碎屑岩和碳酸盐岩组成，如石英岩、片岩、大理岩、白云岩等 (陶宝国, 1996; Cluz, 1993)。

京畿地块(Kyonggi Massif)基底主要由京畿变质杂岩组成，包含片麻岩、混合片麻岩，夹片岩、石墨片岩、结晶灰岩和石英岩，同位素年龄 2666±40Ma，最老为 2925Ma。其上分别被早-中元古代的春川超群和晚元古代的涟川群不整合。春川超群主要由长乐群的变质砾岩、片麻岩、片岩、局部夹石英岩和春城群的石英岩、片岩、片麻岩、结晶灰岩等组成。涟川群(主要为板岩、千枚岩、片岩)主要分布在地块北缘的临津江附近(陶宝国, 1996; 蔡乾忠, 1995)。区内有大量侏罗纪和白垩纪的花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩。

沃川构造带(Okchon Belt)被 NNE 走向的湖南剪切带划分成西南段(沃川带)和东北段(太白山带)。西南段主要为寒武纪一中志留世的片岩、白云岩、灰岩、石英岩、千枚岩、板岩等组成(陶宝国，1996)。Cluz 等(1993)认为，沃川带发育一系列向 SE 方向的逆冲推覆构造。东北段以灰岩为主，夹石英岩和页岩，所含寒武纪三叶虫属华北型(陶宝国, 1996)。本文将西自洪城东至湖南剪切带统称为沃川构造带。

岭南地块(Yongnam Massif)的前寒武纪基底主要由片麻岩夹片岩（最大同位素年龄为 2330±50Ma）以及变基性杂岩(包括变质斜长岩、变质辉长岩等)。地块内广泛发育侏罗纪和白垩纪花岗岩、花岗闪长岩，局部有白垩系沉积(陶宝国, 1996)。

2. 大别-苏鲁造山带与朝鲜半岛构造带的对比

本部分从构造变形特征和构造年代学角度，分别将朝鲜半岛的沃川构造带、临津江构造带与大别-苏鲁造山带进行对比讨论。

2.1 沃川构造带与南大别构造带的比较

根据野外构造观测，沃川构造带主要发育两组面理，反映两期构造变形：较早的一组面理倾向 NW，指向构造标志指示自 NW 向 SE 方向的逆冲剪切作用； 第二组面理倾向 SE，指向构造指示向 SE 方向的伸展拆离剪切作用。南大别构造带的水吼-五河-英山剪切带也表现为早期的逆冲剪切作用和晚期向 SE 的伸展拆离作用（侯泉林等，2006）。沃川构造带与南大别构造带的变形特征有相似之处。

沃川构造带变形云母的 K-Ar 同位素年龄可大致分为三个组：220~260Ma; 150~190Ma; ~104Ma，其中 142~194Ma 年龄段数据广泛分布(Oh，2004)。南大别构造带的变形年龄同样分为三组，分别代表了不同的构造事件：1) ~230Ma，代表了华北板块与扬子板块发生碰撞，（超）高压变质作用发生和榴辉岩形成时间；2) 150~190Ma，代表碰撞造山作用过程，在此过程中发生大规模逆冲剪切作用和平行于造山带的走滑剪切作用，以及（超）高压变质岩的折返；3) 140~100Ma，峰期年龄为~120Ma，代表碰撞造山作用之后的伸展拆离剪切作用时间(侯泉林等, 2006)。值得一提的是，已在沃川构造带的洪城一带发现了变质年龄为~230Ma 的高压榴辉岩（郭敬辉，2006 面告），与南大别构造带的（超）高压榴辉岩的形成年龄一致。

基于沃川构造带与南大别构造带变形特征和变形时代的相似性，我们认为两个构造带至少在构造方面具有可比性。

2.2 临津江构造带与大别山北淮阳构造带的比较

根据野外构造观测，临津江构造带明显表现为两期构造变形。较早的一期变形主要表现为向 NW 和 NE 方向的逆冲剪切作用，如金川郡砚内里、凤山郡天德里、瑞兴郡泛雁里长寿山一带平卧褶皱、背形堆垛构造广为发育；较晚的一期变形主要表现为 SWW 方向的伸展拆离剪切作用，如构造带西段南浦郡松串里一带拉伸线理等十分发育。遗憾的是目前尚未获得临津江构造带的同位素变形年龄数据。

大别山北淮阳构造带（包括晓天-磨子潭剪切带）主要表现为两期构造变形，较早的一期主要表现为大致自南向北的逆冲剪切作用（面理整体倾向南），此期变形可能与中生代的碰撞造山作用有关；较晚的一期主要表现为向 N 和 NE 方向伸展拆离剪切，有些地方尚未形

成透入性劈理，而是表现为伸展褶劈理（C’）。晓天-磨子潭剪切带糜棱岩中角闪石的变形年龄为~224Ma，代表了碰撞造山作用年龄；北淮阳构造带云母的 Ar-Ar 同位素年龄为126~129Ma，可能代表了碰撞造山作用之后的伸展拆离变形年龄（侯泉林等，2006）。从变形期次和变形特征看，临津江构造带与大别山的北淮阳构造带具有可比性。

3. 讨论与结论

3.1 “京畿地块”和岭南地块的可能成因解释

如前文所述，如果临津江构造带相当于大别山晓天-磨子潭剪切带和北淮阳构造带的东延部分，沃川构造带相当于南大别构造带和苏松构造带的东延部分，那么，“京畿地块”就应该与北大别杂岩带相对应。从其岩石组合、变形变质时代和特征来看，确有诸多相似之处。如果如此，原来意义上的“京畿地块”将不复存在，应属于朝鲜半岛中部造山带的一部分。

岭南地块位于湖南剪切带以南，如果按上述对应关系，岭南地块应属扬子板块的一部分；然而，它确具有一些华北板块的信息，曾经有人将之划归华北板块（Yin & Nie, 1993；Chough et al.，2000）。遗憾的是我们尚没有机会对岭南地块，特别是其周边的构造变形进行实地考察研究，但从湖南剪切带看，具有向 SE 伸展拆离剪切的性质，其变形云母的 K-Ar 同位素年龄为 104~138Ma (Oh，2004), 与大别碰撞造山作用之后的伸展拆离变形时代相当。因此，我们怀疑目前观察到的岭南地块中具有华北性质的部分可能是在造山作用之后的伸展拆离过程中，以湖南剪切带为边界，自 NW 向 SE 拆离下来的原本属于华北板块的一块外来构造岩片，覆于岭南地块（扬子板块的一部分）之上。

3.2 构造演化过程讨论

按照上文所述的对应关系，自临津江带至沃川带构成了较完整的中生代碰撞造山带，这里称之为“朝鲜半岛中央造山带”，即大别-苏鲁造山带的东延部分。其演化过程大致如下：

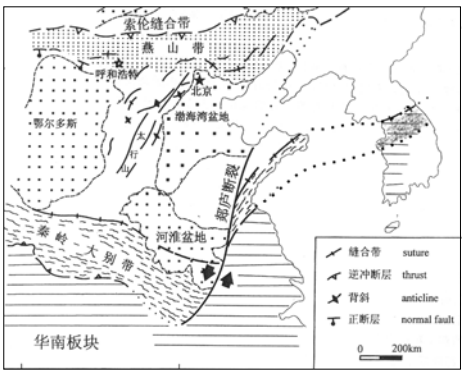


图 1. 大别–苏鲁造山带在朝鲜半岛的构造延伸示意图

1、碰撞阶段（T_{1-2}）：扬子板块向中朝(华北)板块俯冲，并大致沿沃川带发生碰撞，陆内俯冲开始，（超）高压变质岩形成，榴辉岩变质年龄在~230Ma 左右。沃川带中 220~260Ma 的年龄记录，反映其碰撞时间可能略早于大别山地区（220~240Ma）。

2、造山作用阶段（T_3-J_3）：碰撞造山作用持续进行，陆内俯冲，华北板块仰冲于扬子板块之上，逆冲剪切带和平行于造山带的走滑剪切带形成（如沃川构造带、临津江构造带、湖南走滑剪切带等），（超）高压变质岩折返等。形成了沃川构造带和湖南剪切带中普遍存在的 142~194Ma 变形年龄。

3、造山后伸展阶段（K_{1-2}）：随着造山作用后期的底侵、拆沉、去根等作用，造山带由挤压状态进入伸展状态。随着晚中生代岩浆侵入，“京畿地块”发生热隆，同时向南东、北西方向拆离，在此过程中，上覆的华北陆壳可能部分向南东方向拆离，以构造岩片方式覆于岭南地块（扬子）之上；同时造山带中下伏的扬子陆壳不断隆升，随着构造拆离作用的发展而

出露，使得“京畿地块”既有扬子性质又有华北性质。

以上关于“京畿地块”和岭南地块演化的推测，仍有待于探究和检验。而临津江带的缺乏地球化学年代学数据，未能与北大别造山带建立完整的对比讨论，这方面的疑问仍有待进一步的研究。此外，如果在“京畿地块”和岭南地块造山后期发生了大规模地伸展拆离，那么湖南剪切带在这次伸展作用中扮演了重要的角色，因此，对湖南剪切带的构造几何学、运动学、年代学等进行深入研究很有必要。此外，对原“京畿地块”中的一些难以解释的块体，包括一些沉积体系，也应进行仔细地构造解析，看它们是原地系统还是外来系统，这对认识该造山带十分关键。

主要参考文献

Chang Whan Oh,2004.Tectono-meamorphic evolution of the Okcheon Metamorphic Belt, South Korea: Tectonic implications in East Asia. The Island Arc. Vol 13: 387-402

D C1uz,丁宇等. 1993. 南朝鲜沃川带的地球动力学. 海洋地质译丛. No.4: 17-25

Jin-H Ree,叶玫等. 1997. 中国碰撞带可能东延至南朝鲜临津江带. 地质科学译丛. Vol.14 No.3: 15-18

S.K. Chough, S.-T. Kwon, J.-H. Ree, D.K, Choi. 2000. Tectonic and sedimentary evolution of the Korean peninsula: a review and new view. Earth-Science Reviews. Vol 52: 175–235

Yin, A., Nie, S., 1993. An indentation model for the north and south China collision and development of the Tan-Lu and Honam fault systems, Eastern Asia. Tectonics 12, 810–813

蔡乾忠, 1995. 中国东部与朝鲜大地构造单元对应划分. 海洋地质与第四纪地质. Vo1．15,No.1: 7-24

侯泉林 刘庆 李俊 张宏远，2006，大别山晚中生代剪切带特征及年代学制约.地质科学.Vol.42,No.3,(待刊)

刘文灿 王果胜, 1999. 北淮阳地区中生代逆冲推覆构造. 现代地质. Vol.13, No.2: 143-149

陶宝国, 1996. 南黄海周缘地区的地质构造联系. 海洋地质译丛. No.4:1-14

徐嘉炜,朱光,1995. 中国东部郯庐断裂带构造模式讨论. 华北地质矿产杂志. Vol.10, No.2: 121-134.

西秦岭天水－武山断裂带关子镇变玄武岩和变中－基性岩浆岩及武山蛇绿岩中辉长岩的地球化学和锆石SHRIMP U-Pb年龄

李王晔[1]，李曙光[1*]，裴先治[2]，张国伟[3]

（1. 中国科学院壳－幔物质与环境重点实验室，中国科学技术大学地球与空间科学学院，合肥 230026；2. 长安大学地球科学与国土资源学院，西安 710054；3. 西北大学地质学系，西安 710069．*通讯作者，E-mail: lsg@ustc.edu.cn）

东秦岭“商－丹”断裂带是华北板块和扬子板块之间最主要的构造缝合带，沿该带发育有早－中寒武纪富水中基性侵入杂岩（陈志宏等，2004；苏犁等，2004）和晚奥陶－早泥盆纪丹凤古岛弧火山岩系（孙勇等，1988；李曙光等，1989，1993），该断裂带如何向西延伸是探讨西秦岭构造演化的关键问题。本文精确测定了西秦岭地区沿天水－武山断裂带出露的蛇绿岩和古岛弧岩浆岩的年龄及其地球化学性质并与邻区相关岩石进行年代学对比，为研究华北陆块南缘早古生代活动陆缘的演化历史提供重要的年代学制约。

1. 关子镇变玄武岩和变中－基性岩浆岩的地球化学和锆石年龄

关子镇位于天水以西 35Km,天水－武山断裂东端。前人已在该地区识别出一套不完整的蛇绿岩组合并认为其形成于洋中脊环境(裴先治等，2004)，对蛇绿岩北侧断续分布的中－基性岩浆岩，认为其形成于岛弧环境并获得了 TIMS 法锆石 U-Pb 年龄 507.5±3.0 Ma（裴先治等，2005）。但文献报导的三件中－基性岩浆岩样品存在主、微量元素的脱耦关系，因此它们产出的古构造环境仍不明确；报导流水沟口变辉长岩的 TIMS 法锆石 U-Pb 年龄值（507.5±3.0 Ma）时还获得了位于谐和线附近的两个测点,其 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄加权平均值为 522±1.8 Ma，可见已获得的年龄数据无法准确限定岩浆事件的年代。

本文选取了关子镇三件变玄武岩样品和五件变中－基性岩浆岩样品进行地球化学分析,结果表明：三件变玄武岩样品均显示 MORB 的地球化学特征表明它们形成于洋中脊环境，这与前人提出的“关子镇蛇绿岩是洋脊型蛇绿岩残片”的认识一致(裴先治等，2004)。关子镇变中－基性岩浆岩样品可大致分为两类:类型Ⅰ（前人两件样品和 GZ-11）均是辉长岩，显示轻稀土显著富集（La/Yb）$_N$＞2、具有显著的 Nb 负异常（La/Nb）$_N$＞2.4,这些特征与岛弧火山岩相似；类型Ⅱ（前人一件样品和 GZ-10、GZ-17、GZ-18 及 GZ-19）包括辉长岩和斜长花岗岩，其中大洋型斜长花岗岩是本工作首次鉴别，它具有不含辉石、钾长石，低 K_2O,富 Na_2O，低ΣREE 含量特征。类型Ⅱ地球化学特征与上述洋脊型变玄武岩样品相似，显示轻稀土亏损或略富集（La/Yb）$_N$＜1.4、无显著 Nb 负异常（La/Nb）$_N$＜1.5。在判别生成构造环境的 La/Nb－La 图解中,辉长岩 GZ-11 明显落在 IAB 区域内, 其余样品则落在 MORB 区域内或与变玄武岩一同落在 MORB 与 IAB 的重叠区域内或附近。因此，关子镇地区并存有

古洋壳残片和古岛弧，而且分别代表古洋盆和古岛弧的中－基性岩浆岩在空间分布上不具有明显的规律性。

为确定关子镇古洋盆和古岛弧的发育时代,选取三件中－基性岩浆岩样品进行锆石SHRIMP U－Pb定年，获得年龄结果为：古洋壳成因的流水沟辉长岩（GZ-18）形成年龄534±9 Ma; 关子沟口斜长花岗岩（GZ-10）形成年龄517±8 Ma及古岛弧成因的海子下辉长岩（GZ-11）形成年龄489±10Ma。

2. 武山蛇绿岩中辉长岩的地球化学和锆石年龄

前人指出武山西北鸳鸯镇－桦林沟一带出露的蛇纹岩、辉长岩是蛇绿混杂岩组合（杨军录等，2001）。对鸳鸯镇辉长岩和桦林沟辉长岩样品进行地球化学分析发现它们一致表现出轻稀土显著富集的“右倾型”和高场强元素（Nb和Ti）的显著负异常，这表明它们形成于古岛弧环境。

为确定古岛弧发育时代，对它们进行锆石SHRIMP U－Pb定年，获得年龄结果为鸳鸯镇辉长岩形成年龄457±3 Ma，桦林沟辉长岩形成年龄为440±5 Ma。

3. 讨论和结论

本文对关子镇地区出露的变玄武岩和变中－基性岩浆岩的痕量元素地球化学研究表明该区变中－基性岩浆岩的生成环境包含了古洋壳残片和古岛弧两种类型。与古洋壳残片有关的一个辉长岩和一个斜长花岗岩样品分别获得了锆石SHRIMP U-Pb年龄534±9 Ma和517±8 Ma，证明关子镇蛇绿岩为早－中寒武纪古洋壳残片；与古岛弧有关的一个辉长岩样品获得了锆石SHRIMP U-Pb年龄489±10Ma，证明该洋盆的洋壳在晚寒武－早奥陶纪已开始消减。上述年龄分别与东秦岭沿商－丹断裂带出露的富水杂岩中角闪黑云二长岩（单颗粒锆石U-Pb年龄514.3±1.3 Ma，陈志宏等，2004）及变辉长岩的（锆石SHRIMP U-Pb年龄490±10 Ma，苏犁等，2004）年龄一致。

武山地区出露的蛇绿岩组合中辉长岩的痕量元素地球化学研究表明它们形成于古岛弧环境，对两个辉长岩样品获得了锆石SHRIMP U-Pb年龄457±3 Ma和440±5 Ma，与丹凤古岛弧火山岩系中变玄武岩Rb－Sr等时线年龄447.8±41.8Ma（孙勇等，1988）基本一致。

此外在天水－武山断裂南侧广泛发育的泥盆系复理石建造（舒家坝群和大草滩群）也与商－丹断裂带地质特征（刘岭群）一致，因此，东秦岭商－丹断裂带西延与西秦岭的天水－武山断裂带相连,它们同为华北陆块南缘早古生代长期演化的活动陆缘。发育于洋中脊环境的关子镇蛇绿岩的定年结果表明华北陆块南缘的古秦岭洋盆形成于早－中寒武纪，该古洋盆的初始消减时代可能为晚寒武－早奥陶纪，这种俯冲消减作用可能一直持续到晚奥陶－早泥盆纪。

本项目受国家自然科学基金重点项目(编号: 40234041)和西北大学大陆动力学国家重点实验室开放课题基金的资助.

新疆东天山康古尔塔格蛇绿岩特征及SHRIMP定年研究*

李文铅[1]，李华启[2]，王 冉[1]，王 核[1]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室，
广东 广州 510640;
2. 中国石油天然气股份有限公司规划计划部 北京）

新疆东天山康古尔塔格的大地构造背景、成矿地质背景一直是地质学者们长期探索、而又一直存在争议的地质问题（马瑞士等，1990、1993；芮宗瑶等，2002；冯益民等，2002；郭召杰等，1993；刘德权等，1992、1999；张良臣等，1990；张良臣，1995；Xiao et al, 2004；汤耀庆等，1993；方国庆，1994；刘德权等，2003）。其争议的根本问题在于东天山康古尔塔格地区的基性、超基性岩等是否是蛇绿岩。又因该区特殊的大地构造位置，上述问题的研究不仅有助于解决本区的成矿地质背景，也有助于正确理解中亚造山带东天山地段的构造演化。

康古尔塔格蛇绿岩分布于康古尔塔格大断裂两侧（图略），呈构造岩片分布于石炭系的凝灰质砂岩、凝灰质粉砂岩夹灰岩及安山岩中，其岩石组合为：变质橄榄岩－堆晶橄榄岩－辉长岩－斜长花岗岩－辉绿岩－玄武岩的岩石组合。该套岩石组合为蛇绿岩，其中的蛇纹岩化方辉橄榄岩、蛇纹石化辉石岩、蚀变辉长岩与特罗多斯蛇绿岩中同类型岩石类似。其中蛇纹岩化方辉橄榄岩中含尖晶石，在斜方辉石中见大量被扭裂－拆离的辉石变成的绢石碎片，以及阶步式扭折而未拆离的绢石均显示构造组构，暗示铬尖晶石方辉橄榄岩具地幔岩特征（Colemen，1977）。辉长岩中见斜长石先被帘石化，后来在强烈剪切作用下在黝帘石外缘形成有呈镶边状或放射状的硬绿泥石。

岩石总体低钾。变质橄榄岩 MgO/（MgO+TFeO）为 0.83－0.87，TiO_2（*Wt*%）为 0.02%，与 SSZ 型蛇绿岩的变质橄榄岩一致。含辉斜长岩 MgO/(MgO+FeO*)＝0.81－0.78，石英辉长岩 MgO/(MgO+FeO*)＝0.49－0.36，斜长花岗岩和玄武岩（除贫 K_2O 外）特征与特罗多斯蛇绿岩相同岩性的特征基本一致。玄武岩有两类：一类为 LREE 亏损型，具 N－MORB 特征；另一类为 LREE 弱富集型，具 E-MORB 特征。两类的∑REE 均为球粒陨石标准化值 10 倍左右，两者均具 MORB 特征，说明都源自一个亏损地幔。其 Nb 显小的负异常，环境判别显示该蛇绿岩可能形成于离洋内弧较近的 SSZ 型弧后盆地。放射虫硅质岩的 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$值平均为 0.047，$MnO/TiO_2$ 比值平均为 0.93，Ce 具负异常，Ce/Ce*＝0.548，La_n/Ce_n＝1.661，表明放射虫硅质岩的形成环境与洋中脊有密切关系。

辉长岩的 SHRIMP 锆石 U－Pb 定年（494Ma）表明其形成于晚寒武世。辉长岩、玄武

*基金项目：国家重点基础研究发展规划项目（2001CB409805）资助与中科院创新重要方向性项目(KZCX3-SW-137) 联合资助。

岩斜长花岗岩及角斑岩的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值在 0.512842~0.513328 之间，$\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 +5.7~+10.5，表明康古尔塔格蛇绿岩来自亏损上地幔，在演化过程中没有受到陆壳物质的明显混染。$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值变化于 0.703475~0.704923，与现代典型大洋中脊新鲜玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值变化范围一致，仅最大值大一点，被认为是海水蚀变的结果。上述资料总体表明康古尔塔格地区的从变质橄榄岩至玄武岩的岩石组合确为蛇绿岩，属古生代北天山洋在该区的古洋壳残片。康古尔塔格早古生代蛇绿岩显示为 SSZ 型弧后盆地蛇绿岩，恢复原型盆地可能为（有限）弧后洋盆，为本区早古生代的洋陆演化提供了有力的证据。

主要参考文献：

Xiao Wenjiao, Zhang Lianchang, Qin Kezhang, Sun Shu and Li Jiliang. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of central Asia. American Journal of Science. 304: 370-395.

方国庆. 1994. 东天山古生代板块构造特点及其演化模式．甘肃地质学报. 3(1): 34-40.

冯益民,朱宝清, 杨军录,张开春. 2002. 东天山大地构造及演化－1：50 万东天山大地构造图简要说明. 新疆地质. 20(4): 309-314.

郭召杰, 王超. 1993. 新疆东准噶尔塔克札勒－麦钦乌拉古缝合线的确定．矿物岩石. 13(1): 96-102.

刘德权, 陈毓川, 王登红, 等. 2003. 新疆哈密土屋-延东超大型铜钼矿田成矿有关问题讨论. 矿床地质. 22(4): 234-244.

刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1992. 新疆北部古生代地壳演化及成矿系列. 矿床地质. 11(4): 307-314.

刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 1999. 天山古生代造山带的演化与成矿. 见陈毓川主编《当代矿产资源勘查评价的理论与方法》. 北京. 地震出版社. 549-560.

马瑞士, 叶尚夫, 王赐银, 等. 1993. 东天山构造格架和演化. 南京, 南京大学出版社, 11-114.

马瑞士, 叶尚夫, 王赐银,等. 1990. 东天山造山带构造格架和演化. 新疆地质科学. 第二辑, 北京, 地质出版社, 21-36.

芮宗瑶, 刘玉林, 王龙生, 王义天. 2002. 东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局. 地质学报. 76(1): 83-93．

汤耀庆, 肖序常, 赵民, 等. 1993. 新疆北部大地构造研究的新进展. 新疆地质科学. 第四辑. 北京. 地质出版社.1-12．

张良臣, 刘德权, 唐延龄, 等. 1990 新疆的宝藏. 新疆人民出版社 , 香港文化教育出版社．

张良臣. 1995. 中国新疆板块构造与动力学特征. 新疆第三届天山地质矿产学术讨论会论文选集. 乌鲁木齐. 新疆人民出版社. 1-13.

地球动力学的力学支撑

刘 瑞 珣

(北京大学地球与空间科学学院)

21 世纪的构造地质学进入了以地球动力学为核心的时代。纵观构造地质学的发展历史，力学的引入为自己的发展提供了有力的支撑。将力学引入地质学的过程是随着构造地质学的发展而不断深入的，地球动力学研究的理性基础就是动力学。

百余年前，构造地质学还未完全独立，基于当时的认识，首先引入了流体静力学原理，借以描述地球整体的应力状态。瑞士地质学家海姆设想地球类似由内向外，密度从大到小的物质组成的层状大液滴（Heim, 1878）。这个模型表明，从地表向下，随深度增加温度和压力逐渐增加，给出了地温梯度和地压梯度概念，当时认为重力和热是地球内的主要动力，垂直运动是主导的，这种流体静力学模型长期支撑着曾在地质学界流行的均衡说、膨胀说、收缩说和地槽地台说。地质学家的地质知识与当时掌握的力学知识是相配的。

20 世纪 30~40 年代，弹性力学引入构造地质学，一方面出现了地应力的测量方法，另一方面寻找岩石脆性破裂共轭夹角相对主压应力方向总成锐角的原因，使小构造的定量化研究得以发展。李四光最早引入力学中的摩尔圆和库伦准则，解释了脆性破裂共轭角成锐角的原因（李四光，1945）。原来，物体的脆性破裂条件与预发生破裂面上的正应力和剪应力都有关，这一对共轭面不是最大剪应力作用面，而是剪应力相对大而正应力相对小很多的面。地应力测量也因弹性测量元件的完善而获得大量可信的数据。但大量地应力测量数据却给出超乎意略的结果：地壳中最大主应力不是垂直的，而是水平的（Hast, 1958,1969），垂向压力经常小于水平压力。这一力学现象，为人们很快接受随后形成的板块学说打下了力学基础，板块是大规模水平运动的，自然源自水平力，李四光称此现象为水平应力主导性（李四光，1973）。弹性力学在地质学中的应用很广泛，尤其在工程地质，岩石力学和地震地质中，特别适用小变形和脆性地质过程。对大变形也可用弹性力学试算，可从中获得应力变化趋势的认识，李四光和王仁都用了弹性力学计算构造形迹的应变分布（李四光，1976，王仁等，1979）。吕古贤等还用弹性力学计算过超高压变质矿物的形成深度（吕古贤等，1998），他得出超高压变质矿物为壳内形成的结论，这个结论引起争议，争议的对方在力学上坚持的是静止液体模型，而不是对弹性力学模型作改进，显露出缺乏力学支撑力。

20 世纪 60 年代，发现韧性剪切带等岩石大变形现象，随之形成了有限应变测量技术（Ramsay, 1967）。这个技术的依据是弹性力学中的应变摩尔圆，针对后来发展的有限应变摩尔圆，弹性力学中的应变摩尔圆又称无穷小应变摩尔圆。有限应变摩尔圆可使大变形构造得以定量分析，从而形成了许多种有限应变测量方法。由于“文革”动乱，这些方法在文革结束后才陆续介绍到我国（郑亚东、常志忠，1985，单文琅等，1985，刘瑞珣等，1991）。这使得我国的有限应变测量工作只在少数学术单位开展，在多数地质单位特别是地质队，基本上没有进行。但是，有限应变测量方法却不是力学分析而是几何分析。这些方法只是寻找变形的量化关系，并不涉及产生这些变化的力。

同样在上世纪 60 年代，又一个大的发现是岩石圈在大规模水平运动中其整体是不变形的，现在分割开的大陆岩石圈可以密合为一块原始大陆，从而形成了板块构造理论。板块理论的重要假设就是岩石圈为刚性，而刚性在力学中是对不变形性质的抽象，这与同一时代发现的岩石大变形现象形成观念上的对立，但各自都有立据的事实，所以都得到迅速的发展。板块理论迅速从海洋板块发展到大陆板块，开展了对陆内（板内）活动规律的探索。有限应变测量又从只适应于纯剪切发展为适用于一般剪切（De Paor, 19993）。一般剪切是纯剪切和简单剪切两个端元组分和其之间各共有成分的总称。鉴于简单剪切有旋转成分，De Paor 引入旋量（涡度）概念，并将摩尔圆作图法由直角坐标系改为极坐标系，形成极摩尔圆作图法，从而使大量的一般剪切变形成为可测。从有限应变摩尔圆到极摩尔圆用去近 30 年时间，我国学者没有赶上有限应变测量的高潮时代，却赶上了极摩尔圆的形成和发展阶段。张进江和郑亚东首先介绍极摩圆方法到我国，又改进了该方法，使更多的野外标志可作为测量依据（Zhang & Zheng，1997）。原来可用的标志要求已知有与剪切面垂直的线性标志，现可适用于一切斜交的标志，于是扩展了可测范围。此后刘瑞珣的研究生李海又使得有体积变化的一般剪切变形可以进行极摩尔圆作图（Li, et al. 2000）。这样，针对一般剪切的极摩尔圆的发展，已经有我国学者的参与和贡献。

现在回过头来探讨板块不变形假设与构造大变形现象的矛盾在理论上该如何解释。美国构造地质学会提出 21 世纪加强流变学研究的问题。流变学是力学的分支，按照流变学说法，岩石在瞬时力作用下表现为弹性，发生小变形并可恢复，在持续力作用下哪怕应力很小，也可以产生大变形。在流变力学的支撑下可以解释刚性岩石圈与可变形岩石的统一性质。地球动力学已经进入理论发展时代，地质学的力学支撑也从静力学向运动学和动力学发展，弹性力学依然有用，流变力学更要运用，如果缺少力学的支撑构造地质学的理论是不可能发展的。所以，地球动力学的理论，板块理论和变形构造理论的突破都离不开力学，离不开力学各个分支的引入和运用。在新的学科变革面前，我国学者应在知识结构上作好准备。

主要参考文献：

Hast, H. 1958. The Measurement of rock pressure in mines. Sverigies Geol. 60~68. Undersokning Stockholm.

Hast, H. 1969. The state of stress in the upper part of the Earth crust. Tectonophysics 8:169-211.

Heim. A. 1878. Untersuchungen Uber Der Mechanismus Der Gebirsbildung. Benno Schwabe, Basel.

Li H. Guo Z. Liu R., et al. 2000. Polar Mohr diagram method and its application in calculating the shear displacement of general shear zone with volum loss. Science in China (Series D). 43 (43):151~157.

Ramsay J. 1967. Folding and Fracturing of Rocks. London. 120~170.

Zhang J. and Zheng Y. 1997. Polar Mohr constructions for strain analysis in general shear zone. J Struct Geol. 19 (5): 745~748.

单文琅、宋鸿林、蒋荫昌译，1985，岩石的褶皱作用和断裂作用，原著兰姆赛，北京，地质出版社

李四光，1945，地质力学之基础与方法[M]，重庆：重庆大学出版社，20~23

李四光，1973，地质力学概论，北京，科学出版社，131

刘瑞珣，常志忠，张荣昌译，1991，现代构造地质学方法，第一卷应力和应变，原著兰姆赛，北京，地质出版社

吕古贤、陈晶、李晓波等，1998，构造附加静水压力研究与含柯石英榴辉岩成岩深度测算[J]，科学通报 43（24）2590~2602

王仁，丁中一，殷有泉，1979，固体力学概论[M]，北京，地质出版社，143~224

西秦岭北缘地区早古生代洋壳蛇绿岩和岛弧岩浆岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其构造意义

裴先治[1]，张国伟[2]，丁仨平[1]，刘会彬[1]，李佐臣[1]，刘战庆[1]

（1.长安大学地球科学与国土资源学院，陕西 西安 710054；
2.西北大学大陆动力学国家重点实验室，陕西 西安 710069）

西秦岭北缘地区主要位于甘肃东部天水地区，是中央造山系中段秦岭造山带与祁连造山带的构造衔接部位，具有复杂的物质组成和构造演化过程。前人曾进行了大量的开创性研究工作（宋志高等，1991；张维吉等，1994；张国伟等，2001；冯益民等，2002；裴先治等，2004，2005，2006；陆松年等，2003）。但仍存在许多疑难和有争议的问题，其症结还在于对许多变质地层和岩浆岩的构造属性、形成时代认识有分歧，缺少高质量高精度的地球化学研究和年代学研究。本文针对西秦岭北缘地区早古生代主要岩浆岩最新获得的的同位素定年结果来约束早古生代的构造格局与演化。

1. 地质概况

天水地区沿李子园—关子镇—武山构造带出露有早古生代关子镇蛇绿岩、武山蛇绿岩以及流水沟岛弧型基性—中基性岩浆杂岩、百花岛弧型基性—中基性岩浆杂岩（裴先治等，2004，2005，2006，李王晔等，2005）。

关子镇蛇绿岩在关子镇地区出露较好，以发育大套变质基性火山岩（斜长角闪片岩）为特征。在关子沟东侧的海子下有蛇绿岩较完整剖面出露，从南到北依次出露有斜长角闪片岩（变质基性火山岩）、变中细粒辉长岩、变辉石岩（包括阳起石岩）、蛇纹岩（变质橄榄岩），其间均为断层接触关系，构成不同岩性岩片叠置体，南侧为一大型长英质糜棱岩带，大套变质基性火山岩就出露在该蛇绿岩带的北侧。因此，该蛇绿岩主体由变质基性火山岩（斜长角闪片岩）组成。本文的锆石 U-Pb 年代学研究样品就采自海子下与变辉石岩、蛇纹岩（变质橄榄岩）共生的辉长岩中。对关子镇蛇绿岩中变质玄武岩的地球化学研究表明总体属于 N-MORB 型玄武岩，是洋脊型蛇绿岩的重要组成部分（裴先治等，2004）。

天水百花—利桥地区的百花基性岩浆杂岩体形态为不规则状，受后期新岩体的上侵挤位和吞蚀，形态更为复杂。区域内呈 NW 走向，东北侧与中元古界宽坪岩群黑云母斜长片麻岩和大理岩以及泥盆纪仙坪二长花岗岩体相邻，西北侧与早古生代草滩沟群浅变质岛弧型火山岩—沉积岩系呈侵入接触关系，杂岩体南侧由北向南分布有古元古界秦岭岩群长英质片麻岩和富铝片麻岩及大理岩、关子镇—木其滩蛇绿岩残片（蛇纹岩片、变质基性火山岩）、早古生代李子园群及晚泥盆世大草滩群含砾碎屑岩系，其间均为构造接触关系。百花变质岩浆杂岩体可分出 5 种岩石类型：①变辉石岩：大部分呈大小不等的块体包裹在辉长岩中，变形较弱，主要由角闪石（90%～94%）和斜长石组成，中-中细粒自形-半自形粒状结构，块状—弱片麻状构造，角闪石大部分保留有辉石的短柱状晶形；②变辉长岩—辉长闪长岩：与变

辉石岩共生。岩石发育定向组构，主要由角闪石、斜长石及少量黑云母组成，中粗粒—中细粒半自形粒状结构、变余辉长结构，局部变形弱域角闪石尚保留有辉石假象；③变闪长岩：主要由角闪石（20%～35%）、斜长石（55%～60%）、黑云母（2%～12%）及少量石英组成，半自形中粗粒粒状结构，内部常见有辉长岩包体，形态呈扁豆体、透镜体状，大下不等，并呈定向排列，长轴方向与矿物定向排列方向一致；④石英闪长岩：主要由角闪石（15%～25%）、斜长石（40%～67%）、石英（5%～15%）及少量黑云母、钾长石组成，半自形一他形中细粒—中粗粒粒状结构，内部也常见辉长岩等包体；⑤黑云母斜长花岗岩：中似斑状结构，块状构造—弱片麻状构造，斑晶小于 5%，以板状斜长石为主，少量浑圆状石英；基质主要由斜长石（45%～65%）、石英（20%～35%）、黑云母（5%±）组成。这一系列岩浆岩组合具有岛弧型岩浆活动特点。由于岩石也已经历较强的韧性剪切变形和变质作用改造，普遍发育强烈的定向组构。岩石地球化学研究表明，百花岩浆杂岩中各类基性火成岩是活动陆缘岛弧岩浆活动的产物，揭示出其总体形成于古岛弧构造环境，是相对原始的岛弧环境岩浆分异结晶作用的产物（裴先治等，2005）。

2. LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

2.1. 关子镇蛇绿岩中辉长岩年龄

为了获取蛇绿岩的形成时代，采用 LA-ICP-MS 法对蛇绿岩中辉长岩的岩浆锆石进行了 U-Pb 同位素年龄测试。从样品（HZX03）中选取的锆石为浅黄色—无色透明短柱状、半截锥状、中长柱状晶体，粒度多为 80～180μm 之间。阴极发光图象表现出典型的岩浆韵律环带，属于岩浆结晶产物。共分析测试了 25 个点。锆石的 Th /U 比值介于 0.39～1.12 之间，表明了岩浆成因锆石特征。锆石年龄可以分为三组：第一组年龄只有 4 个测点，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 509～540Ma 之间，加权平均年龄为 521±21Ma，可能是较早的岩浆捕获锆石年龄；第二组有 18 个测点，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{207}Pb/^{235}U$ 谐和性较好，下交点年龄为 491±10Ma（MSWD=2.0），其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 499.7±1.8Ma（MSWD=2.2），代表了蛇绿岩中辉长岩的结晶年龄；第三组只有 3 个测点，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为 461Ma、487Ma 和 488Ma，在谐和图上偏离较大，可能有铅丢失，也可能代表后一期岩浆作用事件。因此，本文将关子镇蛇绿岩中辉长岩的主体结晶时代确定为 499.7±1.8Ma。根据中国区域年代地层（地质年代）表的划分方案，其形成时代为晚寒武世（全国地层委员会，2002）。

2.2. 百花岛弧型基性岩浆杂岩体年龄

从辉长岩样品（BH01）中选取的锆石为浅黄色—无色透明短柱状、半截锥状、中长柱状晶体，粒度多为 80～200μm 之间。阴极发光图象表现出典型的岩浆韵律环带，属于岩浆结晶产物。共分析测试了 25 个点。锆石的 Th /U 比值介于 0.32～0.79 之间，表明了岩浆成因锆石的特征。可以分为三组年龄：第一组年龄只有 2 个测点，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 490±35Ma，可能是岩浆捕获锆石年龄，而且很可能是捕获的俯冲洋壳的年龄，因为其时代与关子镇蛇绿岩中变辉长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 499.7±1.8Ma 非常接近；第二组有 14 个测点，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{207}Pb/^{235}U$ 谐和性较好，下交点年龄为 460±2.5Ma（MSWD=2.0），其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 459.7±2.4Ma（MSWD=4.3），代表了百花岩

浆杂岩体中的基性岩浆岩的结晶年龄；第三组有 9 个测点，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{207}Pb/^{235}U$ 谐和性也较好，下交点年龄为 431.1±4.4Ma（MSWD=4.1），其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 432.7±3Ma（MSWD=3.5），可能代表后一期岩浆作用事件，与区域上该杂岩体中的中性—中酸性岩浆岩的侵入时代一致。因此，本文将百花岩浆杂岩体的主体结晶时代确定为 459.7±2.4Ma，其形成时代为中奥陶世。

3. 构造意义

天水地区关子镇蛇绿岩主要分布在天水市以西的关子镇—武家河地区、天水市东南的李子园—木其滩—夏家坪一带。蛇绿岩主要由具有 N-MORB 特征的变质玄武岩以及呈构造块体产出的蛇纹岩、变辉石岩、变辉长岩等组成，蛇绿岩中变辉长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 499.7±1.8Ma（MSWD=1.8），表明蛇绿岩的形成时代主要为晚寒武世（—早奥陶世）。同时，该蛇绿岩带西延至武山北—鸳鸯镇—桦林沟一线，那里同样发育有变质玄武岩以及蛇纹岩（变质橄榄岩）和变辉石岩、变辉长岩组合。李王晔等（2005）获得其中鸳鸯镇和桦林沟辉长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别为 457±3Ma（MSWD=2.0）和 440±5Ma（MSWD=2.2），代表了奥陶纪的岛弧型蛇绿岩，其形成时代与本文给出的百花岛弧型基性岩浆杂岩的形成时代基本一致。

在关子镇蛇绿岩带北侧，则发育有百花岛弧型基性岩浆杂岩和关子镇流水沟岛弧型基性—中基性岩浆杂岩，百花基性岩浆杂岩中变辉长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 459.7±2.4Ma，表明其形成时代主体为中奥陶世。此外，在蛇绿构造混杂岩带中还存在早古生代李子园群（狭义）岛弧—弧前盆地沉积—火山岩组合以及天水利桥地区奥陶纪草滩沟群岛弧型钙碱性中酸性火山岩—沉积岩组合。这就意味着，在天水地区的西秦岭北带，存在一个由关子镇蛇绿岩为代表的晚寒武世古洋盆和以关子镇流水沟岛弧型中基性岩浆杂岩、百花岛弧型基性—中酸性岩浆杂岩以及奥陶纪草滩沟群岛弧型中酸性火山岩—沉积岩组合为代表的奥陶纪古火山—岩浆岛弧带构成的活动陆缘构造格局，这将为重建早古生代期间西秦岭北部造山带的古洋陆构造格局和俯冲碰撞造山过程以及确定秦岭与祁连造山带早古生代期间的构造交接关系等提供了非常重要的地质依据。

本文为国家自然科学基金项目（批准号：40234041、40572121）和教育部科学技术研究重点项目（批准号：104175）资助成果。

主要参考文献：

冯益民，曹宣铎，张二朋，等. 2002. 西秦岭造山带结构造山过程及动力学. 西安：西安地图出版社

李王晔，李曙光. 2005. 西秦岭和东昆仑早古生代岩浆事件的锆石SHRIMP U-Pb定年. 2005年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要，398-399

陆松年，李怀坤，陈志宏，等. 2003. 秦岭中—新元古代地质演化及对RODINIA超级大陆事件的响应. 北京：地质出版社，1-194

裴先治，李佐臣，丁仨平，等. 2005. 西秦岭天水地区岛弧型基性岩浆杂岩的地球化学特征及形成时代. 中国地质，32（4）：529-540.

裴先治，丁仨平，胡波，等. 2004. 西秦岭天水地区关子镇蛇绿岩的厘定及其地质意义. 地质通报，23（12）：1202-1208

裴先治，李勇，陆松年，等. 2005. 西秦岭天水地区关子镇中基性岩浆杂岩体锆石U-Pb年龄及其地质意义.地质通报，24（1）：23-29

西藏阿里札达盆地地质构造的基本特征及其演化*

邵兆刚[1]，朱大岗[1]，孟宪刚[1]，杨朝斌[2]，韩建恩[1]，

余 佳[1]，孟庆伟[1]，吕荣平[2]

（1.中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081;
2.西藏自治区国土资源厅，拉萨，850000）

札达盆地地处青藏高原的西南部构造结点之中，大地构造位置十重要。前人对青藏高原札达盆地上新世河湖相地层的研究，始于 20 世纪 70 年代，先后有中科院青藏高原综考队、地质部高原地调队、西藏地矿局、中国地质大学等单位的专家和学者[1-2]，在该区开展了调查研究，他们发现札达盆地是青藏高原上新世地层分布最广的地区之一，在这套地层中含有丰富的哺乳动物化石如三趾马、小古长颈鹿及腹足类、介形类化石和大量孢子花粉等，并进行了古地磁采样测试，建立了托林组（当时称札达组）、香孜组及象泉河阶地堆积物的极性柱和极性年表[7]。但是，有关札达盆地地质构造的基本特征与构造演化的研究尚未开展。

1. 札达盆地在喜马拉雅板块构造格局中的位置

1.1. 早阶段构造组合

该组合与印度-欧亚板块俯冲碰撞有关。始于晚白垩世，结束于渐新世初，即喜马拉雅运动第Ⅰ幕。伴随板块的聚合作用，由南到北形成特提斯喜马拉雅褶冲带—雅鲁藏布江缝合带-冈底斯陆缘岩浆孤。雅鲁藏布江缝合带由札达韧性剪切缝合带和达机翁韧性剪切缝合带（阿伊拉日居动力变质带）及其伴随的蛇绿岩带组成。

1.2. 晚阶段构造组合

该组合与两大板块碰合后的陆内汇聚作用有关，始于中新世至今，相当于喜马拉雅运动第Ⅱ幕、第Ⅲ幕。该组合主要表现为基底断块运动，形成一系列韧性—韧脆性断裂和夹于其间的断块。由南到北有前缘逆冲断层（MFT）、主边界断层（MBT）—低喜马拉雅断块—主中央断层（MCT）—高喜马拉雅结晶岩块—北喜马拉雅正断层组—北喜马拉雅断块—达机翁断层—冈底斯断块。

1.3. 札达盆地构造位置

从札达盆地所处构造部位看，它叠置于早阶段的雅鲁藏布江缝合带与喜马拉雅褶冲带交接部位，压盖在札达断裂带之上，而位于晚阶段的北喜马拉雅断块之中，处于西瓦利克陆内 A 型俯冲带后缘。沉积记录显示，伴随陆内俯冲形成的西瓦利克群上亚群（N_2Q_2）与札达

基金项目：国家自然科学基金项目（批准号：40572134）中国地质调查局项目“青藏高原第三纪重点古湖泊环境演变序列”（任务书编号：科[2005]005—02；工作项目编码：1212010511902）资助。

盆地原札达群（N_2Q_1）大体等时，反映盆地形成与陆内汇聚有成因联系，是一喜马拉雅断块造山带后陆盆地。

2. 札达盆地地质构造特征

2.1. 札达盆地基底构造

札达盆地基底由二套不同世代的构造带叠置组成。盆地压盖在早世代陆-陆碰撞系统中的特提斯喜马拉雅褶冲带与雅鲁藏布江缝合带接合部位上，而这两个构造单元在晚世代陆内碰撞时期已合拼组成统一的北喜马拉雅断块。

因此，确切地说，札达盆地基底构造应是晚新生代以来形成的北喜马拉雅断块构造。此阶段，界于早新生代褶冲带和缝合带间的札达断裂活动性不大，对盆地沉积的控制作用不甚明显，也没有穿切上新世地层。

2.2. 盆缘断裂构造

呈北西向展布的札达盆地明显夹持于两个同向的盆缘断裂之中，其一为北东侧的南倾达机翁逆断层组，其二为南西侧的北倾北喜马拉雅正断层组。前者为区域上大反向逆冲断裂系[3]的西延。该断裂系在藏南 19～10Ma 期间[4]和在冈仁波齐峰地区 13～10Ma 期间是活动的，后者系区域上藏南拆离系的西延，其形成时间有多种认识。

2.3. 盆内构造

笔者在野外调查期间，通过大量路线观察和剖面实测工作，首次查明上新统（N_2）与早更新统（Qp^1）为角度不整合接触，同时，首次发现原札达组（N_2^1）内部存在一明显的平行不整合，并将其分别命名为古格运动和象泉运动[5]。进而对这套有争议的河湖相地层提出了一个新的划分方案，为研究晚新生代喜马拉雅构造运动提供了新资料。

3. 札达盆地构造成因探讨

3.1. 盆地类型

作者根据札达盆地的地质构造特征和区域构造演化历史，认为该盆地是一“翘板式”箕状断陷盆地，主要依据是：

①盆地沉积南厚北薄，中心偏南侧，反映沉积基底的升降是在垂直盆地方向变化的；

②二条控盆断裂的运动方式为-正-逆，而不是双正（断陷）、双逆（压陷）、单正（单断陷）或走滑（拉分），反映盆地起源于基底断块的翘板式运动。

③从区域构造演化看，上新世（5.3Ma）喜马拉雅以及整个青藏高原进入一个整体快速隆升阶段，处于构造挤压环境[6]。做为晚世代的喜马拉雅断块系统可能通过二种方式适应来自印度地块的陆内挤压缩短，其一是地壳逆冲叠复，如主边界断层（MBT）的推覆，其二是断块掀斜翘起，如札达盆地基底的北喜马拉雅断块的翘板式变动。

3.2. 盆地的形成过程

①盆地奠基阶段：白垩世晚期（约 70Ma），印度板块-欧亚板块发生陆-陆碰撞，冈底斯褶皱隆起成陆，50～32Ma 特提斯喜马拉雅结束海浸，并发生逆冲褶皱，西喜马拉雅地区形成北高南低的阶梯状地貌景观，喜马拉雅山尚未形成。

②盆地形成阶段：中新世，印度板块继续向北推挤，高原发生陆内碰撞，首先形成分隔高低喜马拉雅的主中央逆冲断层（MCT），主要活动期 22～11Ma，高喜马拉雅结晶岩带开始抬升；11Ma 后，分隔低喜马拉雅与前陆盆地的主边界逆冲断层（MBT）开始活动，高、低喜马拉雅进一步抬升；5.4Ma 前，主边界逆冲断层（MBT）、藏南拆离系（STDS）和大反向逆冲断层（GCT）同时强烈活动，喜马拉雅山崛起，夹于藏南拆离系（STDS）与大反向逆冲断层（GCT）之间的北喜马拉雅断块发生南降北升翘板式掀斜，札达盆地开始发育（图 1）。盆地经过 5.4～1.3Ma 断陷演化，于 1.3Ma 后，随着青藏高原构造整体抬升而封闭，从此转为侵蚀、河谷阶地形成，以及新构造、活动构造发育阶段。

4. 结论与讨论

（1）札达盆地地处西喜马拉雅地区西端，主体构造线为北西-南东向，形成于印度-欧亚板块晚白垩世以来的俯冲碰撞-陆内汇聚过程。同时，北西-南东向构造形迹可分出早、晚二个阶段构造组合，彼此交接复合，形成颇为复杂的构造格局，从而构成了札达盆地的基本构造格架。

（2）札达盆地的构造主要由基底构造、盆缘构造和盆内构造组成。盆缘断裂构造由藏南拆离带（STDS）、大反向逆冲断裂系（GCT）组成；盆内构造由香孜组（Qp^1x）与古格组（N_2^2g）角度不整合、古格组（N_2^2g）与托林组（N_2^1t）平行不整合和上新统地层的宽缓褶皱组成。

（3）喜马拉雅“翘板式”断块运动模式的建立，给出了札达盆地乃至整个藏南谷地的一种形成机制。对藏南拆离带（STDS）和雅鲁藏布江缝合带中晚期大反向逆冲断裂系（GCT）的成因，提出了一种解释，指出了喜马拉雅地块在陆内汇聚挤压构造环境中进行自组织调整的方式。

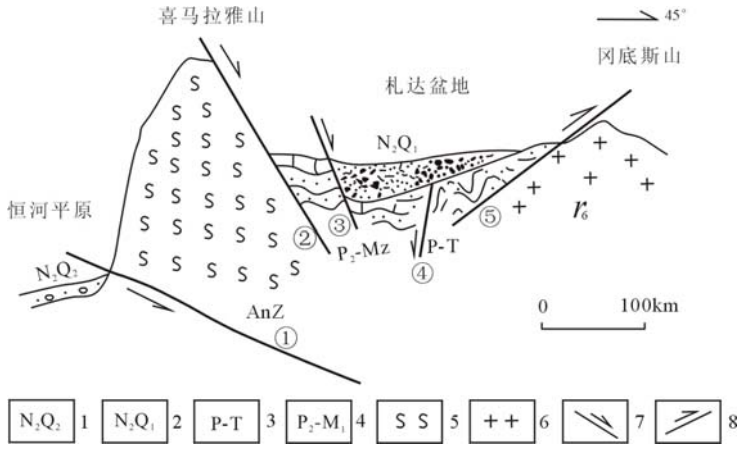


图 1　恒河平原—冈底斯山构造剖面示意图

Fig 1. General sketch of structure section in Henghe plain-Gangdisi Mountain

1-上新统-中更新统西瓦利克上亚群；2-上新统-早更新统（札达群）；3-二叠-三叠系；4-古生界-中生界；

5-前震旦系；6-喜山期花岗岩；7-正断层；8-逆断层；①主边界俯冲带（MBT）；

②北喜马拉雅正断层带；③波林断裂；④札达断裂；⑤达机翁断裂

①主边界断层（MBT）；②北喜马拉雅断层；③波林断层；④札达断层；⑤达机翁断层

综上新述，通过札达盆地地质构造的调查与地质构造基本特征及其演化过程的初步确立，为研究青藏高原晚喜马拉雅运动及新近纪到第四纪时的构造隆升过程、方式等提供了实际资料和重要依据，也为研究该区新近纪以来湖泊与河流演化、气候变化、古地理变迁和环境演化，以及青藏高原和全球新近系上新统与第四系下更新统地层的详细划分与对比，提供了新资料和重要的依据。

主要参考文献：

BURBANK D .W. Derry L. A. Lanord C. F. 1993. Reduced Himalaya sediment production 8Myr ago despite an intensified monsoon[J]. Nature, 364 : 48～50.

YIN A, Harrison T. M, Murphy M. A, *et al*.,. 1999. Tertiary deformation history of Southeastern and south western Tibet during the Indo Asian Collision[J]. Geol. Soc.Am.Bulletin, 111 : 1644～1664.

潘桂棠等，2004，青藏高原及邻区地质图说明书[M]。成都：成都地图出版社。

钱方，1999，青藏高原晚新生代磁性地层研究[J]。地质力学学报， 5（4）：22～34。

中国科学院青藏高原综合科学考察队（李炳元、王富葆、张青松等）.1983.西藏第四纪地质[M].北京：科学出版社: 15～40。

朱大岗，孟宪刚，邵兆刚等.2004.西藏阿里札达盆地上新世—早更新世河湖相沉积中两个不整合面的发现及意义[J].地质通报. 23（5～6）：605～608.

班公湖 SSZ 型蛇绿岩年龄对新特提斯洋构造转型时限的制约

史 仁 灯

（中国科学院壳幔物质和环境重点实验室 中国科学技术大学 地球与空间科学学院，合肥，230026；中国地质科学院地质研究所,北京 100037）

班公湖－怒江缝合带是青藏高原北部一条重要的板块边界[1-4]，其形成时代对探讨青藏高原早期的构造演化具有直接的指示意义。但是关于该缝合带所代表的新特提斯洋形成和关闭时间的认识极不一致：王希斌等根据班公湖蛇绿岩熔岩夹层中放射虫硅质岩的时代认为新特提斯洋形成于中－晚侏罗世[5]，邱瑞照等根据该带中段改则地区舍玛拉沟辉长岩全岩 Sm-Nd 法定年认为该区新特提斯洋于早侏罗世开启[6]，任纪舜等总结最新的 1:25 万区调报告研究成果认为班公湖-怒江缝合带与藏南雅鲁藏布江缝合带代表的均为形成于晚二叠世-早三叠世的新特提斯洋[4]。郭铁鹰等根据不整合于蛇绿岩上的上侏罗统认为班公湖地区新特提斯洋于早白垩世关闭，而在怒江上游可见中侏罗统不整合于蛇绿岩之上[7]，意指新特提斯洋在该区关闭时间早于班公湖地区。存在上述不同认识的原因之一，可能是与该带蛇绿岩的成因类型研究程度不够深入有关，例如夹有放射虫硅质岩的熔岩和用于定年的辉长岩形成构造背景不清楚，所以放射虫和辉长岩年龄代表的是 MOR 型蛇绿岩还是 SSZ 型蛇绿岩形成的时代尚存疑义，因而是代表新特提斯洋开启还是由扩张转为俯冲消减的时间？不清楚。可见对班公湖－怒江新特提斯洋何时开启以及由扩张转为俯冲消减的时限研究均比较薄弱，从而也限制了班公湖－怒江新特提斯构造演化的深入探讨。

班公湖蛇绿岩是班公湖－怒江缝合带的重要组成部分，其中发育一套 SSZ 型蛇绿岩，主要由高 $Cr^{\#}$尖晶石相方辉橄榄岩、具有岛弧性质的辉长岩以及与日本海类似的辉绿岩脉和枕状熔岩组成（图 1 和 2），代表威尔逊旋回末期阶段的产物[8,9]。辉长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 162.5±8.6Ma 至 177.1±1.4Ma，加权平均年龄为 167.0±1.4Ma(n＝12，MSWD=1.2)，代表新特提斯洋在该区俯冲消减的时限，指示班公湖－怒江新特提斯洋至少从中侏罗世开始由扩张转换为俯冲消减。辉绿岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄约为 141 Ma（只有 1 颗锆石，其它在制靶过程中丢失），产于枕状熔岩三角孔隙中硅质岩的放射虫时代为 J_3^{3-3},与锆石 U-Pb 年龄较为一致，指示班公湖地区至少在晚侏罗世晚期开始由俯冲消减转化为弧后扩张。

班公湖地区的新特提斯洋至少从中侏罗世开始由扩张转换为俯冲消减，从晚侏罗世晚期开始由俯冲消减转化为弧后扩张。具有岛弧性质的辉长岩和具有弧后盆地地球化学特点辉绿岩、枕状熔岩分布特点指示俯冲极性为由南向北。

致谢：本文得到国土资源部国际合作和科技司十五重点项目(批准号：20010101)和国家自然科学基金项目(批准号：40572036；40610104005)资助，一起参加野外工作的有中国地质科学院地质研究所许志琴院士、杨经绥研究员和戚学祥博士，在此一并表示感谢。

主要参考文献：

Girardeau J., et al., 1984. Nature，307:27-31.

常承法, 郑锡阔.1973.地质科学, (2): 1−12.

郭铁鹰, 梁定益, 张宜智, 等. 1991. 西藏阿里地质. 北京: 地质出版社.

潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 等. 2004. 地学前缘, 2004, 11(4): 371−382.

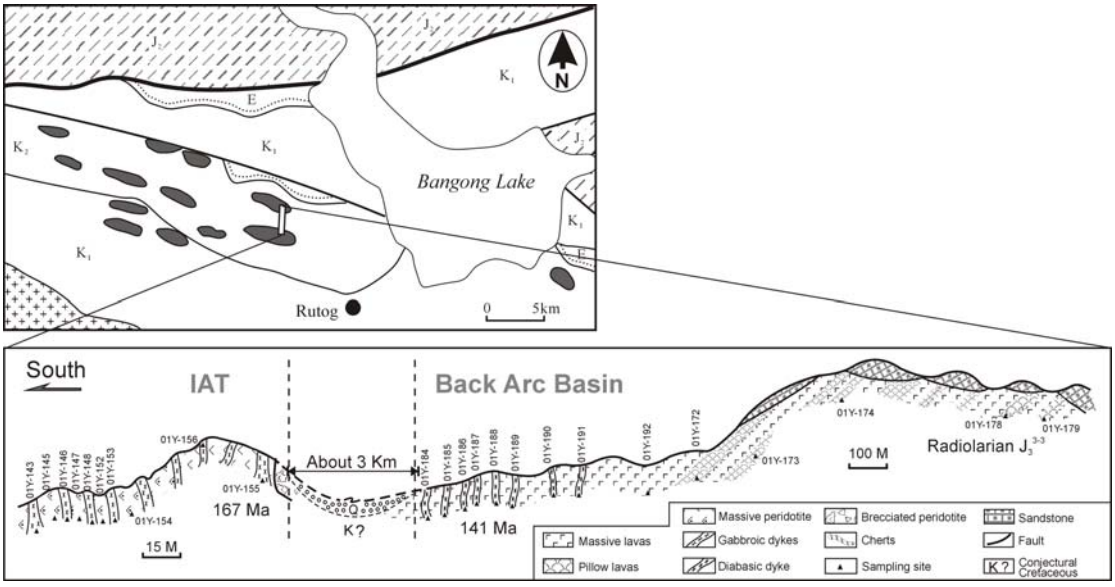
邱瑞照, 周肃, 邓晋福, 等. 2004.中国地质, 2004, 31(3): 262−268.

任纪舜, 肖黎薇. 2004.地质通报, 2004, 23(1): 1−11.

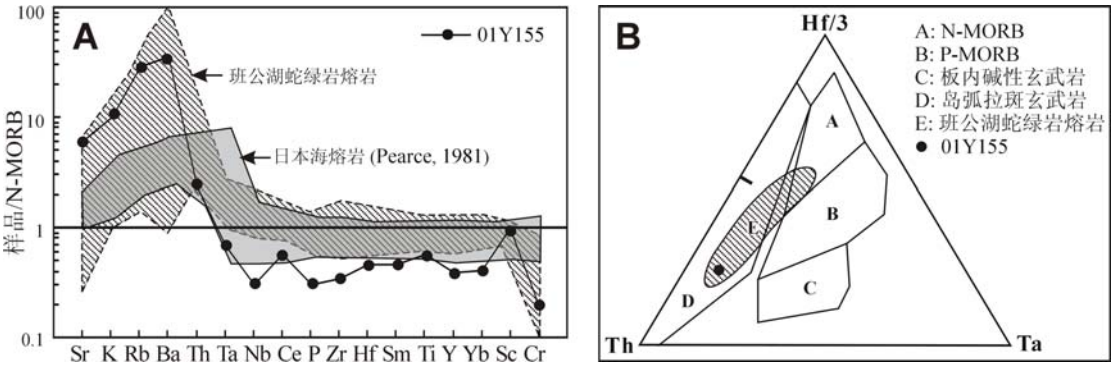
史仁灯, 杨经绥, 许志琴, 等. 2004.科学通报, 49(12): 1179−1184.

史仁灯, 杨经绥, 许志琴, 等. 2005.岩石矿物学杂志, 24(5): 397−408.

王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等. 1987. 喜马拉雅岩石圈构造演化－西藏蛇绿岩(3)－岩石矿物地球化学, 1987, 6: 138−214.



（图 1）



（图 2）

雅鲁藏布江和班公湖－怒江新特提斯洋同时开启的 Re 亏损年龄（T_{RD}）证据

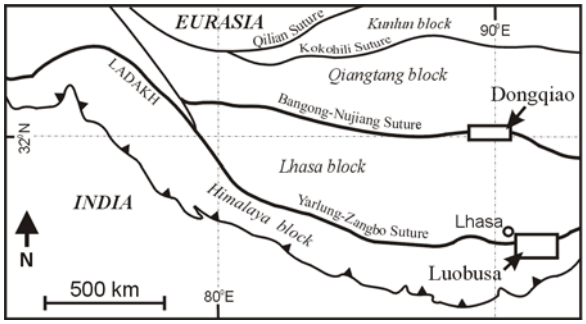
史仁灯[1.2]，支霞臣[1]，O.Alard[3], S.Y.O'Reilly[3], N.J.Pearson[3], W.L.Griffin[3], M.Zhang[3], 陈小明[2]

(1.中国科学院壳幔物质和环境重点实验室 中国科学技术大学 地球与空间科学学院，合肥，230026;
2.南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室，南京，210093;
3.*GEMOC ARC National Key Centre, Department of Earth and Planetary Sciences，Macquarie University，Sydney，NSW 2109，Australia*)

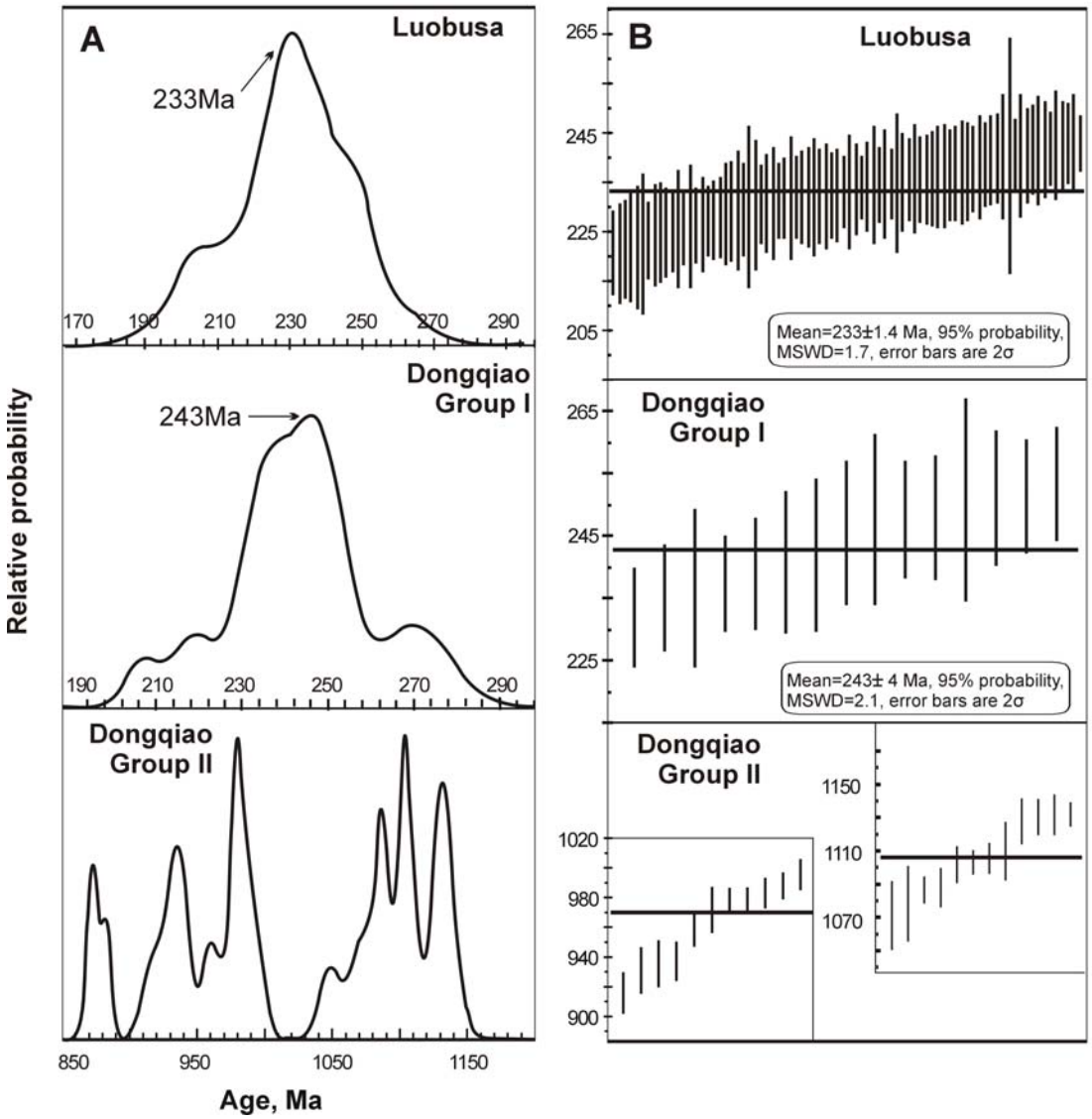
雅鲁藏布江和班公湖－怒江蛇绿岩带是青藏高原重要的两条板块边界，将青藏高原由南至北分为喜马拉雅地块、拉萨地块和羌塘－昆仑地块[1~4]（图1），这两条蛇绿岩带所代表的特提斯洋的开启和关闭时限对探讨青藏高原早期构造演化具有重要的指示意义。一般用蛇绿岩上部壳层（熔体相）辉长岩、辉绿岩和其它熔岩，运用锆石SHRIMP U-Pb法、全岩Sm-Nd或矿物内部等时线法来界定蛇绿岩的形成时代，这些方法测定的是矿物和岩石结晶的年龄，晚于地幔熔融形成岩浆的时间，而铼亏损模式年龄（T_{RD}）反映的是地幔发生部分熔融的最小年龄（残留相）[5]，如果$^{187}Re/^{188}Os$比小于0.08，则T_{RD}无限接近地幔部分熔融时间[6]。

罗布萨和东巧蛇绿岩分别位于雅鲁藏布江和班公湖－怒江蛇绿岩带的东端（图1），发育较好的产于地幔橄榄岩中的豆荚状铬铁矿床。从铬铁矿中分选出的富Os合金的原位（in situ）Re-Os同位素分析表明：$^{187}Re/^{188}Os$远远低于0.001，单颗粒合金的Re-Os同位素组成极为一致（$^{187}Os/^{188}Os$变化为0.1%）。罗布萨铬铁矿中富Os合金的$^{187}Os/^{188}Os$比值变化范围为0.12620±4(1σ)至0.12672±6 (1σ)，平均值为0.12645±2 (1σ)。依据Walker等（2002）推荐的现代地幔Re-Os同位素组成接近顽火辉石陨石值[7,8]，计算Re亏损年龄（T_{RD}）为197−270Ma，平均233Ma(图2)。东巧铬铁矿中富Os合金的$^{187}Os/^{188}Os$分为两组，与铬铁矿全岩Os同位素组成较为相似[9]。第一组$^{187}Os/^{188}Os$ 比值变化范围为0.12616±5至0.12664±3(1σ)，T_{RD}为208−276Ma，平均243Ma；第二组$^{187}Os/^{188}Os$比值为0.12003±5(1σ)至0.12194±3(1σ)，T_{RD}为871−1139 Ma（图2）。因此，（1）推测雅鲁藏布江和班公湖－怒江新特提斯洋在罗布萨和东巧地区近于同时开启扩张，与任纪舜等总结最新区调成果关于新特提斯洋的开启时间较为一致[4]；（2）东巧较老一组的T_{RD}与罗迪尼亚超大陆的形成时间较为一致，验证了冈瓦纳是从罗迪尼亚超大陆上裂解出来的。

致谢：白文吉和方青松研究员提供了铬铁矿中富Os合金样品，他们给予第一作者无私帮助和支持，作者在此致以崇高的敬意和谢意。同时感谢国家自然科学基金委对本工作的资助（编号: 40572036, 40610104005）。


EURASIA
Qilian Suture
Kunlun block
90°E
Kokohili Suture
Qiangtang block
LADAKH
Dongqiao
Bangong-Nujiang Suture
32°N
Lhasa block
INDIA
Himalaya block
Yarlung-Zangbo Suture
Lhasa
N
Luobusa
500 km
80°E

(图 1)


A
Luobusa
233Ma
170
190
210
230
250
270
290
Dongqiao
Group I
243Ma
190
210
230
250
270
290
Dongqiao
Group II
850
950
1050
1150
Age, Ma
Relative probability
B
Luobusa
265
245
225
205
Mean=233±1.4 Ma, 95% probability,
MSWD=1.7, error bars are 2σ
Dongqiao
Group I
265
245
225
Mean=243± 4 Ma, 95% probability,
MSWD=2.1, error bars are 2σ
Dongqiao
Group II
1020
980
940
900
1150
1110
1070

（图 2）

参考文献略

华南前泥盆纪构造演化：从华夏地块到加里东褶皱带

舒 良 树

（南京大学地球科学系，南京 210093）

在全球 Rodinia 超大陆的构造框架中，华夏地块占有突出的地位。然而，华夏地块在国内一直存在不同认识，其核心一是年龄，二是范围。

根据出露在研究区的中-高级变质岩、韧滑流变形迹和近年大批高质量测年数据，本文认为华南曾经存在过一个前成冰纪的古老陆块，由元古代片岩、片麻岩、混合岩等组成，原岩为碎屑岩、火山岩和深成侵入岩，最老年龄达 2Ga,习称华夏地块，但范围比 Grabau 描述的要小。在 8-9 亿年间,伴随古华南洋的闭合，华夏地块与扬子陆块碰撞聚合，成为 Rodinia 超大陆的一部分。聚合不久，受成冰纪 Rodinia 超大陆裂解事件的影响,原华夏地块被肢解成浙东南-闽西北、赣中-赣南和云开大山三个古陆残块，中间是裂谷或海槽。其裂解残块集中分布在绍兴-江山-萍乡断裂和政和-大埔断裂之间的地带内，结束了其完整古陆块的历史。震旦纪-早古生代，这些海槽被进一步扩张变宽，其内被巨厚的碎屑岩（含灰岩）、浊积岩层所充填，厚达 1-2 万米，但缺少同期蛇绿岩和火山岩，暗示拉张强度没有深达上地幔，为一被动陆缘环境。

最新年代学结果表明，原定早古生代的蛇绿岩和火山岩均为前震旦纪的年龄，8-9 亿年居多，原先的早古生代构造格架需要再研究。

到志留纪，华南发生了强烈的构造-热事件，导致震旦纪-早古生代海槽关闭，巨厚沉积物褶皱隆升，在元古代变质基底上形成了加里东期褶皱造山带。其造山的驱动力目前尚不清楚。此期褶皱变形、韧滑流变非常普遍，有推覆与走滑两种，变形峰期在 420-400Ma。同时，还发生了强烈的花岗岩浆活动，岩浆峰期为 430-400Ma，但绝大多数是过铝质的 S 型花岗岩，I 型花岗岩少见。之后，晚泥盆世砂砾岩层呈角度不整合大规模地覆盖在整个华南前泥盆纪岩层之上；至此，研究区和江南等邻区的沉积环境与古地理才得以真正统一。

构造动力作用下岩石中纳米粒子发育的普遍性*

孙 岩[1]，舒良树[1]，陆现彩[1]，刘德良[2]，朱文斌[1]，郭继春[1]

（1.南京大学地球科学系，内生矿床成矿机制国家重点实验室，南京 210093;
2.中国科技大学地球与空间科学系，合肥 230026）

何谓纳米粒子？尤其是所谓的高品质纳米粒子，从固体物理深入到元素化学领域有四层意思：①个体极小(<<100nm)；②大小均一；③功能繁多；④多元物质(Kambe et al.,2001)。鉴于纳米粒子尺度结构嵌入固体内部后，会导致晶体粒子间相互作用，产生高效物理效应和化学行为，形成特殊势能，进而出现高能带和高能带结构。故早在上世纪初，此种现象一经发现就引起自然科学各学科的广为关注。自 1977 年召开的“International Conference on Microcircuit Engineering”年度学术讨论专门增设纳米科学专题。至 1994 年则就改为“International Conference on Micro-and Nano-Engeneering(MNE)”，一直延续至今。地质学最早于 1961 年由 Hemenway 等发现了 nm 级陨石(5-40nm 宇宙尘)，对构造动力作用下岩石中纳米粒子的赋存现象是自上世纪 90 年代之后才逐渐被揭示出来(Chi-yuen Wang et al.,1990；Ge Heping et al.，2004)。这其中涵盖沉积岩、岩浆岩和变质岩各种岩类。

1. 广布三大岩类

1.1. 沉积岩

已通过扫描电镜(LEO-1530VP；HITACH，S-415A；S-3200N)观察到纳米粒子的有：江苏宁镇山脉下寒武统幕府山组(C1m)碳质页岩，上泥盆统五通组(D3w)石英砂岩，下二叠统孤峰组(P2g)硅质页岩，下三叠统下青龙组(T1x)灰岩；湖北京山中奥陶统庙坡组(O2m)碳质页岩；陕西长庆中石炭统本溪组(C2b)黑色泥岩；东海井下二叠系泥岩；四川广安上二叠统龙潭组(P2l)页岩，下三叠统嘉陵江组(T1j)石膏层；山东东营第三系沙河界组(Es)黑色页岩等。

1.2. 岩浆岩

已观察到的纳米粒子有：安徽肥东西山驿晚生代中细粒花岗岩；美国加州 Cajon Pass 地区中生代花岗岩；江西星子燕山期花岗岩(HTHP 实验样品)。

1.3. 变质岩

已观察到的纳米粒子有：安徽肥东西山驿中元古界肥东群(Pt_2f)大理岩，和肥东桥头原岩为中元古界肥东群(Pt_2f)片麻岩的动力变质糜棱岩；日本长野大鹿中生代 Kashio 糜棱岩。

2. 异化纳米粒子

就上述所见三大岩类实例中，最小的纳米粒子仅 3-5nm(美国 Cajon Pass)。变化复杂的

* 国家自然科学基金(批准号：40372092，40572118，40373024，40472074)和油气藏国家重点实验室资助研究。

粒子出现在古老变质岩中(中元古界大理岩，也同蚀变作用有关)。萃出信息较多的是发育于沉积岩中的粒子，成长平稳，演化协调。总体观之，三大岩石中纳米粒子形成演变有一定规律可循，大体可划分为四个阶段：

2.1. 成型阶段

纳米粒子发育成型，圆度球度极佳，一般 40-80nm，形似珍珠，极为别致。通常有一定的分选性，成层展布，或显脊槽。

2.2. 变异阶段

颗粒异化(isomerization)，形体多变，紧密排列，彼此镶嵌。

2.3. 团聚阶段

个体聚集，结成复体，一般 200-400nm 或几μm，层层叠叠，常显优选方位。

2.4. 再生阶段

复体集结，塑性体积流变(plastic volumetric theology) (Aydin et al.,2006)成饼状团块状，并再次新生纳米级粒子。

3. 扭性构造动力

所述三大岩类中的纳米粒子都是剪切滑移作用形成的。包括扭性断层、剪节理、破劈理、流劈理，以至页理、层理，由于褶皱动力作用形成层间滑动所致。特别变质岩中的千枚理、片理、片麻理、叶理、面理、糜棱面理等各种面理、叶理都存在着剪切滑移作用，且构造动力涉及的不只是一个面而是一个剪切带，赋予递变层序(grading stratigraphy)(Nettoff,2002)，影响到三维空间。更值得提的是，不仅岩石颗粒间可产生剪切变形带，颗粒内亦可产生成熟剪切带(mature shear zones)(Vernooij,et al.,2006)。故岩石纳米粒子形成的空间范围就不难想象了。

4. 多重功能作用

构造动力作用下岩石中纳米粒子发育赋存的发现、认知和确定是进一步研究的前提。鉴于纳米粒子结构为高能带、高效带，具多重功能作用，诸如已初步测量到的剪切粒滑减阻作用、油气屏蔽遮挡作用等。诚然，兹为地质学诸学科的微观研讨开辟了一个新的平台。

参考文献略

东天山觉罗塔格构造带石炭纪火山岩研究*

唐红峰[1]，侯广顺[1,2]

（1. 中国科学院地球化学研究所地球深部物质与流体作用地球化学研究室，贵阳 550002；2. 中国科学院研究生院，北京 100049）

觉罗塔格构造带位于阿其克库都克-沙泉子断裂带以北、吐哈盆地以南、西起托克逊、东至甘肃与新疆的交界位置，是我国东天山地区重要的构造-成矿带。近年来，在该构造带内又发现了土屋-延东大型斑岩铜矿，成为东天山地质工作的重大突破（王福同等，2001），受到广泛重视。然而，对于一些重要的基础地质问题，特别是土屋-延东铜矿的成岩成矿时代和整个构造带在石炭纪时的构造背景等存在争议（如肖序常等，1992；马瑞士等，1993；何国琦等，1994；周济元等，1994；2001；芮宗瑶等，2002a；2002b；李锦轶等，2002；秦克章等，2002；刘德权等，2003；Xiao et al., 2004）。我们在科技部 973 项目“中国西部中亚型造山与成矿”的资助下，对该构造带内的石炭纪火山岩进行了岩石学和同位素地球化学研究。重点阐明了土屋-延东斑岩铜矿围岩（企鹅山群）的时代和康古尔深断裂带两侧早石炭世的构造背景，为斑岩铜矿成因的深入研究和矿产勘查奠定基础。

土屋-延东斑岩铜矿的含矿岩石是斜长花岗斑岩和闪长玢岩，这两种岩石的围岩为企鹅山群。该地层主要由中基性熔岩、火山碎屑岩及凝灰质砂岩组成。其中火山岩发育有玄武岩、玄武安山岩和安山岩等。我们对玄武岩进行的辉石、斜长石和全岩的 Sm-Nd 同位素分析，得到 334±36 Ma（MSWD=1.41）的等时线年龄；而对安山岩中锆石的 SHRIMP U-Pb 分析，获得了 336.5±6.6 Ma（n=16, MSWD=0.19）的谐和线年龄。因此，企鹅山群的时代是早石炭世。综合考虑已有土屋-延东铜矿床较可靠的同位素定年结果和本文所获得的新资料，可以认为土屋-延东斑岩铜矿的成岩成矿时代在集中于 320~350 Ma 的时间段，属于早石炭世。

以康古尔断裂带为界，研究区可分成南、北两个部分。企鹅山群分布于康古尔断裂带的北侧，而南侧与企鹅山群对应的早石炭世含火山岩的地层是雅满苏组，它主要由火山岩和火山碎屑岩组成，其中火山岩类型包括玄武岩、安山岩、英安岩、石英角斑岩、流纹岩等。因此，从岩石组合看，企鹅山群和雅满苏组形成于活动的构造背景下，而且与岛弧环境相吻合。系统的元素地球化学研究表明，企鹅山群玄武岩以低钾拉斑系列为主，而雅满苏组玄武岩则主要属于钙碱性系列。两者的微量元素组成既有相同的特征，又有显著差异。相同点是在 N-MORB 归一化的不相容元素蛛网图上均表现出明显的高场强元素的相对亏损，显示出与俯冲带玄武岩一致的特征，而且在相关的构造环境判别图上都落入岛弧玄武岩区。但是，与企鹅山群玄武岩不同的是，雅满苏组玄武岩有明显的 K、Rb 富集、较高的稀土元素含量。而且，Sr-Nd-Pb 同位素组成进一步表明了它们的显著差别。雅满苏组玄武岩有比企鹅山群玄武岩偏高的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值、偏低的$\varepsilon_{Nd}(t)$值、富放射成因铅，显示雅满苏组玄武岩遭受了较为明显的陆壳物质混染。企鹅山群和雅满苏组玄武岩的差异可能反映了两者形成时局部的陆壳基底厚度的不同。

* 国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409805)资助

康古尔深大断裂带是东天山地区重要的地质、地球物理界面，对其是否具有缝合带的性质长期存在争议。最近，李文铅等（2000）报道了康古尔塔格地区蛇绿岩的存在，为康古尔断裂的缝合带性质提供了直接证据。我们的研究表明，该断裂带北、南两侧分别发育的企鹅山群和雅满苏组玄武岩均属于与俯冲带相关的岛弧构造背景下的产物，因此康古尔洋在早石炭世发生双向俯冲作用的构造模式（周济元等，2001）具有合理性。企鹅山群火山岩是北侧俯冲带在大南湖泥盆纪岛弧南侧增生的岛弧产物，而雅满苏组火山岩很可能是通过南侧俯冲带在中天山地块北缘形成的陆缘弧火山岩。由于北、南两侧岛弧火山岩发育的基础不同，从而导致了两者地球化学组成的明显差异。

主要参考文献：

Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, Sun S and Li J L, 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China); implications for the continental growth of Central Asia. American Journal of Science, 304: 370-395.

何国琦, 李茂松, 刘德权, 唐延龄, 周汝洪, 1994. 中国新疆古生代地壳演化与成矿. 新疆人民出版社.

李锦轶, 王克卓, 李文铅, 郭华春, 宋彪, 王瑜, 莫申国, 赵子然, 朱志新, 潘成泽, 2002. 东天山晚古生代以来大地构造与矿产勘查. 新疆地质, 20(4): 295-301.

李文铅, 董富荣, 周汝洪, 2000. 新疆鄯善康古尔塔格蛇绿杂岩的发现及其特征. 新疆地质, 18(2): 121-128.

刘德权, 陈毓川, 王登红, 唐延龄, 周汝洪, 王金良, 李华芹, 陈富文, 2003. 土屋-延东铜钼矿田与成矿有关问题的讨论. 矿床地质, 22(4): 334-344.

马瑞士, 王赐银, 叶尚夫, 1993. 东天山构造格架及地壳演化. 南京大学出版社.

秦克章, 方同辉, 王书来, 朱宝清, 冯益民, 于海峰, 修群业, 2002. 东天山板块构造分区、演化与成矿地质背景研究. 新疆地质, 20(4): 302-307.

芮宗瑶, 刘玉琳, 王龙生, 王义天, 2002b. 新疆东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局. 地质学报, 76(1): 83-94.

芮宗瑶, 王龙生, 王义天, 刘玉琳, 2002a. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论. 矿床地质, 21(1): 16-22.

王福同, 冯京, 胡建卫, 王磊, 姜立丰, 张征, 2001. 新疆土屋大型斑岩铜矿床特征及发现意义. 中国地质, 28(1): 36-39.

肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 朱宝清, 李锦轶, 赵民, 1992. 新疆北部及邻区大地构造. 地质出版社.

周济元, 崔炳芳, 肖惠良, 陈世忠, 朱德茂, 2001. 新疆康古尔-黄山对接碰撞带的存在、成矿模式及成矿预测. 火山地质与矿产, 22(4): 252-263.

周济元, 茅燕石, 黄志勋, 何大伦, 王道永, 肖渊甫, 1994. 东天山古大陆边缘火山地质. 成都科技大学出版社.

藏南特提斯仁布蛇绿岩伴生的洋岛火山岩及动力学意义

王 冉[1]，夏 斌[1]，周国庆[2]，韦栋梁[1]，胡敬仁[3]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所与南海海洋研究所边缘海地质重点实验室， 广东 广州 510640;
2.南京大学地球科学系，江苏 南京 210093;
3. 西藏自治区地质调查院，西藏，拉萨 850000）

1. 地质构造背景

雅鲁藏布缝合带仁布地段遭受了较为严重的构造破坏，被改造为典型的蛇绿混杂带。混杂带北侧与冈底斯火山岩浆弧为邻，南侧与三叠纪复理石沉积，即拉孜及康马构造地层地体相接(西藏地质矿产局，1993；夏斌，1993)，其间混杂的辉绿岩和玄武岩构造岩块野外产状不清，与蛇绿岩相伴产出。蛇绿岩块的规模变化大，面积为 0.002-8Km^2 不等。岩石残片之间多为南北向逆冲推覆断层，遭受构造破坏变形强烈，与西邻大竹卡和日喀则完整的蛇绿岩剖面(王希斌等，1987)有所不同，各构造块体之间详细的时空关系难以判断。

2. 岩石学和地球化学特征

玄武岩由粗、细粒斜长石玄武玢岩和杏仁辉石玄武玢岩组成，斜长石玄武玢岩常见斜长石斑晶，杏仁辉石玄武玢岩中辉石晶屑很粗大。辉绿岩具典型的辉绿结构，块状构造，可见典型的嵌晶含长结构，有的辉石显肯克带（Kink Band），绝大多数为单斜辉石。玄武岩和辉绿岩都常见钛铁矿骸晶，普遍榍石化，榍石亦被切割成骸晶状，偶见残留的黑云母片，部分绿泥石可能由云母变成。电子探针测定长石 Ab 分子多在 98-99 之间，辉石为 Ca-Mg-Fe 辉石组，端元组分为 Wo47En40Fs13，以六个氧原子为基数计算的 Ti4+离子数平均为 0.07，Al3+离子数平均为 0.24，可冠以“钛质”和“铝质”修饰。

辉绿岩和玄武岩 SiO2 偏低，全碱含量高，Ti 和 P 含量也较高，相对贫 Ca，Mg#平均 55，CIPW 标准矿物组合为 Di+Hy+Pl+Ol+Ne+Mt+Il+Ap，与薄片镜下观察一致，说明玄武岩和辉绿岩硅不饱和、高钛磷的特征，属碱性系列；稀土总量高，(La/Yb)N 约为 10 左右，为轻稀土强烈富集的分配型式，无 Eu 异常；大离子亲石元素和高场强元素明显富集，对原始地幔标准化的蛛网图显示随元素不相容性降低，其原始地幔标准化值逐渐降低；辉绿岩和玄武岩具有较高的 87Sr/86Sr 比值(0.704529 ~ 0.706021)，εNd(t)平均为 5.4，显示 DM 向 EMⅡ的演化趋势。

3. 岩石成因探讨

辉绿岩的主元素和相容元素（Cr、Co、Ni 等）较均一，仅显示轻度结晶分异，不活泼

的不相容元素（Th、Ta、Nb、Hf、Zr、Ti、Y 和 REE 等）。所有样品的 Nb/Y 比值均大于 0.67，属碱性系列，与硅-碱图一致。Ti-Zr-Y、Th-Hf/3-Ta、Zr-Nb-Y、MnO-TiO2-P2O5 以及 Ti-V 图解判别图中，投影结果非常一致，并成簇状，均表明分散于仁布蛇绿混杂带中的玄武岩和辉绿岩构造块体全部属于碱性洋岛构造环境。惰性“不相容元素对”Nb-Ta、Zr-Hf、La-Ta、Zr-Nb、Y-Ho 和 Y-Yb 双变量投影可见仁布中生代辉绿岩和玄武岩样品几乎全部排列成直线，线性拟合方程、拟合度 R2 接近于 1，表明这两类玄武质岩石是同源岩浆离开一个公共的母岩浆房之后分异演化而成的，暗示岩浆演化过程中未受到其它组分的干扰。特征微量元素比值及 Sr-Nd 同位素表明样品少有地壳混染，并类似于 Kerguelen 洋岛碱性玄武岩，但不同于产在印度板块北缘的桑秀组玄武岩(其 εNd(t)为-1.71～2.00，朱弟成, 2005)。以上揭示仁布洋岛火山岩具有典型的 OIB 特征。

另一方面，仁布洋岛火山岩具有 EMII 的特征，又不同于 EMI 型的 Kerguenlen 洋岛碱性岩。已有研究认为 Kerguelen 的洋岛玄武岩可能源于亏损的 MORB 源区与强富集地幔的二元混合(Neal, C. R., 2002)。藏南仁布洋岛少有地壳混染，也可能源于富集地幔和亏损地幔的混合，恰好日喀则蛇绿岩带显然不同于印度洋 MORB，该蛇绿岩带的主体大竹卡蛇绿岩形成于弧前环境(XIA Bin, 2003)，源区更加亏损，且遭受了俯冲组分的影响，正好可以解释仁布洋岛与 Kerguelen 碱性洋岛的不同。

4. 构造岩浆动力学意义

仁布蛇绿混杂岩的基质为三叠系复理石沉积，该区发育一系列逆冲推覆断层，蛇绿岩和辉绿岩块体均呈构造透镜体产出，显然是异地推覆而来的构造块体，不同于西邻大竹卡蛇绿岩的原地侵位，但整体属日喀则蛇绿岩带，为晚侏罗至早白垩世的产物。该洋岛型辉绿岩和玄武岩构造块体属古洋盆中洋岛火山作用的典型实例，在西藏高原首次被发现，它可能与印度洋 Kerguelen 和 Ninety East Ridge 热点链具有类似的成因。文献中也曾报道过在巴基斯坦印度河缝合带中发现了白垩纪洋岛型玄武岩，这类洋岛碱性岩代表了特提斯洋内热点的产物，成因上与印度洋 Ninety East Ridge（90ºE）洋岛链可能类似，暗示印度洋可能继承了特提斯洋的物质组成。

中国阿尔泰古生代陆缘岩浆作用及构造演化

王 涛[1]，洪大卫[1]，江博明[2]，童 英[1]，王彦斌[1]，韩宝福[3]

（1. 中国地质科学院地质研究所；2. 台北中央研究院地球科学研究所；
3. 北京大学地球与空间学院）

中亚造山带(即阿尔泰型造山带, Sengor, 1993)是世界上最大的增生造山带和显生宙地壳生长地区，其增生造山机制一直是令人感兴趣的研究课题。很多国外学者都认为，中亚增生造山带是通过连续弧前增生形成的。阿尔泰造山带是中亚造山带其最典型的地区之一，即发育年轻的增生块体，也存在古老的陆块，是研究增生造山和陆壳生长的理想地区之一。本文依据新的花岗岩年代学、地球化学和同位素地球化学资料来探讨古陆缘的构造演化。

该造山带发育众多花岗岩。但由于缺乏可靠的锆石年龄，其时代问题一直没有解决。在新出版的地质图上，绝大部分岩体表示为海西期（晚古生代）, 阿尔泰造山带也一般认为形成于晚古生代。本研究对花岗岩等侵入体系统测定了 30 个锆石年龄，表明侵入岩主体为早、中古生代（加里东期）。这不仅解决了花岗岩的时代问题，而且，确定阿尔泰造山带是加里东造山带，而不是海西期造山带。特别重要的是，对布尔根典型的过碱性花岗岩获得 3 个约 355Ma 的锆石年龄，这是首次在阿尔泰造山带获得该时期的过碱性花岗岩的年龄, 从而限定了古生代造山作用结束的时限。在此研究基础上，通过系统的地球化学和同位素地球化学研究和填图，确定古老地块发育的特征，并确定了花岗岩形成的陆缘环境。据此，提出了阿尔泰造山带古陆缘构造演化模式，即经历了奥陶纪－志留纪陆缘俯冲、泥盆纪陆弧及陆缘边缘裂解、弧后盆地形成、晚泥盆纪最终洋盆闭合、早石炭世完成各个块体首次拼合造山的过程。

一般认为,中亚增生造山带是通过连续增生造山作用形成的。该研究确定了构造岩浆演化旋回, 特别是355Ma的过碱性花岗岩的发现,为该期同造山构造岩浆的结束和另一次构造岩浆旋回的开始提供了关键证据, 表明增生造山带中同样存在构造演化的阶段性。这是对深入认识增生造山作用具有新的启示意义。另外，该研究进一步表明，典型的中亚增生造山带中同样存在活动陆缘裂解再拼合的陆缘演化和造山过程。这对于深入认识增生造山作用提供了一个典型实例，说明中亚增生造山作用不仅具有弧前增生,而且还存在陆缘裂解再拼合作用。无疑将深化增生造山作用的认识。

雅鲁藏布缝合带泽当地区英云闪长岩的成因探讨

——特提斯洋内俯冲的新证据

夏 斌[1]，韦栋梁[1]，王 冉[1]，周国庆[2]

（1. 中国科学院边缘海地质重点实验室，中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640;
2. 南京大学地球科学系，南京 210093）

1. 地质背景

研究区位于西藏南部乃东县泽当镇附近，属雅鲁藏布缝合带东段，主要由一套岛弧岩石组合和蛇绿岩组成。其南侧为晚三叠统类复理石沉积相姐德秀组（T_3j）粉砂质板岩夹细砂岩、灰岩透镜体，代表印度板块北部的被动大陆边缘沉积；北侧隔着雅鲁藏布江断裂还分布着晚侏罗世-早白垩世及晚白垩世的火山沉积建造。泽当蛇绿岩东西向延展约 20 余 km，出露面积达 45km^2，北面与泽当岛弧火成岩组合呈断层接触，出露层序基本完整。泽当岛弧岩石组合以东西向分布在泽当镇周围，长约 12km，面积约为 25km^2，成分较为复杂。本次研究的埃达克质英云闪长岩，以岩株状产出于泽当岛弧火成岩组合中，围岩包括蛇纹石化的二辉橄榄岩、斜长角闪岩及角砾凝灰岩等岩块。

2. 英云闪长岩的地球化学特征

（1）泽当英云闪长岩的稀土配分型式均呈右倾分布，LREE 强烈富集，La/Yb＝11~15，略低于埃达克岩特征值；有微弱的 Eu 正异常，δEu＝+1.1~+1.3。HREE 明显亏损（Y＝9~11 ×10^{-6}，Yb＝1~1.3×10^{-6}），与现代典型埃达克岩相符（Y<18×10^{-6}，Yb<1.9×10^{-6}）。

（2）微量元素蛛网图表现为统一的右倾“尖峰式”分布，与 Costa Rica 和新疆北部埃达克岩非常相似。Th、Sr、P 具有明显的正异常，Nb、Ta、Ti 则表现为负异常。Sr 含量在 810~940×10^{-6} 之间，Sr/Y＝77~106，与埃达克岩的特征值相符(Sr>400×10^{-6}，Sr/Y>20-40)，在 Sr/Y-Y 图和$(La/Yb)_N$-Yb_N 图（图略）中，样品都落入埃达克岩区内。

（3）$^{143}Nd/^{144}Nd$＝0.512896~0.512929，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝+6.7~+7.3，I_{Sr}＝0.70421~0.70488。这些数据表明，泽当英云闪长岩应该来源于亏损较强的地幔或者具有地幔特征的洋壳，而不可能是陆壳来源。

3. 英云闪长岩的成因探讨

近年来的研究表明，埃达克岩主要有三种成因模式：①玄武质岩浆的地壳混染与分离结晶过程（AFC 过程）；②俯冲洋壳的熔融；③底侵玄武岩/拆沉下地壳的熔融。

（1）AFC 成因的埃达克岩要求研究区内有大面积的基性岩浆岩出露，且在 Harker 图解中（图略）表现为分离结晶的演化趋势，这与泽当英云闪长岩的实际情况不符。

（2）底侵玄武岩/下地壳熔融成因的埃达克岩，是陆壳垂向增生的产物。在地壳加厚的环境下（>40km），下地壳玄武质岩石的部分熔融或者地壳拆沉而导致的熔融都有可能形成具有埃达克岩地球化学特征的岩石，因此在同位素上具有明显的壳源特征，表现为高 Sr 低 Nd。而本次研究的泽当英云闪长岩的 Sr-Nd 同位素则表现为低 I_{Sr}（0.70421~0.70487），高 $^{143}Nd/^{144}Nd$（0.512896~0.512929）和高 $\varepsilon_{Nd}(t)$值（+6.7~+7.3），表明其源区更接近于亏损地幔，不可能由大陆下地壳熔融产生。其 Sr-Nd 同位素组成明显不同于底侵玄武岩/拆沉下地壳熔融成因的中国东部埃达克岩，也不同于冈底斯斑岩铜矿带中的埃达克质侵入岩（该岩石被认为形成于增厚下地壳中基性物质的部分熔融），而更接近于雅鲁藏布江 MORB 和俯冲板片熔融形成的埃达克岩。

（3）泽当英云闪长岩出露于雅鲁藏布缝合带中，该缝合带代表了印度板块向亚欧板块俯冲汇聚的残余。这与现代环太平洋地区俯冲型埃达克岩的产出环境相类似，明显不同于中国东部或藏北地区等大陆板块内部的构造环境。此外，俯冲洋壳成因的埃达克岩通常与岛弧、SSZ 型蛇绿岩共生。泽当埃达克质英云闪长岩产出于泽当岛弧岩石组合，作为雅鲁藏布缝合带泽当段的一部分与 SSZ 型的泽当蛇绿岩相伴产出，这些地质证据也支持其来源于俯冲洋壳的熔融。

（4）俯冲洋壳成因的埃达克岩浆在上升过程中通常都会与地幔楔发生相互作用，导致 MgO、Cr、Ni 的增加。泽当英云闪长岩的 Cr、Ni 表现出较高的含量（平均分别为 94 和 52ppm），明显高于典型埃达克岩(分别为 46 和 24ppm)，表明具有 MORB 特征的俯冲洋壳熔体穿过地幔楔并与之发生了相互作用。

综合上面的分析，我们认为，泽当埃达克质英云闪长岩是年轻的、热的洋壳俯冲到一定深度（角闪岩-榴辉岩过渡带）发生部分熔融形成的，推测其残留相可能由角闪石+石榴石+辉石组成。

4. 构造意义——特提斯洋内俯冲的证据和启示

俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩是反映年轻的（<25Ma）、热的俯冲洋壳以小角度俯冲、并在深部发生板片部分深融作用的一种标志。其产生的深度约为 75~85km（相当于角闪岩－榴辉岩过渡带），明显小于正常的岛弧火山岩岩浆的形成深度（120~150km）。这一类型的埃达克岩形成于俯冲作用初期，比正常的岛弧火山岩更靠近海沟位置，因此，从埃达克岩到正常岛弧火山岩的方向，代表了大洋板片的俯冲方向。此外，该类型埃达克岩的出现还标志着大洋板片俯冲消减的开始，可能代表大洋开始萎缩消减。

雅鲁藏布缝合带标志着印度板块与亚欧板块碰撞后消亡的特提斯洋残余。对印度板块-亚欧板块碰撞的构造模式，目前较为广泛接受的是特提斯洋壳沿着拉萨地体南缘发生俯冲消亡，并最终导致印-亚碰撞和青藏高原的隆升。但近年来的研究表明，这一模式可能过于简单，特提斯洋内部可能存在更为复杂的演化格局。Allegre 等很早就提出，特提斯内部可能存在一个岛弧。Searle 等也曾指出，西藏与西喜马拉雅之间的一个重要差别在于，没有证据证明西藏从前有洋内岛弧的存在。在雅鲁藏布江缝合带向西延伸的 Kohistan 和 Ladakh 地区，已经厘定出一套 Kohistan-Dras 洋内岛弧，代表特提斯洋内部俯冲的产物。因此，在雅鲁藏布缝合带东段是否存在洋内岛弧，如果存在，其与西边的 Kohistan-Dras 洋内岛弧有什么关系？这些问题对研究特提斯的构造演化，印度板块与亚欧板块的碰撞过程都有重要意义。

Aithison 等曾经依据野外考察和古生物证据提出泽当地区在中生代时存在一个新特提斯洋内俯冲系统，并从地层上厘定出了泽当地体、大竹区地体和白朗地体，分别代表洋内岛弧、弧前蛇绿岩（即泽当蛇绿岩）和俯冲增生杂岩。

我们从雅鲁藏布缝合带泽当段中识别出俯冲洋壳成因的埃达克岩，指示该区存在一个洋内俯冲带。位于泽当蛇绿岩北侧的岛弧火成岩组合，代表了该俯冲带之上所形成的洋内岛弧（泽当岛弧），是早期特提斯大洋岩石圈向北俯冲的产物。根据前人所发表的泽当岛弧时代（152~161Ma），可以大致将这次洋内俯冲事件的开始时间制约在中-晚侏罗世。

这些新的认识有助于我们进一步了解雅鲁藏布缝合带泽当段的形成演化过程，也从另一个角度印证了前人所提出的特提斯洋内岛弧的存在，为深入探讨特提斯洋的构造演化以及恢复特提斯古洋构造格局提供了重要证据。

新疆北部古生代大陆北缘演化及其复式增生造山作用*

肖文交[1]，韩春明[1]，袁 超[2]，孙 敏[3]，陈汉林[4]，李继亮[1]，孙 枢[1]

（1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，
北京, 100029;
2. 中国科学院广州地球化学研究所，广州，510640;
3. 香港大学地球科学系;
4. 浙江大学理学院，杭州，310027）

新疆北部地区位于古亚洲洋构造域南部，其大地构造演化历史研究涉及大陆造山作用类型以及大陆生长等基础理论前沿，但关于其大地构造演化历史的认识仍存在重大分歧。本文解剖该地区不同大地构造单元及其配置，讨论其时空演化历史。本研究表明自早古生代以来发育阿尔泰－东准-东天山、西准与伊犁－西天山等俯冲增生体系。泥盆纪时期，这些俯冲增生体系进一步发展，分别演化成类似现今西南太平洋的多岛海格局。早中石炭世各俯冲增生体系逐渐接近并发生增生－拼贴作用，主体呈现一幅复杂的安加拉地块南缘增生图式。早二叠世晚期发生大规模走滑。相对位于南面（现今体系）的塔里木陆块被动大陆边缘在二叠纪晚期与该增生体系发生拼贴，最终结束了古亚洲洋的演化历史，形成了宽阔的中亚复式增生造山带。这种复式造山作用是中亚大陆侧向增生主要机制之一，在演化过程中动态地发育弧前增生、弧后扩张与增生弧－增生楔等复杂造山作用，洋盆消减具有多重构造极性。这对研究增生型造山带复杂的构造演化过程与探索其成矿作用规律均具有重要意义。

* 国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409801)、国家重点攻关项目(96-915-07)、国家自然科学基金项目(40172080)与香港研究基金项目(HKU7040/04P)联合资助

海南岛北西部邦溪地区奥陶纪火山-碎屑沉积岩岩石学、矿物学和地球化学：源区及构造环境暗示

许德如[1,2]，马 驰[1,3]，Nonna Bakun-Czubarow[2]，

李鹏春[1,3]，夏 斌[1]，张玉泉[1]

（1.中国科学院广州地球化学研究所边缘海地质重点实验室，广州 510640;
2. *Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences Poland*;
3.中国科学院研究生院，北京 100049)

海南岛奥陶纪火山-碎屑沉积岩矿物、地球化学成分与源区岩性质和沉积构造环境密切相关。岩相学观察和矿物化学分析表明，所研究的岩石主要碎屑矿物由石英、绿泥石(Si：5.8-6.2 a.p.f.u、Mg/Mg+Fe：～0.45)和白色云母(Si：6.2-6.8 a.p.f.u、Al：4.5–5.7 a.p.f.u)组成，含少量的长石(主要为钾长石)、黑云母(Mg/Mg+Fe：0.43、TiO_2=0.01%)和磷灰石等矿物。地球化学特征上，这些岩石普遍具有高 SiO_2 含量(Al_2O_3/SiO_2=0.07-0.19)、相对高的 K_2O/Na_2O 比值(1.25-14.71)和高的 FeO_{total}+MgO 含量(普遍大于 5%，达 11.5%)，但微量元素(含 REE)普遍低于 PAAS/NASC，且 REE 配分模式显示 LREE 富集(La/Yb_N=6.1-12.5)、Eu 负异常-略负 Eu 异常 (δEu=0.57-0.86)。高的前交代 CIA(～84)和 PIA(～85)指数、A-CN-K 分布模式以及可变的 Th/U(2.9-25)比值还说明源区已经历强烈的化学和机械风化作用。低的 Ce/Pb 比值(2.1-2.8)则反映海南岛早古生代地壳已经历过 Pb 的富集事件。结合矿物化学成分和区域地质对比，研究区奥陶纪火山-碎屑沉积岩源区主要由变质的岩浆弧花岗闪长岩和弧长英质火山岩组成，少量的铁镁质成分不能排除，因而暗示一个从活动大陆边缘到被动大陆边缘的过渡性沉积构造环境。研究结果还表明海南岛(可能包括华夏地块)最早可能于晚奥陶世后才脱离东冈瓦纳大陆的澳大利亚边缘。

新疆东西天山交界一带二叠纪火山岩的发现及地球动力学意义

杨兴科，陈 虹，苏春乾，闫海卿，刘继庆

（长安大学，国土资源部成矿作用及其动力学开放研究实验室，
陕西 西安 710054）

研究区位于新疆东、西天山交界部位的冰达坂-萨日达拉-红五月桥-艾维尔一带，地层划分涉及北部北天山构造带依连哈比尔尕地层小区（西天山）和博格达地区（东天山）及南部中天山构造带博罗科努地层小区多个单元和小区。长期以来，新疆东、西天山交界部位的地层单元划分、时代归属、分布范围和名称使用等均不统一，存在争议。对该区带广泛分布的泥盆系-石炭系（天格尔组、奇尔古斯套组等）有人认为是一套拉张作用形成的火山-碎屑岩系，也有将后峡一带的火山碎屑岩归入这套地层中。其中是否还有不同时代的地层，调研工作需要深化。这些分歧的存在给天山构造带的动力学背景研究带来储多的困惑问题，直接影响到对北天山晚古生代构造格局和成矿背景的认识。

通过 2003-2006 年作者们等在该区承担完成新疆 6 幅 1: 5 万（国际分幅号为：K45E006011、K45E006012、K45E006013、K45E006014、K45E007014、K45E007015）矿产区调招标研究，将存在了 60 多年的原划奇尔古斯套组解体为上泥盆统天格尔岩组、下石炭统小热泉子组、上石炭统后峡组和下二叠统阿尔巴萨依组、中二叠统芦草沟组、中上三叠统小泉沟群，在原奇尔古斯套组分布区发现一套火山-沉积岩系与上石炭统后峡组、奇尔古斯套组、下石炭统小热泉子组、中二叠统芦草沟组等地层均呈角度不整合，并发现有底砾岩，结合岩石组合和化石资料、同位素测年、变质-变形特征和沉积古地理环境研究，尤其是单颗粒锆石 U-Pb 离子探针（SHRIMP）测年，从原划奇尔古斯套组发现解体出下二叠统阿尔巴萨依组火山岩，重新厘定了测区构造格局。

近几年来较详细的 1∶5 万区调工作的重要进展之一，就是发现了一套与石炭系和中二叠统芦草沟组均呈角度不整合接触的火山-沉积岩系，且发现有同期次的钾长花岗岩等侵入于不同时代的地层中。为了对该区这套与石炭系呈角度不整合的火山-沉积岩系的地层时代和周邻侵入岩序列时代进行系统划分和精确厘定，对这套火山岩矿产区调和剖面实测研究，采集典型样品，挑选单矿物锆石，进行多方面的综合研究，从岩石学、岩石化学、地球化学、同位素年龄，尤其是进行了单颗粒锆石离子探针（SHRIMP）测年，结合该区各地层间接触关系和周邻地层牙形刺化石研究等确定这套火山岩层的地质时代。对其中火山岩挑选分离单颗粒锆石进行 SHRIMP 测年值为 272±4Ma，厘定为早二叠世，综合判定为二叠纪。构造环境应划为早中二叠世造山后期深部热力塌陷火山喷发环境。为东、西天山地层单元的对比和构造区划提供了重要依据。

奇尔古斯套组的前身是诺林（Norin）于 1935 年在乌鲁木齐以南 50km 的奇尔古斯套山创名的奇尔古斯套层，后改为系，归为原三分中石炭世。新疆第二区测大队（1960）在 1∶20

万乌鲁木齐幅区调时，将其改称为前峡组。新疆地质局区测大队（1965）在 1∶20 万乌鲁木齐幅区调补课时，又改称为奇尔古斯套群。《新疆岩石地层》沿用奇尔古斯套组。

由于受交通和自然地理条件限制，东、西天山交界部位的地质矿产调查程度较低，地层划分系统变动大，区内未见有二叠纪火山岩的报道。原奇尔古斯套组包括地层过多，笔者们等近年来调研认为需要进一步解体。主要可分出五套地层单元：①深灰色、黑色细碎屑岩、硅质岩组合，应归为奇尔古斯套组；②碳酸盐岩（生物礁灰岩）组合应归为后峡组；③紫红色、灰绿色火山岩、火山碎屑岩、粗碎屑岩组合即应归为阿尔巴萨依组；④中浅变质粉砂岩、细砂岩、板岩、绿泥钠长片岩、阳起片岩组合应归为天格尔岩组；⑤紫红色、灰绿色安山岩、安山质凝灰岩、凝灰质砂岩等火山岩、火山碎屑岩组合应归为小热泉子组。

阿尔巴萨依组是据《新疆岩石地层》而引入测区的地层单位。是由新疆地质局区测大队白光群等于 1978 年在新疆沙湾县南白杨沟地区首次建立的。本次区调将分布在红五月桥、跃进桥—夏尔沟以北原划奇尔古斯套组地层中的以陆相紫红色为特征的火山岩、火山碎屑岩部分解体出来，根据区域对比，引用阿尔巴萨依组表示。该组相当于 1∶20 万后峡幅(1971)和 1∶20 万巴仑台幅(1972)所划的天格组上亚组的一部分，新疆地调院（2002）所划奇尔古斯套组的一部分。相当于车自成等（1990）所划的有疑问的上石炭统火山岩和火山碎屑岩单元。

调研区阿尔巴萨依组主要分布在萨日达拉沟口、天格尔峰南坡、萨尔托斯-红五月桥-包尔芒南达坂以北-查库尔图-艾维尔沟-鱼尔沟一带，东西呈条带状。以一套陆相紫红色中、酸性火山岩、火山碎屑岩组合为特征，主要岩性为灰紫色、灰绿色、紫红色块状熔结角砾岩、英安质角砾熔岩、火山集块岩、火山角砾岩夹角砾安山岩、英安质角砾熔岩、杏仁状安山岩、英安岩等，间夹有粗粒含砾岩屑砂岩、夹细粒岩屑砂岩层段等。底部有灰色块状钙质砾岩、岩屑砂岩。按地层出露较厚或较为明显的正常沉积碎屑岩层可分为三个段，每段的底部均为正常沉积碎屑岩，其上为火山碎屑岩和火山岩，显示该组具有三个较大的火山喷发旋回。其中第二个旋回的火山作用强度相对较弱或持续时间较短。

在四年多的野外调研中，通过在后峡一带的红五月桥附近及东部剖面测制中，发现阿尔巴萨依组与下伏上石炭统后峡组之间为角度不整合接触关系，以富含石灰岩砾石的砾岩层为划分界线，盖在后峡组不同层位上。在红五月桥附近的剖面上，阿尔巴萨依组底部具有一层 36m 的底砾岩。砾石成分主要为生物碎屑灰岩、细晶灰岩、粗晶灰岩，基本均为下伏后峡组之产物。分选性差(1~100cm)，磨圆度中等，呈次圆、次棱角状，砾石含量约 95%，孔隙式钙质胶结，填隙物为粗石英砂（2%）、粗-细灰岩岩屑（3%），向上砾石变细，磨圆度变好。在艾维尔沟-鱼尔沟一带，其上与中二叠统芦草沟组也呈角度不整合接触。主要以脆性变形为主，出现正常的开阔褶皱、平行褶皱。

经过详细的区域地质调查，在原泥盆系天格尔组、上石炭统奇尔古斯套组中厘定出下二叠统阿尔巴萨依组，加深了该区的地质研究程度，为重新认识该区构造演化奠定了地层学基础。此次解体在一定程度上避免了大范围地层时代的整体变化，对天山造山带的地质演化研究有重要意义。

本次调研中针对该区二叠纪这套地层时代，从其古生物学、同位素地质学和地层学三方面进行研究。对该套地层的上下接触地层进行详细研究。如对下伏地层上石炭统后峡组，从

其地层中已采获得滑石板阶—达拉阶的标准牙形刺化石组合带，证实后峡组时代为晚石炭世中期；对上覆地层中－上三叠统小泉沟群和侏罗系地层早已被前人调查研究及其中获取的大量化石所厘定；上石炭统后峡组和中－上三叠统小泉沟群地层间不整合接触夹持的阿尔巴萨依组，在区域上无疑属于二叠系，其火山岩组合特征、叠置层位和上下接触关系表明可与三分的下二叠统对比。在原划泥盆纪地层所含玄武安山岩中分离出单颗粒锆石，进行离子探针（SHRIMP）测年，分析年龄数据为 272±4Ma 和 250±5Ma，说明从原划泥盆纪地层中解体出早二叠世火山岩地层，是有单颗粒锆石 SHRIMP 测年数据的支持依据。从以上研究成果分析，本次所厘定的二叠纪地层单元的地质年代有较充足的地质依据和较高的可信度。

测区由于该组微角度不整合于晚石炭世后峡组之上，又被中二叠统芦草沟组角度不整合覆盖。因此，其时代仅限于早二叠世内。在冰达坂幅西北纳楞夏尔萨拉沟口实测剖面中将一套岩石较为新鲜、无韧性变形的杏仁状安山岩、玄武岩，从中采集岩石样品挑选单颗粒锆石（2004LIX-18TW1）进行锆石离子探针测年，测试数据为 272±4Ma，说明本区该带内确实存在着一套二叠纪的火山喷发事件，具有与该期火山岩浆事件配套的岩浆锆石。经过我们对该组火山岩中的相关样品进行 Rb-Sr、Sm-Nd 比值测试和等时线测定，初步处理后的测试结果也支持该年龄及其对该组地层的划分归属。因而，其时代归属为三分的下二叠世。

阿尔巴萨依组的沉积序列有三种：第一种为火山角砾岩-凝灰岩组成的火山扇沉积序列；第二种为除火山岩外，夹有火山熔岩流的沉积序列；第三种为火山-冲积扇沉积序列。三者均显示了陆相火山喷发的产物—火山锥-火山泥石流沉积。

不整合是研究盆山转化、造山演化过程的重要标志，不同类型的不整合是地质演化不同阶段的产物。阿尔巴萨依组与后峡组之间的角度不整合为陆相火山碎屑岩与海相碳酸盐岩地层之间的角度不整合，为侵蚀型褶皱不整合类型，代表了石炭纪末古亚洲洋的最终封闭和二叠纪的陆内上叠断陷盆地的形成。

阿尔巴萨依组为陆相裂陷盆地火山岩、火山碎屑岩建造。本次在原划泥盆系-石炭系地层火山岩中分离出单颗粒锆石进行 SHRIMP 测年值为 272±4Ma，因而新厘定的中二叠统阿尔巴萨依组火山岩，构造环境应划为早中二叠世造山后期深部热力塌陷火山喷发环境。

天山造山带是世界上最重要的古生代造山带之一。是夹持于北部哈萨克斯坦-准噶尔板块和南部塔里木板块之间的古亚洲洋，在形成、演化和消亡过程中伴随诸多陆块拼合增生-俯冲、碰撞造山的产物。调研区位于东、西天山交界部位，新发现厘定的二叠纪阿尔巴萨依组为陆相火山岩、火山碎屑岩夹粗碎屑岩，代表了陆内拉张环境下的火山磨拉石建造。其构造环境初步厘定为早中二叠世造山后期陆内拉张背景下的深部热力塌陷-火山喷发环境。该区东邻的吐-哈盆地及周缘二叠纪火山岩地球化学特征研究表明，吐-哈盆地周缘二叠纪火山岩以玄武岩、玄武安山岩和流纹岩为主，具有双峰式火山岩特征，多数相对 MORB 强烈富集 LILE 和 LREE，Th/Ta 比值>5，Nb 适度亏损与陆壳的混染有关，少量带有与消减作用有关的地球化学信息，为造山后伸展背景下裂谷环境的产物。

从觉罗塔格山与吐哈盆地的构造接触关系研究看，早二叠世，觉罗塔格山尚不存在，中天山应是一座向北逆冲的雄伟山系，中生代吐哈盆地呈准平原地貌。觉罗塔格山和博格达山的隆起是中生代以后各类综合构造事件,尤其是深部热力构造事件的反映。冰达坂-后峡一带的最新裂变径迹（FT）年龄分析表明，冰达坂南乌拉斯台一带的中天山花岗岩的磷灰石裂

变径迹组合年龄是早白垩世和中新世（25Ma 左右）,后峡地区侏罗系裂变径迹组合年龄是晚白垩世（90-82Ma）和渐新世。

从调研区东北部与吐哈盆地相连，而吐哈盆地西南缘觉罗塔格一带的石英滩（西滩）金矿区周邻也出露大量二叠纪拉张背景下的火山岩、火山角砾岩等，根据这些特征分析，它们均处在中天山地块北缘，所代表的区域构造动力学背景及其构造事件的含义较为深远和重要，是否与准噶尔-哈萨克斯坦板块与塔里木板块石炭纪末期碰撞闭合后进入二叠纪时处在陆内伸展拉张背景下的深部热力构造作用有关，或与其更南部的塔里木地块周边的二叠纪基性火山岩浆活动事件具有相关的区域构造动力学背景意义等还有待进一步研究揭示。

致谢：新疆 1∶5 万矿产区调项目(XJQDZ2003-15)萨日达拉 1∶5 万矿调，得到国家重点基础研究发展计划项目（2003CB214601）资助。参加野外工作的还有郭俊峰、马立成、舒建生、李国填、崔建军、余吉远等，野外工作和室内报告编写得到新疆第一地质大队原总工王磊、胡长安主任， 1∶5 万矿调项目办赵树铭主任、焦生瑞高工等帮助，在此一并致谢!

中国黄土形成的热尘说

杨 志 华

(长安大学地球科学学院,西安, 710054)

中国黄土主要分布在北纬 33°～47°，东经 75°～27°度之间的广大地区，约占全国国土面的 6.6% (刘东生，1985)。黄河中游的黄土高原是黄土分布最广、厚度最大的地区，黄土在基础地质和经济地质方面有重要的研究价值。一百多年来关于黄土成因的争论是时起时伏的，有时甚至十分剧烈，直到现在还未得到统一的认识(孙建中,2005)。近期的研究结果，对黄土的成因主要有以下看法(孙建中，2005)：(1)冲积说。(2)冰川说。(3)海成说。(4)湖成说。(5)坡积-洪积说。(6)风成-洪积说。(7)风成-冲积-洪积说。(8)土壤说。(9)宇宙说。(10)风成说。其中以风成说占主导地位，其中又可分为：(1)纯风成说。(2)风成-坡积黄土说。(3)风成-冲积黄土说。(4)风成-洪积黄土说。(5)风成-冰川或风成-冰水黄土说。(6)风成-湖积黄土说。(7)风成-海积黄土说。因此，以风成为主的多成因论、复杂成因论，把黄土定义为“风成堆积”是现在的主流认识。从当前的研究水平和积累的资料，黄土的风成说的地质证据是比较充分的。这些证据主要是：黄土的地理分布及分带特征;黄土厚度的规律分布;黄土的物质成分和结构特征，特别是黄土的无层理和湿陷性更是它最重要的依据。

正如孙建中教授指出的那样：“黄土成因问题的争论也与其它科学领域的争论一样，是一件大好事，是科学发展的必由之路，是促进科学发展的推动力”。由于每个研究者对黄土地质特征认识的差异以及所依据理论的不同，所得出的成因看法是会很不相同的。下面笔者对中国黄土形成的热尘说的主要证据和理论依据简述如下，不妥之处敬请批评指正。

1. 中国黄土最显著、最重要的地质特征是无层理，不论厚薄都是如此。风成说不能解释这种特征，它认为：“黄土风尘本身就已经历过分选，砾石和砂子分别被留在戈壁和沙漠中，风尘在空气中就难于进一步分选，所以不形成层理”,当前所见到的沙尘暴现象可作为黄土堆积的有力证据。这里面存在两个问题：风成理论认为黄土堆积的速率大概是每年按 0.04-0.36m.m 进行的，每一个自然层(L)的形成都经历了漫长的时间，而且是有间断的，只要有间断就会出现层理，而且会有很多的层理。其次按沉积岩形成的动力学理论，重力流堆积形成的沉积岩才不具层理，而风力作用的主体，特别是沙尘暴属牵引流，牵引流形成的岩层是有层理的。虽然扬沙或浮尘有可能部分属于重力流，但每年的间断以及每年沉积下来的形成物并不会完全相同的情况下也会出现层理。因此每一个自然形成的无层理的黄土层(L)都是在短暂的、突发的、灾变的地质事件中，以重力流的方式形成的。

2. 湿陷性是黄土的一种特殊性能，它与黄土极其疏松的结构有关。这种结构是由肉眼看不见的“架空孔隙”有关。风成论者认为这种架空孔隙是风成粉尘轻轻飘落形成的。前已述及以牵引流为主体的风成作用和缓慢持久的堆积作用必然造成分选和持续的压实作用是不可能形成架空孔隙的，只有快速的、短暂的、高热的重力流堆积作用才能形成架空孔隙和湿陷性。

3. 从黄土的化学成分、矿物成分及其结构特征用风成论的观点很难给以圆满的解释，

例如为什么黄土的平均化学成分相当于花岗岩或花岗闪长岩;矿物成分在广大区域和在垂直剖面中不同时代上的一致性和多矿性;不稳定矿物如长石、绿帘石、角闪石、辉石、黑云母等尚能保存良好,有的晶形完整无缺、表面新鲜;方解石、白云石还能保持晶体的棱角;特殊的塑性变形和团粒结构;特殊的物质成分(如火山灰、“宇宙尘”);大量的生物化石等均很难用以牵引流为主体的风成作用给予说明。

4. 不少文献中将黄土中的粒度、磁化率、含铁量、碳、氧同位素曲线与深海的相关曲线进行对比，特别是氧同位素曲线有良好的对比关系，从而得出有关古气候变化的相关结论。如果黄土的形成是与外力作用的风尘有关，是什么因素导致它与内力作用形成的深海沉积作用联系在一起，因此这种对比关系所反映的内在联系可能与其它尚待探索的因素联系在一起。

5. 普遍认为中国黄土的物质来源于中国西北广大地区地、岩层风化作用的产物，如此多的黄土需要风化多少岩石才能产生，而留下的基岩残积层的厚度应该是非常巨大的。长期的工作证明上述情况是根本不存在的，因此黄土形成的物质来源必须另找出路。

总的说来黄土的风化说是比其它成因说有无可比拟的优越性，但也存在明显的不足而需要改进。因此笔者试图从涡旋-甩出-热核反应、热核燃烧、热核爆炸的新全球动力学理论(杨志华,2000-2002,2005,2006;限于篇幅对该理论不作介绍)来探讨它的成因机制。因涡旋扭动而使能量巨量的积累而产生的热核反应、热核燃烧，是地球内部元素产生和演变的原因，也是地球运动、大地构造发展的动力来源。在核幔壳“热核风暴”过程中不仅发生热核反应形成新的元素和产生出巨大的能量，同时还改变物质的形(状)态。在核、幔、壳“风暴”过程中不仅发生热核反应形成新的元素和产生出巨大的能量，同时还改变物质的形态。在这个旋扭涡旋-甩出体系之中的物质形态，绝大部分不是固态、液态或气态，而是高能的温度很高速度很快的等离子-粒子流流体,以等离子-粒子流流体为主的高速旋转的核、幔、壳“风暴”体系中物质的运动方式就不能用目前地壳表面的运动方式去思考它可能出现的情况。极高能量状态下的等离子-粒子流流体就有可能出现类似高温超导现象以及快速旋转上升的涡旋体就会出现失重的情况，因此它的从地球深部向上、向外运移就是轻而易举的事情。在这种状态下根本就不可能出现类似深大断裂形成和产生的条件,它们向上向地球外层运动也不需要“深大断裂”作为它们的通道。中国的黄土是在新生代时期从地球深部向地球外层喷射出来的巨量的高能高温高速等离子-粒子流流体的产物。由核元素燃烧阶段所决定的等离子-粒子流流体的化学组成的平均成分是相当花岗岩或花岗闪长岩的。当它快速的喷射到地球外层的高空时，由于环境的巨变，高能高温中的等离子、粒子就会迅速转变为各类元素以随机的方式形成各式各样的矿物，以重力流的方式堆积而形成黄土,这是黄土没有层理和产生湿陷性的根本原因，也是突发性、灾变性的根本原因，湿陷性实际上是在重力流作用下的一种热结构，黄土形成期不可能出现冰川或冰水作用;黄土的分带性是高能等离子-粒子流流体快速扩散的结果。对其它地质特征也能给予恰当的说明。中国的黄中带、戈壁-沙漠带与中国北部的能源矿产分布带相伴，它们之间是否有内在联系是值得研究的课题。

青海东昆仑断裂活动的裂变径迹热年代学制约

袁万明[1]，保增宽[2]，董金泉[2]

（1. 中国地质大学，北京，100083;
2. 中国科学院高能物理所核分析重点实验室，北京，100094）

沿东昆仑都兰－布青山和格尔木－昆仑山口两条近南北向地质剖面，取得系列样品的磷灰石和锆石裂变径迹热年代学分析结果，并可较好地反映区内断裂带的活动。样品的磷灰石裂变径迹年龄为 25~130 Ma，径迹长度为 9.4~12.1 μm，径迹长度标准差为 1.9~2.9 μm；锆石裂变径迹年龄为 54~144 Ma。各种样品的磷灰石和锆石裂变径迹年龄，均与区内不同断裂带的活动有关。首先是区内昆中深大断裂带和昆南深大断裂带，控制裂变径迹样品年龄的总体分布；其次是次级断裂对局部地区施以影响，期结果是使断裂附近样品的再次退火而年龄变小。

从这两条深大断裂带向北，研究样品年龄呈现逐渐变大的趋势。这也说明在陆内造山期间，昆南板片和昆中板片分别沿该昆南断裂带和昆中断裂带，向北发生 B 型俯冲形成热源，接近断裂带的样品，热源较强，被冷却到脱离裂变径迹退火带的时间较晚，所以，期年龄较小；反之，远离断裂带的样品，热源影响持续较短，温度脱离退火带的时间较早，故年龄较大。锆石裂变径迹年龄分布显示，昆中断裂带和昆南断裂带结束活动时间分别在约 40 Ma 和 60 Ma；磷灰石裂变径迹年龄分布表明，这两条深大断裂带结束活动的时间均在 20 Ma 左右。

中新生代中国大陆东、西部构造差异演化与深部过程*

张国伟，郭安林，董云鹏，程顺有，赖绍聪，姚安平

（西北大学，西安 710069）

中新生代中国大陆东、西部构造差异演化与深部过程是中国大陆地质与大陆构造研究的突出重要科学问题，关乎当代地学前缘的全球变化、地球系统、板块构造与地球动力学、大陆动力学等基本科学问题。现虽已为国内外地学界所关注，但迄今尚未构成一个作为统一整体重大科学问题而加以集成整合系统研究，故需以地球系统科学、板块构造、地球动力学与大陆动力学的综合探索学术观点，开展多学科相结合的综合探讨研究，以推动促进这一具全球意义的重要科学问题的深入探索。

中新生代中国大陆东、西部地质、构造的差异演化及其效应与深部动力学过程，应不但是中国、东亚，而且也应是中新生代全球发生的重大事件。它包含着：中新生代全球现代板块构造体制形成演化进程中，西太平洋板块俯冲与其方向的变动调整及其陆缘系统的形成演化，印度－澳大利亚与欧亚两大板块的拼合与喜马拉雅碰撞造山和青藏高原地壳加厚与急剧隆升及其全球变化效应，同时也包含着在古亚洲构造基础上中新生代环西伯利亚构造体系的形成演化，以及上述三大巨型构造动力学体系复合汇交和其所造成的现今亚洲，尤其中国大陆的大地构造格局与地表系统及深部动力学过程。并突现出中国大陆在全球现代板块构造体制形成过程中的独特特征与全球性的效应，使之成为研究全球变化、发展板块构造、探索大陆动力学的典型代表性地区。

本文重点探索研究以下问题。

1. 中国大陆地质与大陆构造基本特征

(1). 中国大陆地质与大陆构造具有突出的三大基本特征：多块体拼合；长期多期活动性；长期处于全球特殊复合构造部位。集中发育全球系列特有或独一无二的地质现象。

(2). 中国大陆地质与大陆构造具有突出的全球共性中的区域独特性及赋存当代地学发展前沿领域特有丰富信息。

(3). 中国大陆是多块体拼合长期非稳定状态演化的大陆和全球复杂地质系统中极端条件下形成演化的大陆。具有相应的独特深部背景与地幔动力学过程。

2. 中新生代中国大陆构造的东、西部差异与演化

(1). 地表系统差异演化与反转演变。⑴中生代东、西部地表系统的恢复重建；⑵新生代东、西部地表系统的差异反转演变；⑶地表系统差异演化与地球圈层相互作用关系及效应。

(2). 地壳与岩石圈构造的差异与演化。⑴以贺兰－川滇南北构造带为界东、西部物质组成、结构构造的基本特征、属性与其综合差异演化；⑵东、西部大陆岩石圈差异演化的陆壳

* 国家自然科学基金重点项目资助（40234041）

双向增生、壳幔交换、增厚减薄、拆沉与底侵及深部背景；⑶中国大陆构造现今区划：三大构造动力学体系，二大构造带，四大构造区块及其复合汇交叠加与形成演化和东、西部构造差异演化的背景。

(3). 现今深部结构与状态。东、西部现今深部综合地球物理结构与状态的差异现状及中新生代时空差异演化。

3. 中新生代中国大陆构造的深部动力学过程

(1). 中新生代全球现代板块构造体制背景中的中国大陆构造形成演化的深部动力学过程。

(2). 全球欧亚、太平洋、印度－澳大利亚三大板块相互作用及其间中新生代环太平洋构造系统与阿尔卑斯－喜马拉雅特提斯构造系统复合交接转换的深部地幔动力学状态与过程及地壳响应。

(3). 中国大陆构造中新生代在全球性主要构造动力学体系三面复合汇聚围限状态下的形成演化及其进程中内部物质，包括块体与壳幔的耦合与非耦合构造关系及深部动力学过程和陆壳双向增生与大陆深层流变作用。

(4). 中国大陆东、西部在不同地球参照系中的绝对与相对运动和鄂尔多斯与扬子地块对青藏高原东向运动的阻挡及其深部构造过程。

(5). 太平洋与印度－澳大利亚两大动力系统从深部到上部的复合交接和中国大陆东、西部构造差异演变转换的深部动力学过程与贺兰－川滇南北构造带的形成演化。

(6). 中新生代中国大陆东、西部构造差异演化具有统一深部动力学过程。

山东胶莱盆地沉积－岩浆－构造演化序列：对中国东部晚中生代岩石圈减薄过程的制约

张 岳 桥

（南京大学地球科学系，江苏 南京 210093）

胶莱盆地发育于郯庐断裂东侧的鲁东地区，是一个白垩纪断陷盆地。该盆地横跨 2 个不同性质的基底：东南部为胶南隆起带，属于苏鲁造山带的北带；西北部为胶北隆起，属于华北地块的组成部分，两者界线位于五莲－即墨－牟平断裂带。由于其特殊的大地构造位置，胶莱盆地的研究一直受到大地构造学家的关注，其形成和演化历史较完整地记录了中国东部晚中生代构造体制转换和岩石圈减薄过程。

研究结果表明，在白垩纪－古新世时期，胶莱盆地经历了 3 个成盆阶段和 3 次构造挤压反转事件。三个成盆阶段分别发生在早白垩世早期、晚期和晚白垩世－古新世，相应地在盆地中记录了 3 套显著不同的沉积序列，分别为：莱阳群沉积、青山群和大盛群沉积、王氏群和五图组沉积。每次成盆晚期，盆地受到挤压而发生不同程度的构造反转，根据地表露头观察和地震反射剖面解释结果，最重要的构造反转事件发生在早白垩世末期和古新世末期，使盆地发生强烈的构造变形。利用影响不同时代沉积地层的断层滑动矢量反演盆地形成时期和构造反转事件的古构造应力场方向，建立了盆地古构造应力场方向及其变化历史。结果显示，每个成盆阶段的伸展方向（最小水平应力轴方向）是不同的：莱阳组沉积时期伸展应力方向主要为 NW-SE 向，其次为 NE-SW 向；青山组和大盛组沉积时期的伸展应力方向为 NWW-SEE 至 W-E 向；而晚白垩世－古新世王氏组－五图组沉积时期的伸展应力方向为近 N-S 向。三次构造反转事件的挤压应力方向（最大水平应力轴方向）为：莱阳组沉积末期为近 W-E 向挤压（强度相对较弱），早白垩世末期挤压应力方向为 NW－SE 向，古新世末期挤压应力方向为 NE-SW 向。根据高精度的离子探针（SHRIMP）和 Ar-Ar 测年结果统计分析，胶东地区晚中生代有 3 期重要的深成岩浆活动：第一期（玲珑型）花岗岩发生在胶莱盆地形成之前，侵入时代在 150～160 Ma；第二期（郭家岭型）花岗岩发生在莱阳组沉积时期，侵入时代在 135～126Ma；第三期（崂山型）花岗岩发生在青山组沉积时期，侵入时代在 125～106Ma。同时，胶莱盆地有 2 期重要的火山活动：早白垩世火山活动（青山群）时代在 120～106Ma，以中基性和中酸性火山喷发为主，具有双峰式结构特征；晚白垩世红土崖组沉积时期（时代为 73Ma）和古新世孔店组沉积早期（时代为 65~45 Ma），以来自幔源的基性、超基性玄武岩喷发为主。

综合胶莱盆地的沉积－构造－岩浆作用过程和演化历史，将研究区白垩纪－古新世构造历史分为 3 个显著不同的伸展－挤压演化阶段（图 1）：

（1）早白垩世早、中期（莱阳组沉积期）断陷作用阶段（135～126Ma）：该阶段断陷作用主要受 NE 至 NNE 向断裂带调节控制，其次受 NWW-SEE 向断裂控制，伸展应力方向具有多向性，主要伸展方向为 NW-SE 向，其次为 NE-SW 向。这个阶段断陷作用的动力机

制可能与早白垩世伸展初期，沿增厚的造山带地壳发生重力塌陷作用有关，因此，断陷盆地主要受基底边界断裂控制，断陷阶段火山作用不强烈，但沉积和沉降速率很快，是胶莱盆地含油气系统发育的主要时期。在这个断陷作用阶段晚期，盆地遭受一次轻微的构造挤压变形。

（2）早白垩世中、晚期（青山组和大盛组沉积期）大陆裂谷作用阶段（125~106Ma）：这个时期盆地性质转换为陆内裂谷，是郯庐古裂谷发育和发展的重要时期。主要特征表现为：沿郯庐断裂带及其两侧的断陷盆地发生大规模的中基性、中酸性火山喷发，形成了青山组四个火山喷发旋回；随后沿郯庐断裂带中段形成了“两堑夹一垒”构造格局的沂沭裂谷系；根据同沉积断层确定的区域伸展方向近 W-E 向，与郯庐断裂带几乎垂直；大量的 A-型花岗岩（崂山型花岗岩）沿胶南隆起带侵入，形成岩浆岩穹隆；靠近郯庐断裂带东侧，发育一组 NNE 走向、密集成带的含金岩脉群，以花岗斑岩、闪长玢岩、煌斑岩等为主。至早白垩世末期（105~90Ma），区域构造应力场性质发生转化，在 NW-SE 向挤压应力场作用下，郯庐古裂谷开始消亡，早期断陷盆地和裂谷盆地发生构造反转，沿主要边界断裂带发生强烈的挤压收缩和挤压平移变形。

（3）晚白垩世－古新世右旋拉分断陷作用阶段（88~50Ma）：经过了早白垩世末期一次强烈的构造挤压变动事件之后，进入晚白垩世时期，中国东部构造体制、构造变形格局和郯庐断裂运动方式发生了重大的转变。一方面，郯庐断裂以右旋走滑活动为主，沿郯庐断裂带本身形成走滑拉分盆地，如潍北凹陷、莱州湾凹陷等；另一方面，夹于郯庐断裂和牟即断裂带之间的胶莱盆地演化为近南北向伸展的断陷盆地，受东西两条边界断裂右旋走滑拉分作用所控制。在这个走滑拉分时期，没有深成岩浆侵入活动，仅在拉分盆地内部发育幔源基性、超基性火山岩。至古新世晚期，构造应力场发生调整，拉分产生的断陷作用减弱，挤压作用增强，拉分盆地发生构造反转，郯庐断裂以东的白垩纪－古新世盆地结束沉积历史，地块整体抬升并遭受剥蚀。

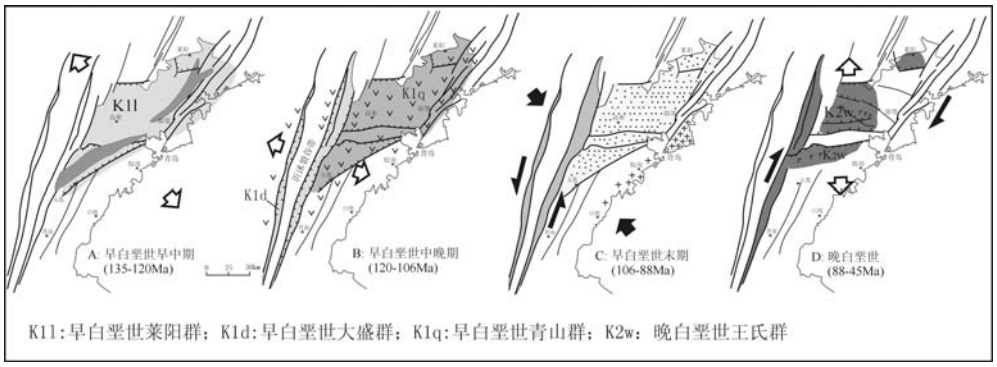


图 1　胶莱盆地白垩纪构造演化阶段平面模式图

胶莱盆地沉积－岩浆－构造演化序列为中国东部晚中生代岩石圈减薄过程提供了重要的制约。早白垩世时期，随着古太平洋板块向亚洲大陆俯冲作用加强和海沟向大洋方向的后退，板块边界动力条件发生变化，东亚大陆岩石圈深部构造－热体制发生深刻的变化，引张构造应力体制占主导地位，岩石圈拆沉、地幔底辟等深部作用过程主导了地表伸展构造的发育和岩浆活动。研究表明，早白垩世早期的伸展作用与碰撞造山带构造塌陷有关，中国北方兴蒙造山带发育的断陷盆地群即是典型的例子；而真正的大规模陆内裂谷作用和岩浆活动发生在早白垩世中晚期（青山期），其显著的特征是沿郯庐断裂带发生裂陷，郯庐裂谷系由此

产生；在断陷盆地中发生广泛而强烈的、具双峰式特征的火山喷发活动，沿碰撞造山带，下地壳熔融形成中国东部巨型 A－型花岗岩带。笔者推测，这个时段是中国东部岩石圈巨量减薄的最主要时期，也是中国东部大兴安岭－太行山构造－地貌阶梯带形成的主要时期。早白垩世末期，岩石圈减薄作用基本告一段落，而古太平洋板块向东亚大陆斜向俯冲汇聚产生的走滑应力场又占据主导地位，在中国东部产生 NW－SE 向挤压，郯庐断裂系以左旋走滑活动为主。这个走滑应力场持续时间较短（<10 Ma），产生的走滑变形相对较弱。晚白垩世时期，古太平洋板块运动方向发生了变化，俯冲方向从 NNW 向转为 NW 向，东亚大陆的构造属性也随之发生变化，以俯冲为主，大陆边缘构造应力场以右旋走滑应力场占据主导地位，这个应力场可能一直持续到古近纪。笔者曾推测，产生这个构造应力场的动力来源不仅与古太平洋向亚洲大陆俯冲作用有关，而更多地与中国西部特提斯构造域地块碰撞产生的远程效应有关，两者的联合共同主导了东亚大陆边缘晚白垩世构造演化。

现代构造地质学中若干重要问题

——构造地质学研究的几点建议

郑 亚 东

（北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871）

现代构造地质学最主要的基础理论是摩尔-库伦准则和贝克尔提出的应变椭球理论。前者用于解释岩石小应变变形范畴脆性断裂的形成，后者用于自然界更为广泛的大变形。然而存在一些重要构造问题缺乏合理的解释。

1. 脆性剪切带中的 p-和 X-断裂的力学成因问题

脆性剪切带存在 R-、R'-、T-和 p-断裂以为大量的野外观察和实验所证实。摩尔-库伦准则可解释前三者的力学成因。p-断裂的成因则不明。Logan 等（1979，1992）的断层泥实验获得与 R'-断裂大致对称、剪切指向相同的 X-断裂。野外观察也证明这一组断裂的存在，其成因也缺乏合理的力学解释。

2. 共轭变形带间的夹角问题

共轭断裂面间的夹角一般为 60°。然而, 这种关系只适于脆性断裂。自然界和实验产生的共轭韧性变形带，面对缩短方向的夹角总是钝角(一般为~110°)。对此，Ramsay(1980)假定为岩石塑性压缩下递进变形的产物，即随岩石的进一步韧性压缩，导致初始面对缩短方向的共轭断裂的锐角递进变成钝角。如果这一解释正确，共轭剪切带间的夹角初始为锐角，随岩石的缩短程度而增大，从 60° 向 180° 趋近。然而自然界和实验所观察到的~110°相当固定。最近，Zhang & Eckert (2005)综合了最大正应力准则、Tresca 准则、摩尔-库仑准则和 von Mises 准则，建立一统一的椭圆破裂准则，但仍不能解释共轭变形带在缩短或最大挤压一侧的钝夹角。塑性力学中的滑移线理论、零伸长度理论和新近提出的最大有效力矩准则理论均给出 109.4°的理想夹角。有趣的是，根据结晶学的紧密堆积理论也获得同一角度。值得特别注意的是这一夹角符合数学的黄金分割理论。为何立论的依据截然不同，结果却惊人的一致，其深层的奥秘有待揭示。

3. 低角正断层与高角逆断层的成因问题

Anderson(1951)根据库伦准则将断层分为三种基本类型：逆冲断层、正断层和走滑断层。预测逆冲断层倾角小于 45°，正断层大于 45°，走滑断层近于直立。然而自然界相当广泛存在的低角正断层和高角逆断层却与之相背。最大有效力矩准则提供一合理的解释，通过伸展褶劈理和缩短褶劈理的应变集中和软化，可分别形成低角正断层和高角逆断层。但需要更多的野外实例、物理和数学模拟予以证明。

4. 造山作用与晚或后造山伸展垮塌间的关系问题

近十年来,晚或后造山期的伸展垮塌作用得到国际地质界的关注，一般归咎于造山期的地壳增厚导致地面隆升和深部物质下沉。而下沉物质因升温而部分重熔、比重减轻而趋于上隆。该效应与重力联合作用最终导致浅部岩石的重力垮塌。然而对造山期逆冲推覆断层与晚造山伸展拆离断层间密切的运动学联系却缺乏系统研究。郑亚东等(2005)根据最大有效力矩

与运动学涡度的关系，查明中蒙边境区造山带早中侏罗造山期主压应力方向总体近水平, 相关运动学涡度为负值, 形成巨型逆冲推覆构造。逆冲推覆过程中导致的地壳递近增厚，运动学涡度从负值转化为正值并递进增大，主压应力方向从近水平方向逐步旋转至近直立方向，形成亚干变质核杂岩，从而完成造山期的地壳缩短增厚到晚侏罗-早白垩地壳伸展垮塌构造演化过程。该研究揭示造山期逆冲推覆-地壳增厚和晚造山伸展垮塌-地壳减薄间构造演化过程中的运动学和动力学联系。如果说威尔逊旋回(Wilson，1968)说明了板块构造从离散到俯冲-碰撞的规律，造山作用与晚或后造山期的伸展垮塌则说明了板块的后继演化过程。然而, 中蒙边界所揭示的关系是否具有普遍意义, 尚待大量的野外实践予以证实。

5. 超高压变质岩折返问题

欧洲阿尔卑斯和加里东、中亚哈萨克斯坦和我国苏鲁-大别造山带中发现含柯石英和金刚石等超高压矿物的榴辉岩是上世纪80年代以来地质学领域最重大研究进展之一。根据这些超高压矿物的形成条件，绝大多数地质学家认为所赋存的岩石是地下90-100km深处超高压变质作用的产物。由于榴辉岩的比重明显高于周边岩石，其折返机制构成为一倍受关注的热点问题。刘宗光等(Liou et al.,1995)根据这类岩石产出的构造背景和变质的P-T-t轨迹，提出大陆边界超高压变质岩深俯冲-折返模型，超高压岩石以“挤瓜子”的方式出露地面。许志琴等(2005)提出的“挤出推覆体”模式与之相似。因该模型未考虑构造附加应力的因素，有些研究者对超高压变质岩的形成深度提出置疑。吕古贤等(2004)考虑到构造附加应力的影响, 获得超高压变质深度为30-40km的研究数据。由于下地壳和岩石圈岩石的强度急剧变小，所能承受的构造应力有限，这一数据存在争议。然而，人们不怀疑超高压变质岩形成于地下深处。“挤瓜子”或 “挤出推覆体”的方式折返，都需要一对剪切指向相反、沿挤出方向呈锐角的韧性剪切带作为主滑移面。最大有效力矩准则为这对滑移面的形成提供了理论依据。超高压变质岩的基本构造特征是呈大小不等透镜体夹持在强片理化的片麻岩、大理岩和云母片岩中，两者都经历超高压变质作用(例如, Wang and Liou, 1991， Liou et al., 1995; Liu et al., 1999; Liu et al., 2004)。最大有效力矩准则可合理说明这一基本特征，即板块汇聚或碰撞时产生的近水平挤压缩短作用，岩石圈深部韧性域形成菱网状韧性剪切带，面对板块汇聚或碰撞一侧为钝角，拉伸或挤出一侧为锐角。菱网状强变形带内由糜棱状片麻岩组成，所分割的超高压岩块为弱变形的透镜体。由于超高压岩石深部一端受到周边物质的限制，而上端临近地表的自由面，超高压岩石以“挤牙膏”方式除部分挤向深部，大部分则趋向浅部迁移，部分挤出地面，这种折返方式与Tapponnier 和 Molnar(1976)提出的平面挤出构造模式相似, 剖面中折返-挤出与, 其折返速率取决于板块汇聚的速率。

6. 建议

(1). 大陆岩石圈流变学的研究是现代构造地质学的研究核心, 运动学涡度与流变应力是岩石流变性质的基本参数。结构面力学性质可根据变形带的运动学涡度和最大主应力方向定量鉴定。建议加强变形带运动学特征和力学性质的定量鉴定。

(2). 变形带形成时的差应力与相关材料有关。建议室内进行系统的岩石力学实验, 确定常见矿物和岩石不同温度和应变速率下的屈服强度，为确定地质应变速率条件下的古应力状态奠定基础。

(3). 建议进行断层扩展过程的野外研究和物理、数学模拟,以查明断层体系的组成和低角正断层、高角逆断层的形成。

Creep of wet and dry gabbro

Yongsheng Zhou(周永胜)[1, 2]，Erik Rybacki[2]，Georg Dresen[2]，

Changrong He（何昌荣）[1]

（1. *State key Laboratory of Earthquake Dynamics，Institute of Geology，China Earthquake Administration，Beijing，China，100029*

2. *GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)，Germany*）

Natural fine-grained gabbro were deformed at 300MPa confining pressure in a paterson-type deformation apparatus in GFZ. Creep tests were performed at temperatures ranging from 800-1150℃, stresses from 4-500 MPa, and strain rates between $5*10^{-4}$-$1*10^{-8}s^{-1}$.

The fine-grained gabbro is composed of ~60 vol% plagioclase (most of grains $Ab_{50-40}An_{50-60}$ and a few grains An_{65-70} or An_{35-40}), ~30 vol% pyroxene(~20 vol% augite($En_{35-42}Fs_{12-19}Wo_{43-46}$), and ~10 vol% hypersthene ($En_{58-64}Fs_{32-39}Wo_{2-3}$)), magnetite and ilmenite(about 10%). The accessory minerals are apatite, which are the inclusions of plagioclase and pyroxene, and actinolite altered from augite. The grain size distribution is typically left skewed (lognormal), the mean grain size of plagioclase, pyroxene and opaque mineral are 151 m, 122 m and 66 m. FTIR measurements show that the water content of dry samples which are dried under 1000℃ for 167hours before experiments is about 0.01-0.03 wt %, and the water content of wet samples is about 0.2-0.3 wt%. We observed no significant difference in water content of samples before or after deformation.

The creep data were fit based on the power flow law. We determined a stress exponent of n=4 ±0.2, activation energy is Q= 670±71 $kJmol^{-1}$, and pre-exponential factor is log A=10.1 $MPa^n s^{-1}$ for dry samples. For wet samples, a stress exponent of n=3±0.2, activation energy is Q= 688±29 $kJmol^{-1}$, and pre-exponential factor is log A=19.7 $MPa^n s^{-1}$.

Optical and SEM Microstructural observations suggest that the melt between grain boundaries is important for dry samples. However, a lot of fine-grained new phase appeared around plagioclase and pyroxene in wet deformed samples at 850-1050℃. Microprobe data show most of them are olivine. The microstructure suggests that recrystallization and reaction are main deformation mechanism for wet samples.

The first author was supported by National Natural Science Foundation of China (40474067) and DAAD of Germany.

中生代西藏特提斯洋底的热水活动与成矿效应*

付 伟[1,2]，周永章[1,2]，杨志军[1,2]，何俊国[1,2]，聂凤军[3]

(1.中山大学地球环境与地球资源研究中心，广东 广州 510275;
2.中山大学地球科学系，广东 广州 510275;
3.中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037)

现代大洋底部的热水活动及其成矿作用是近半个世纪以来矿床学研究领域最大的发现之一。通过一系列的深海钻探计划，以“黑烟囱”和“白烟囱”为标志物的海底喷流型矿床正成为全球海底矿产资源勘查的重要战略目标。由今及古，在陆内造山带，古海相喷流沉积矿床同样引人关注，VMS 型和 SEDEX 型矿床是铜、铅、锌等金属矿产资源的重要产出类型，它们以巨大的经济价值和理论研究意义成为矿床研究领域内长久不衰的研究热点。

古海洋热水活动是发育喷流型矿床的基本地质背景条件。反过来，喷流型矿床则指示了古海底的热水活动的存在。在西特提斯域，塞浦路斯等地发育有一系列的块状硫化物矿床，启示中生代的特提斯洋壳可能和现代洋壳一样非常活跃，海底热水活动广泛发育并伴随有相当程度的成矿效应。但在东特提斯域，类似的报道却基本一片空白。近年来，课题组通过数次野外考察并结合同行的工作成果，发现古海洋热水活动可能是西藏南部区域性成矿带中的重要成矿机制之一。在此，本文以两个典型剖面为例，对西藏中生代特提斯洋底热水活动的野外特征及其成矿效应进行分析。

1. 沙拉岗古热水活动及锑金矿床

沙拉岗剖面位于藏南的江孜地区，该地区的构造背景是处于一个发育于中生代被动大陆边缘背景下的断陷盆地内。该处的热水沉积岩主要赋存在下白垩统多久组内，这是一套以浊流相沉积为主的沉积序列。热水沉积岩夹在一套厚层的浊积砂岩和灰岩建造内，它可以分为三段：破碎型硅质岩段、钠长石化硅质段和硅质岩段。其中，在剖面底部的硅质岩主要呈角砾状、透镜状等破碎形态与下层的灰岩不整合接触，硅质角砾或透镜体具有一定的定向性，与层面斜交，指示该处为一同生断层带。钠长石化硅质岩呈块状，灰白色和灰色为主，多石英脉穿插。X 光粉晶衍射表明，该段样品的矿物成分以石英为主，富含钠长石，同时有少量方解石。钠长石化硅质岩的上部为块状硅质岩，并向上逐步过渡为灰岩。这两类硅质岩在剖面上并无截然界限，岩石学特征也无显著鉴别特征，只是后者色调偏黑，在矿物成分上不含钠长石且化学成分上 SiO_2 含量偏高。镜下观察显示，硅质岩呈微晶或隐晶质胶粒状结构，局部可见泥质碎屑和交代残余方解石等矿物，石英脉体穿插部位多见石英次生加大和重结晶现象。

*基金项目：本研究受国家科技部“973”项目（2002CB412606）、国家自然科学基金（40573019）、全国高等学校博士点基金（20040558050）资助.

硅质岩内钠长石的发育具有成因矿物学指示意义。一般认为它与热水流体活动相关，或是热水沉积作用的产物，或是低温热水流体与围岩发生交代反应的结果。在剖面内，钠长石多在剖面中下部靠近浊积砂岩一侧的硅质岩中出现，而在中上部靠近灰岩的一侧的硅质岩中不发育，指示了它的产出可能和硅质岩中混入的浊流碎屑沉积物具有亲缘关系。显微镜下观察表明，硅质岩中可见大量的交代残余构造，鉴定为石英对方解石交代作用的产物。该特征指示了一个重要的信息是硅质岩的原岩为灰岩，它们是被富 SiO_2 热水流体交代作用的产物。那么可以提出一个合理的解释是，钠长石和交代残余构造的发育均说明了硅质岩是热水流体交代作用的产物，而且硅质岩原岩的岩性也可以大致判断出来，即钠长石化硅质岩的原岩为泥质灰岩，而不含钠长石硅质岩的原岩为纯灰岩。

除了热水交代蚀变岩外，在沙拉岗一带也发育了直接从热水流体中沉积的层状硅质岩。在古热水活动机构内，热水沉积硅质岩、硅泥质沉积角砾岩及其矿化层与同沉积断层构造等组成了紧密的空间耦合关系。

地球化学分析表明，在沙拉岗热水交代岩和热水沉积岩中均显示出 Ba、 As 和 Hg 等微量元素富集和 Sb 和 Au 等金属元素的矿化效应。通过分析热水流体交代前后微量元素的迁移规律发现，随着硅化交代作用增强，Au 和 Sb 两种元素被热水流体大量带入，结果造成硅质岩中 Au 和 Sb 含量相对原岩富集了数十倍（付伟等，2005）。在热水沉积层状硅质岩中 Sb 和 Au 的富集效应更加明显，它们的含量分别达到 1024.2 ppm 和 0.6 ppm，角砾状硅质岩中 Sb 和 Au 更高达 18294 和 2.1ppm，其浓度克拉克值竟达到了 91495 和 524.3（李金高，2000），因此硅质岩层构成了沙拉岗锑金矿床的重要含矿层。

2. 彭错林条带状硅铁建造

彭错林剖面位于雅鲁藏布江南岸，拉孜县城往北约 30 公里处。在宏观上，观察剖面一巨大山包，几乎全部由彩色硅质岩所组成。野外考察发现，由于受后期构造作用影响，硅质岩层的原生沉积层理已多被改造，以混杂态堆积为主。在剖面底部主要产出灰绿色的蚀变玄武岩，其产状多不规则，呈岩墙或岩脉侵入相邻的硅质岩层内。在中下部剖面内发现了由红色硅质岩和灰黑色磁铁矿互层发育的条带状硅铁建造，厚约 20 余米。在这些条带中，磁铁矿条带厚度稳定，多介于 1cm 左右，层理连续性好。但硅质条带却并非全是均一的板条状，某些条带在延伸方向上宽度多变化，局部可见弯曲、碎裂、错断或尖灭现象。在受改造强烈地段，条带状构造已被破坏，呈杂色角砾混杂状构造。剖面中上部多产出厚层块状硅质岩，呈赤红、砖红、灰绿、深黑等杂色，局部可见不同色彩硅质岩的互层发育。

在岩石学特征上，该剖面内硅质岩种类的多样化是一个显著特色。仅从颜色分类就有红色、紫色、绿色、褐色、黑色、白色等多种色泽的硅质岩，而从结构特征分类又有块状、层状、纹层状、结核状、角砾状等不同类型。总体上，硅质岩的岩性致密坚硬，受构造应力作用产生的脆性裂理极其发育。显微镜下观察表明，隐晶－微晶质石英占绝大多数，暗色的锰质矿物主要呈隐晶态存在于基质中，同时还可见少量的火山凝灰质矿物。

磁铁矿条带的出现是本研究剖面内令人振奋的发现之一。一般认为条带状硅铁建造主要产在前寒武纪，尤其是在太古宙变质岩发育区，国内著名的矿区如：辽宁的鞍本地区、河北东部迁安一滦县地区、山西五台地区、河南舞阳等地，是我国铁矿床的重要类型。但在西藏

雅鲁藏布江缝合带内发现该类型铁矿还属首次，尤其是发育在中生代地层中更为难得。野外观察发现，磁铁矿条带的产出特征主要以条层状和纹层状为主，未及典型太古宙磁铁矿条带的宽度大，但它们发育的相对很密集，且和上下互层的隐晶质硅质岩条带界限截然分开。在磁铁矿条带内，磁铁矿的含量可达 20%以上，其余为石英颗粒。

该条带状硅铁建造可能属特提斯洋底热水沉积作用的产物，主要的依据：首先，在野外特征上最邻近蚀变玄武岩的硅质岩多为赤红色和绿色等深色调，这种色调鲜艳的硅质岩一般多被称为碧玉岩，是热水沉积岩的典型岩石学特征（周永章等，2004）。在远离蚀变玄武岩的方向上，硅质岩的色调变浅，多由赤红色变成淡红色，直观地反应了岩石中的铁质矿物含量的降低。其次，镜下观察表明，在硅质岩内发现了大量的热水成因组构，如纹层状结构，色调不同的微细纹层紧密排列；间网脉状结构，枝蔓状裂隙及其充填物将隐晶质硅质岩分割成网脉状格局。该类裂隙和常见的 X 状脆性裂隙不同，它可能是同生成岩期的产物，代表热水流体在通道相内的充填沉淀；角砾胶结结构，可见大量的大小不均匀的角砾局限于一定的空间范围内，角砾杂乱排列无定向，但岩性与母岩完全一致，它代表了海底热水活动“热爆”作用或早期热水沉积层垮塌的产物；环带－孔洞结构，即在硅质岩中常见不规则圆形或三角状封闭圆环，圆环内部常由于矿物相不同而形成环带分异，其外环常是微晶－隐晶石英，内环为放射状彩色玉髓，核部常为孔洞，这种结构代表了热水沉积过程中快速沉淀时堆积不紧密形成的大量微孔隙，然后发育 SiO_2 后期生长的结果。

3. 地质意义

西藏南部沙拉岗和彭错林古热水活动点的发现，揭示了一个重要的地质意义在于热水活动是中生代特提斯洋底活跃的地质作用之一，并且这些古海洋热水活动伴随有相当程度的成矿效应。除这两处剖面外，候增谦等报道在藏南扎西康一带也发现了可能为古海洋喷流成因的锑矿床。由于当前藏南地区的地质勘探程度还比较低，与古海洋热水活动相关的矿床（点）的规模还不得而知，但鉴于古海洋喷流沉积型矿床在西特提斯域（如塞浦路斯等）具有较大的成矿规模，而以西藏为主体的东特提斯域在地质发育背景上和西特提斯域又具有众多相似之处，加上当前又发现了以沙拉岗、彭错林、扎西康等可能为该类型矿床（矿化点）的重要线索，因此我们认为特提斯洋底的古海洋喷流成矿作用在藏南具有较好的成矿潜力，值得引起找矿勘探和成矿研究的重视。

参考文献略

青藏高原木苟日王新生代火山岩地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素组成

——底侵基性岩浆地幔源区性质的约束

赖绍聪，秦江锋，李永飞，隆 平

（西北大学大陆动力学国家重点实验室，西北大学地质学系，西安 710069）

木苟日王新生代火山岩位于西藏双湖镇以南约 40 公里处，属于北羌塘西段地层分区。火山岩出露面积较大，主要由火山岩岩流组成。野外可见火山岩不整合覆盖在老第三系红色砂砾岩（E_{3S}）之上。因此，结合该区相同系列的火山岩的年代学研究资料，可以认为木苟日王基性火山岩的形成年代约在 44~30Ma 左右。

木苟日王新生代火山岩 SiO_2 在 51.43～54.24%之间，总体属于基性玄武质岩石的 SiO_2 含量范畴。Al_2O_3 大于 14%，在 14.17～17.47%之间变化。岩石具有较高的 MgO 含量，大多大于 4.50%，全碱含量高且较稳定（3.85～4.96%），且以 $Na_2O > K_2O$ 为主，Na_2O / K_2O 值近于 1.00。木苟日王新生代火山岩主体为一套亚碱性高钾钙碱质玄武岩类。木苟日王火山岩稀土总量高且较为稳定，一般在 235.46～257.52×10^{-6} 之间，轻重稀土分异明显，∑LREE/∑HREE 较为稳定,在 5.11～5.67 之间变化，岩石（La/Yb）$_N$ 介于 12.19～18.01 之间，δEu 略小于 1，平均为 0.86，表明岩石铕异常不显著，仅有微弱的负铕异常。 微量元素原始地幔标准化配分图解显示，本区火山岩 13 个样品均具有十分一致的配分型式，曲线总体呈右倾型。曲线的前半部元素总体呈富集状态，Rb、Ba、Th、U、K 富集明显，说明它们在岩浆分异过程中的不相容元素性质，显示了青藏陆内造山带火山岩总体高钾的共同特点。

木苟日王 4 个火山岩样品的 Sr-Nd-Pb 同位素分析表明，本区火山岩总体具有中等含量的 Sr，以及相对低 Nd 的同位素地球化学特征，$^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.705339～0.705667, ε_{Sr} = +90.83～ +95.52，$^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512604～0.512639，ε_{Nd} = + 0.02～－0.66。根据 $^{143}Nd/^{144}Nd$ － $^{87}Sr/^{86}Sr$ 相关图解，本区火山岩的 Sr-Nd 同位素组成特征投影在 DMM、HIUM 和 EMII 的连线上，且具有 ε_{Nd} 近于 0 的特点，与典型的地球总成分点（BSE）的同位素组成基本一致。本区火山岩 $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.6246～18.6383，$^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.6093～15.6245，$^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.8192～38.8937。在 Hugh 提出的 Pb 同位素成分系统变化图中，本区火山岩样品无论是在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ － $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上，还是 $^{208}Pb/^{204}Pb$ － $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上，均位于 Th/U=4.0 的北半球参考线(NHRL)之上，并在 $^{208}Pb/^{204}Pb$ － $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上具有与 BSE 完全一致的同位素组成，而在 $^{207}Pb/^{204}Pb$ － $^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上显示了轻微偏高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值。本区火山岩 Δ8/4Pb 在 66.82～74.53 之间，△7/4Pb 也较高，介于 9.88～11.42 之间，ΔSr>50，在 53.39～56.67 之间，显示了显著的 DUPAL 异常特征。

结合木苟日王火山岩的低 SiO_2（SiO_2 < 55%），高 Mg（$Mg^{\#}$ =52～68）、Cr、Co、Ni，亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素，低 Sm/Yb 值（Sm/Yb = 3.07 ～ 4.35），低的放射性同位素 $^{87}Sr/^{86}Sr$， $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.8192 ～ 38.8937， $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.6093 ～ 15.6245，$^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.6246 ～ 18.6383，相对偏高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$，ε_{Nd} 值近于 0 等地球化学特征，可以认为该套岩石来源于具有 DUPAL 异常的亲东冈瓦纳型的受大陆岩石圈物质或俯冲流体交代的原

始地幔尖晶石二辉橄榄岩的部分熔融。

前人已对羌塘地块新生代高钾钙碱性中酸性火山岩展开过详细的岩石学、地球化学和同位素地球化学研究。目前已对这套高钾钙碱性中酸性火山岩取得以下几个方面的认识：（1）该套火山岩主要分布在E85°以东的地区,其K-Ar、Ar-Ar年龄主要集中在44.66～31Ma;（2）主要岩石类型为粗安岩、粗面岩和英安岩,地球化学研究表明这套岩石表现出高Sr、Sr/Y比值,亏损HREE和Eu异常不发育等埃达克质岩的地球化学特征,前人提出它们可能是青藏高原厚大陆地壳下部镁铁质岩石直接部分熔融和拆沉的下地壳脱水熔融的产物;（3）同位素地球化学研究表明,该套岩石的Sr、Nd同位素表现出和邦达错、通天桥和拉嘎拉等钠质碱性玄武岩相似的特征,表明岩石的源区可能受到软流圈物质的交代，同时，这些该套岩石Sr-Nd-Pb同位素特征又具有被大洋沉积物和地壳物质所混合的富含大离子亲石元素和轻稀土元素的不均一富集地幔源区的特征，与EM Ⅱ富集地幔源特征一致;（4）对于这套岩石产生的构造动力学背景，目前的主要观点主要有：拉萨地块大陆岩石圈的北向俯冲作用;青藏陆块之下的上涌的软流层物质的底侵作用引发增厚的下地壳的部分熔融。

因此，底侵作用的研究对于这套高钾钙碱性中酸性火山岩的成因解释将有十分重要的意义。结合现有的研究资料，我们认为木苟日王高钾钙碱性基性火山岩极有可能是该时期底侵作用的物质代表。因为：（1）其本身的地球化学特征表明，它源于受大陆岩石圈物质或俯冲流体交代的原始地幔尖晶石二辉橄榄岩的部分熔融;（2）和走构油茶错、多格错仁等地产出的高钾钙碱性中酸性火山岩相比：①木苟日王的基性火山岩同属于高钾钙碱性系列;②和中酸性火山岩一样，发育Nb、Ta、Ti等HFSE元素的负异常;③同位素地球化学特征上，从木苟日王的基性火山岩到走构油茶错、多格错仁的中酸性火山岩，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值连续降低，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值连续升高。而且，木苟日王基性火山岩的Sr-Nd-Pb同位素特征表现出由BSE或PREMA端元向EMII端元演化的趋势，而走构油茶错和多格错仁的中酸性火山岩的Sr-Nd-Pb同位素则相应地表现出由EMII端元BSE或PREMA端元演化的趋势，这充分表明两种岩石的源区曾存在某种程度的相互交代作用，这也和木苟日王基性火山岩中出现的HFSE元素亏损的特征相符;④两种岩石的Pb同位素组成都符合Hart所提出的狭义的DUPAL的特征，表明它们的源区存在明显的亲缘关系。再考虑到木苟日王、走构油茶错和多格错仁等地火山岩的空间分布关系，我们认为木苟日王高钾钙碱性基性火山岩可能代表了和羌塘地块上高钾钙碱性中酸性火山岩同时代产出的地幔底侵作用的产物。

目前关于青藏高原新生代地幔底侵作用的构造动力学背景主要有两种解释：（1）青藏高原增厚的岩石圈发生拆沉作用,这主要是基于羌塘地块新生代高钾钙碱性埃达克质岩高Mg、Cr、Ni等元素的特征;（2）拉萨地块大陆岩石圈的北向俯冲，俯冲流体交代软流圈并诱发其熔融。综合考虑现有的地球物理资料和羌塘地块新生代高钾钙碱性火山岩的地球化学特征，后一种模式似乎更能解释木苟日王高钾钙碱性基性火山岩的成因。因为：（1）根据层析成像资料，印度岩石圈地幔正沿喜马拉雅带向高原地幔深部俯冲，而北羌塘在350~150 km 深度内出现低密度地幔物质的上涌;（2）现有的研究表明，软流圈物质直接部分熔融的玄武质岩浆一般为碱性而且不发育Nb、Ta、Ti等HFSE元素的负异常。因此，木苟日王高钾钙碱性基性火山岩的Nb、Ta、Ti等HFSE元素的负异常和它们相对不显示富集特征的同位素地球化学表明它们更有可能源于受到俯冲洋壳流体交代的软流圈地幔的部分熔融。

综合上述分析，根据本文的研究结果并结合已有的研究资料，我们提出，由于拉萨地块的北向俯冲作用，俯冲流体交代软流圈地幔并诱发其部分熔融，产生木苟日王高钾钙碱性基性岩浆。该岩浆底侵于增厚的羌塘地块岩石圈底部，导致其发生部分熔融，形成羌塘地块上广泛发育的埃达克质高钾钙碱性中酸性火山岩。

青藏高原板内层流造山及其热隆伸展成矿

李 德 威

（中国地质大学（武汉）青藏高原研究中心，地球科学学院, 武汉）

青藏高原是创立大陆动力学理论体系的最佳野外实验室，也是建立现代成矿理论的理想基地。由此凝练出来的地学前沿关键科学问题有：青藏高原内部多条不同时代的缝合带中哪一条代表印度板块与欧亚板块的边界？为什么板块碰撞与青藏高原隆升之间存在明显的时差？为什么压应力集中的碰撞带（如金沙江、班公湖-怒江和雅鲁藏布江缝合带）呈负地貌？为什么作为全球最典型的碰撞造山带的喜马拉雅内部既没有蛇绿岩组合也没有碰撞时限(65－40M a)的地质事件(构造隆升、构造变形、岩浆活动、变质作用等)和成矿事件的记录？ 为什么青藏高原不是沿缝合带分布的线性山系而呈似盆状结构？经受揭顶作用和上地壳伸展减薄仍显示巨量地壳加厚的青藏高原外来地壳物质从何而来？青藏高原下地壳广泛发育的反射层、低速层、低阻层异常高热流是什么成因？青藏高原是存在导致刚性岩石圈解体的弱下地壳？弱下地壳会流动吗？其流动通道、流动方式、流动方向、流动条件、流动机制是什么？为什么青藏高原盆山过渡带普遍发育倾向腹陆式叠瓦状逆冲推覆构造系统？为什么青藏高原周边盆山转换带有规律地发育大型共轭走滑断层系？为什么青藏高原内部广泛发育的各种类型的伸展构造与地壳加厚、构造隆升同步？造山带厚壳伸展构造的形成机制是什么？为什么青藏高原内部弥散性分布晚新生代与伸展构造密切相关的高钾钙碱性系列、碱性系列或钾玄岩系列火成岩？青藏高原面状分布的晚新生代埃达克质岩浆岩是形成于板块俯冲、陆内俯冲还是层流加厚下地壳的部分熔融？为什么青藏高原地壳酸度高岩浆具亲壳特征？青藏高原高压、超高压变质岩的形成过程和折返机制是什么？为什么青藏高原内部新生代断陷盆地沉积岩没有挤压变形而青藏高原周边盆地陆相沉积岩强烈挤压变形？青藏高原隆升与其周边盆地沉降在时代、幅度、速率、物源、量级等方面存在什么内在联系？青藏高原及邻区盆山体系向南有序迁移演化与青藏特提斯域向南有序迁移演化之间有何内在联系？如何确定青藏高原不同区带隆升的起始时限、隆升方式、隆升精细过程和隆升速率变化？为什么青藏高原隆升构造过程中发生金属成矿大爆发？为什么各(微)板块碰撞时期成矿作用并不明显？青藏高原隆升机制是什么？

笔者通过解析青藏高原大陆动力学科学问题，提出以盆山耦合和下地壳流动为核心的层流构造假说(李德威，1993a；1995)，反映垂直运动与水平运动相结合的地壳尺度盆山物质循环，概括如下：在板块作用背景下，盆地中央莫霍面受热点或地幔枝影响显著上凸，地壳底部因底侵作用而发生壳幔反应和部分熔融，引起下地壳物质软化和流动。盆地幔隆区热流物质处于势能-重力失稳状态，低粘度物质沿着下地壳软层流向相邻造山带幔拗区，双向或多向热软化物质层流汇聚导致造山带地壳增厚，特别是造山带核部下地壳巨量增厚，发生部分熔融，与埃达质花岗岩浆上升有关的热垫作用向上顶托中上地壳,诱发垂向主应力，导致热隆伸展,形成低角度伸展构造系统(如变质核杂岩和拆离断层)和高角度伸展构造系统(如裂谷盆地、裂陷盆地、堑垒构造组合等)，在上地壳派生水平运动。造山带核部地壳深源物质的大量注入和盆山之间的巨大高差导致盆山过渡带在山体侧向扩展和挤压背景下形成叠瓦状倾向腹陆式逆冲断层，出现大规模的推覆体和滑覆体，覆盖在已经成盆并受改造的前陆

盆地之上。盆地上部脆性块体在下地壳热软化物质层流运动拖动下楔入造山带，在盆地边缘形成凹陷带，在盆山转换带形成共轭走滑断层。下地壳层流作用制约大陆盆山系统浅层物质运动。在盆山地壳物质循环体系中，从与热点或幔枝有关的盆地中央莫霍面上隆的部分熔融和强流变区开始，经造山带下地壳物聚增厚和韧性流动、上地壳热隆伸展和隆升剥蚀再到盆地接受沉积，出现深源岩浆岩、高温麻粒岩、（超）高压榴辉岩、高压麻粒岩、埃达克质岩浆岩、角闪岩相岩石、壳源岩浆岩、绿片岩相岩石、细粒沉积岩（常伴有火山岩）、粗粒沉积岩的有序组合，伴随进变质作用、退变质作用、无变质作用和埋藏变质作用。板内新生下地壳层流与其上、下圈层的作用形成顺层韧性剪切带，发育橄榄石糜棱岩、麻粒岩糜棱岩、长英质糜棱岩等。这种盆山作用过程包含盆山体系四维(层块和过程)结构水平运动与垂直运动的转换和伸展构造与挤压构造的转变，导致造山带地壳下部挤压流变、巨量增厚和地壳上部块断运动、侧向扩展、剥蚀和伸展减薄，而相关的盆地则出现下地壳横向流失、巨量减薄和上地壳沉积加厚的互补现象。

基础地质和矿床地质有机结合，搞清成矿规律，有利于明确找矿方向，提高找矿效率。笔者在板内层流造山模式指导下准确预测了青藏高原南部不同构造带的矿带分布、矿床类型、矿床规模和成矿时代，指出青藏高原南部大规模金属成矿作用主要发生在大陆板内构造环境，主期金属成矿作用发生在板内造山峰期的构造热隆伸展过程(李德威，1994)。大陆板内热隆伸展成矿具有普遍意义。例如，青藏高原南部以斑岩型铜矿床为代表的多金属矿床（雅鲁藏布江蛇绿岩带铬铁矿等除外）的主期成矿发生在喜马拉雅晚期,大规模金属成矿年龄集中在 17-15Ma，与板块碰撞无关；青藏高原东部及“三江”地区以玉龙斑岩型铜矿床(35-36 Ma)为代表的大规模金属成矿作用主要发生在喜马拉雅早期，而该区处于古特提斯和中特提斯构造域；青藏高原北部和东北部阿-秦-祁-昆带的主期成矿是燕山期，大陆板内构造成矿作用叠加在原特提斯和古特提斯构造域之上。青藏特提斯构造域板块碰撞边界从北向南迁移，大陆板内主期成矿也显示从北向南迁移演化的规律。

显示反射层、低速层、低阻层的青藏高原下地壳可能呈粘塑性或韧性状态，巨量加厚的下地壳发生部分熔融，形成埃达克质岩浆，垂向管流引起热垫作用，下地壳热垫作用派生的垂向主应力在上地壳形成变质核杂岩(热穹窿)、拆离断层、断陷盆地和地堑等伸展构造。因此改造了早期洋壳的下地壳流层提供了良好的多源和深源成矿物质，上地壳的伸展断裂系统提供了优越的容矿环境。这种在洋陆体制转换之后形成的大陆板内造山带热隆伸展构造的控矿成矿作用具有普遍意义，引张动力成矿作用是最重要的成矿方式(李德威，1993b)。总之，青藏高原分阶段构造演化、四维伸缩转换、壳幔相互作用、地壳分层增厚、下地壳软化流动、上地壳伸展裂陷、盆山同步演化、多层块相互耦合、板内地壳物质循环是研究板内热隆伸展成矿的新思路，并对认识大陆板内成矿具有普遍意义。

主要参考文献：

李德威. 1994.藏南成矿条件及找矿远景分析.桂林冶金地质学院报,14（2）：131-138.

李德威. 1993b.成矿动力学刍议.地球科学-中国地质大学学报,18（4）：407-413.

李德威. 2005.理论预测与科学找矿-以西藏冈底斯斑岩铜矿为例.地质科技情报,24(3):48-54.

李德威. 1995.再论大陆构造与动力学.地球科学,20（1）：19-26.

李德威. 1993a.大陆构造样式及大陆动力学模式初探.地球科学进展,8（5）：88-93.

李德威. 2004.青藏高原南部晚新生代板内造山与动力成矿.地学前缘,11(4):361-370.

浅谈壳幔过渡层及其大陆动力学意义

罗 照 华

(中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083)

地球内部结构的确立主要是地球物理学家的贡献。然而，地球物理学方法确定的圈层结构其基本含义仍是物性结构，由于不同矿物、岩石物性参数变化范围的相互重叠和随环境的改变而变化，这种结构并不等同于真实的化学结构。因此，当应用地球物理资料解释区域地质特征时，岩石学、矿物学和地球化学必须对各圈层的物质组成提供决定性的限定条件。地球物理探测结果的另一个特征是瞬时性，其适用性取决于区域深部过程的频率和强度，以及地球物理方法的分辨率。在深部过程较弱的地区，地球物理探测结果记录了区域最后一次强烈的构造变动。因此，现今地球物理学研究成果到底能够向前追索多长时间的地质历史，依然是一个变数，可能在不同的地区是有区别的。由于这两个特点，常常导致地球物理学研究成果的不当引用，有关壳幔过渡层的概念即是其中之一。根据地震测量结果，造山带常见一个 P 波传播速度介于典型地壳和典型地幔之间的圈层，称为壳幔过渡层。这个圈层在地球物质科学领域常常被解释为壳幔混合层，形成机制不十分明确。本文提供了另一种选择，认为壳幔过渡层实际上可能是幔源岩浆底侵作用和地壳分异作用的产物，其密度随压力的逐渐变化是其波速特征的主要原因，是区域岩石圈重力不稳定的标志；也可能是软流圈物质岩石圈化的结果，是区域岩石圈逐渐冷却的象征。这个模型可以更好地解释造山带岩石圈拆沉作用、壳幔物质交换和岩浆活动，因而壳幔过渡层的查明具有重要的大陆动力学意义。

西藏措勤—昂仁地区岩浆活动和铁、铜矿化特征及其成矿控矿系统研究*

孟宪刚[1], 朱大岗[1], 邵兆刚[1], 杨朝斌[2], 韩建恩[1], 余 佳[1],

孟庆伟[1], 吕荣平[1]

（1. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081;
2. 西藏自治区国土资源厅，拉萨，850000）

措勤-昂仁地区位于青藏高原腹地，地理坐标为北纬 29º 20'～31º 00'；东经 85º 00'～87º 30'范围内，行政区划隶属于西藏自治区阿里地区的措勤县和日喀则地区的昂仁县境内，属青藏高原内部山区[1]。

1. 区域地层

该区出露的地层主要为石炭系碎屑岩、二叠系海相碎屑岩、碳酸盐岩及古近系陆相火山岩地层。从老到新为：

上石炭统永珠组（C2y）：浅灰、浅灰绿色中—厚层状变质石英砂岩、长石石英砂岩夹灰黑色薄层状粉砂质泥板岩。下二叠统拉嘎组（P1l）：灰色、青灰色含砾不等粒长石石英杂砂岩、含砾不等粒岩屑长石杂砂岩、含砾长石砂岩、石英砂岩、粉砂岩及钙质粉砂质泥岩等组成，或互层出现。下二叠统昂杰组（P1a）：总体为一套浅灰色厚层状复成分砾岩、砂砾岩、长石石英砂岩、长石岩屑砂岩、岩屑石英杂砂岩与灰黑色厚层状粉砂岩、泥岩和含生屑碎屑灰岩等呈韵律旋回反复出现。中二叠统下拉组（P2x）：下部岩性为含生物碎屑微晶灰岩、生物碎屑（微晶）灰岩夹瘤状（内碎屑）灰岩，灰岩中产极为丰富的暖水动物群化石，主要为暖水型蜓、珊瑚、腕足类、苔藓虫和海百合茎等化石；上部为浅灰色厚层状含灰粉晶白云岩，间夹少量浅灰色中、厚层状生物碎屑灰岩、菱铁矿灰岩及含鲕状赤铁矿灰岩和硅质岩。上二叠统敌布错组（P3d）：深灰、灰白色中—厚层状含砾长石砂岩、含鲕状赤铁矿长石石英砂岩、含炭岩屑砂岩与黑色薄层状含炭泥质粉砂岩、含炭粉砂质泥岩互层；岩层下部夹深灰色薄层状硅质岩；上部夹深灰色微晶灰岩，敌布错组地层区域上与下伏下拉组呈角度不整合接触。古近系渐新统日贡拉组（E3r）：以陆源碎屑岩和火山碎屑岩为主，夹少量生物碎屑灰岩、泥灰岩、白云岩及含凝灰质硅质岩组成。

此外，第四系堆积物主要由河流相的冲积、冲洪积、坡积、洪积以及湖泊相的湖积砂、砾石、砂质粘土等组成。

2. 岩浆活动

区内岩浆岩极为发育，主要形成于燕山晚期至喜马拉雅期。侵入岩多呈带状分布的岩基产出。燕山期岩浆岩以中酸性为主，喜马拉雅期岩浆岩以酸性为主，岩石类型主要为黑云母

* 基金项目：国家自然科学基金项目（批准号：40572134）和中国地质调查局项目“青藏高原第三纪重点古湖泊环境演变序列”（任务书编号：科[2005]005—02；工作项目编码：1212010511902）资助。

花岗岩、钾长花岗岩、二长花岗岩。并有一系列斑岩体产出，主要为二长花岗斑岩和花岗闪长斑岩，少数为石英二长斑岩和花岗斑岩。最新侵入层位为上白垩统—古近系，侵入时代从燕山期—喜马拉雅期均有分布。岩体的稀有元素总量变化很大，介于 51.76×10-6～462.14×10-6 之间，轻、重稀土元素分馏明显，缺少明显的负 Eu 异常，稀土元素曲线为平滑的右倾型，其元素特征表明岩浆来源较深，形成深度应大于 40km。侵入岩的 87Sr/86Sr 初始比值范围为 0.7047～0.7066，岩体成因类型多属 I 型。

火山岩以喜马拉雅期为主，岩性为一套中酸性的火山熔岩及火山碎屑岩，具岩浆弧活动大陆边缘火山岩的特征，为区内铁、铜多金属矿床的形成提供了物质基础。

冈底斯岩浆带的花岗岩对铜、金、铁的成矿十分有利，主要表现在花岗岩以中等分异的中酸性岩为主，属高钾钙碱性—I 型磁铁矿系列，含大量幔源组分，具深源较浅成侵位特征，与含金、铜、铁花岗岩类的岩石地球化学特征相似，具有金、铜、铁成矿的物源条件和一定程度的矿质聚集条件。此外，花岗岩类岩浆在氧化还原电位、挥发性组分的含量、碱质含量等方面也有利于金、铜矿的形成。

尼雄岩体侵入下拉组（P2x）、敌布错组（P3d）地层中，接触界线呈波状弯曲，一般外倾，倾角 35º～60º。岩体边部常发育 3m 的细粒冷凝边，暗色矿物呈定向排列，条带状分布，走向和接触界线一致。并经常见有围岩捕虏体，呈棱角状、椭圆状，大小 5～40cm 不等。

围岩为含炭泥砂质碎屑岩和微晶灰岩，受岩体侵位作用的影响，常见小规模的牵引褶皱，且具明显的角岩化和矽卡岩化。蚀变岩石类型有红柱石堇青石角岩、二云母角岩、斑点板岩、大理岩和磁铁矿化矽卡岩等。外接触带宽约 1000～2000m，由岩体边部向外可划分出红柱石—堇青石角岩带、黑云母—白云母带。

3. 构造成矿系统特征

包括本区在内的青藏高原造山带虽然尚未完成整个碰撞造山过程，但却产生了极具标志性的地质事件，在陆壳板片俯冲和地壳缩短加厚（至 60km）阶段，在雅鲁藏布江缝合带北侧形成大量碰撞期花岗岩。

区内构造线总体呈近东西走向，以发育线性复式褶皱和压扭性逆断裂为特征，断裂分布有序，方向性强，具有多期活动特征[2]。同时发育有紧密倒转褶皱和推覆构造。北西西向和近东西向断裂构造构成区内主体构造格局，尚发育北东向、北西向、近南北向断裂构造。由于断裂的多期活动及分段性，造成断层的多次迭加和交切改造，形成复杂多样的构造形态。总体而言，北西西向及近东西向断裂发育时间较早，规模大，延伸远；而北东向、北西向及近南北向断裂发育较晚，分布局限。

区内东西向主导性区域构造所派生的北东向、北西向次级断裂构造系统不仅控制了成矿元素地球化学异常带的分布，而且北东向、北西向两组次级断裂构造的交汇部位，还控制了喜马拉雅期陆内汇聚作用阶段区内含矿斑岩体的分布和产出。在区域重力和航磁测量结果中明显反映出区内铁、铜多金属成矿带内重力梯级带、航磁异常带的展布受深大断裂的控制[3]，并与火山—侵入岩带空间产出相一致；重力梯级带内异常走向发生变化的区段多是矿床（点）集中产出地段，显示本区铜，铁，多金属成矿带的地球物理特征与区域构造、岩浆活动和成矿作用之间的良好对应关系[4]。

区域上近东西向、北东向、北西向和近南北向四组线性构造的交叉部位，与环形构造的交叉部位及其边部是成矿的有利部位，矿化（蚀变）特征明显，并与尼雄、日阿等矿床（点）吻合。显示了巨大的找矿潜力。

4. 矿化特征

区内尼雄富铁矿的矿点调查工作表明，尼雄富铁矿呈北西—南东向带状分布，矿带长约 25km，宽约 3km。自矿带北西至南东端，分为机雍、沙松南、毛加峡三个矿区。根据矿体露头及少量槽探工程揭露，已圈定出了 23 个富铁矿体，初步估算磁铁矿石总量为 13500 万吨。其各矿区特征如下：

（1）机雍矿区：位于尼雄铁矿带北西段，矿区内划分为木质顶和啊木弄两个矿段。在长 13km，宽 2km，圈定出 19 条磁铁矿体，其中木质顶矿段 5 条，啊木弄矿段 14 条。对木质顶矿段、啊木弄矿段内矿体厚度大于 10m，长度大于 500m 的 2 号、18 号、19 号矿体调查表明，矿石矿物主要为磁铁矿，其次为赤铁矿、褐铁矿。矿石平均品位 TFe＞60%。初步估算 2 号、18 号、19 号三个矿体磁铁矿石量（3341）达 10500 万吨。

（2）沙松南矿区：位于尼雄铁矿带中段。矿区内圈定出一个矿体，矿体编号为 20 号。矿体形态为球冠状，半径 511.9m，平均厚 11.9m。矿石矿物主要为磁铁矿，次为赤铁矿、褐铁矿。矿石平均品位 TFe＝45.82%。初步估算磁铁矿石量（3341）3000 万吨。

（3）毛加峡矿区：位于尼雄铁矿带的南东段。由于第四系覆盖，仅发现 21、22、23 号三个矿体，矿石平均品位 T_{Fe}＝62.1%。

5. 控矿构造

区内断裂构造发育，主要有北西向、北东东向两组，北西向有 Fl、F2、F3。北东东向只有一条为 F5。北西向断裂为尼雄—日阿矿带的导矿、控矿、储矿构造。

F1：走向长 2.8km，宽 1～6m,带内主要有初碎裂岩,褐铁矿、硅化砂岩、硅质岩等。呈大小不的角砾状，东端走向为南东东，中西部走向为北西，倾向北东东—北东，倾角 45°～70°，断层面呈舒缓波状。F2：分布于啊木弄一弄青波一线，走向长 0.8km，宽 1～l0m，为硅化破碎带,带内见有褐铁矿、磁铁矿、硅质岩、硅化砂岩，局部形成褐铁矿体和磁铁矿体。中东部走向为南东东，中西部为北西向，倾角 45°～65°，断层面呈波状。F3：分布于千弄一捌勒，西延到木质顶,走向长 5Km，宽 5～25m，为实测逆断层，走向北西，倾向北东，倾角 45°～60°，带内见糜棱岩、角砾岩、褐铁矿，角砾棱角少，呈压扁的透镜状，定向排列。F5：分布于嘎木南，走向长 1.7km，宽 5～12m，走向北东东，倾向北北西，倾角 30°，为一实测正断层。带内主要有构造角砾岩、初碎裂岩、硅化岩，具角砾状构造，角砾无定向排列，杂乱分布。

6. 蚀变特征

与构造—热液作用有关的气液蚀变带宽 200～1350m，主要蚀变类型有：磁铁矿化、褐铁矿化、角岩化、硅化、透辉石化、绿帘石化、碳酸盐化，其中磁铁矿化、硅化、矽卡岩化、透辉石化与成矿关系最为密切，相对应的蚀变岩石是矿体的直接围岩。

7. 找矿标志

区内磁铁矿床主要找矿标志有：侵入体外接触带下拉组、敌布错组的灰岩接触带内；区域性北西或北西西向构造破碎带；富铁矽卡岩露头；物探磁异常地段是铁矿体产出部位[3]；断隆带内敌布错组中含赤铁矿砂岩中层间断裂构造带，尤其是倾角陡、延伸大的层间断裂带；含铁岩系产状突变的部位；围岩蚀变有：硅化、角岩化、矽卡岩化，且有明显的磁异常的地区均可作为接触交代—热液充填型矿床的找矿标志。

西藏冈底斯带花岗岩告诉我们什么？

莫宣学[1]，董国臣[1]，赵志丹[1]，侯增谦[2]，牛耀龄[1,3]，周 肃[1]

（1. 中国地质大学（北京）；2. 中国地质科学院地质研究所；
3. *Department of Earth Sciences, Durham University*）

花岗岩类岩石是大陆特有的重要组成部分，花岗岩浆作用是大陆地壳形成与演化的重要过程。西藏花岗岩约占西藏自治区面积的 12 %，其中，80%分布在冈底斯岩浆岩带，出露面积与火山岩类大致相等，各约 11 万 km2。在空间上，冈底斯花岗岩带大致可以分为北带、中带和南带三个亚带。在时间上，以印度－亚洲大陆碰撞事件为标尺，可将青藏高原构造－岩浆事件划分为碰撞前（> 65 Ma）、碰撞期 (65－40 Ma)、后碰撞（< 40 Ma）三大阶段。一般认为，北带花岗岩的形成与班公湖－怒江洋的俯冲消减以及羌塘－拉萨陆块碰撞有关；南带花岗岩则与雅鲁藏布洋向北俯冲消减以及印度－拉萨陆块碰撞有关。

1. 冈底斯带花岗岩的构造－岩浆类型

冈底斯带的花岗岩类岩石主要有以下四种构造－岩浆类型：俯冲型花岗岩类、同碰撞型花岗岩类、同碰撞－后碰撞强过铝花岗岩类、后碰撞埃达克质斑岩类。它们形成于不同的大地构造环境，蕴含着不同的地球动力学信息。

俯冲型花岗岩类：在冈底斯北带，主要分布在中段与西段，岩石类型为 I 型英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩等，侵位时代大致在 170－100 Ma 之间，主要呈岩基和岩株产出，在空间上与同时期的钙碱性火山岩共生，且含有较多暗色岩石包体，是班公湖－怒江洋俯冲消减的产物。在冈底斯南带，俯冲型花岗岩侵位时代为 130－70 Ma，由 I 型花岗闪长岩、石英闪长岩、二长花岗岩等构成，与中侏罗世叶巴组及晚侏罗世－早白垩世桑日群俯冲型火山岩系相伴。在冈底斯中带，出露有年龄为 170－144 Ma 及 135－80 Ma 的俯冲型花岗岩类，还有年龄为 217 Ma（锆石 U-Pb 年龄）古特提斯洋俯冲晚期的巨斑花岗闪长岩。

同碰撞型花岗岩类：典型代表是冈底斯南带中段的曲水花岗岩基（过去曾认为属俯冲型花岗岩），展布于谢通门－南木林—尼木—曲水一带，岩石类型多样，从中基性到酸性都有，以花岗闪长岩、石英闪长岩、石英二长岩、二长花岗岩为主，含有丰富的暗色铁镁质微粒包体及其它岩浆混合作用标志。特别醒目的是，在冈底斯花岗岩带的最南缘，断续出露着一条呈东西向分布的辉长岩－辉绿岩－辉石岩小岩体带。对曲水以北到谢通门之间约 200 km 长度范围成套的辉长岩/辉绿岩、花岗岩类寄主岩及其中的暗色铁镁质微粒包体样品的锆石 SHRIMP U-Pb 同位素定年表明，其形成时代为 47－52.5 Ma（主要在 50 Ma 左右），是印度－拉萨陆块碰撞的产物。冈底斯北带年龄在 160－99 Ma 的花岗岩也属于同碰撞型花岗岩，是羌塘－拉萨陆块碰撞形成的。

同碰撞－后碰撞强过铝花岗岩类：在冈底斯带已发现 15 个岩体，主要为含白云母花岗岩，其中常含铁铝榴石，有时可见黑电气石、红柱石。在整个西藏未见到澳大利亚拉克兰造山带特征的堇青石型强过铝花岗岩，说明西藏强过铝花岗岩总体上形成于相对高压低温、厚地壳的环境。与喜马拉雅带淡色花岗岩集中于 20－10 Ma 不同，冈底斯带含白云母花岗岩形成于较宽的年龄范围（从侏罗纪到新近纪），且有多期活动的特点，大致分布在四个年龄段：（1）196－189 Ma（白云母 K－Ar 年龄），如当雄以南的宁中岩体，可能与古特提斯的闭合、碰撞有关；（2）145－74 Ma，分布在冈底斯北带及中带，典型的岩体如南木林县的

罗扎白云母花岗岩体（锆石 U-Pb 年龄 133.9±0.9 Ma）、班戈岩体（黑云母 K－Ar 年龄 110－145 Ma）、德姆拉岩体（白云母 K－Ar 年龄 79 Ma）等，可能与班公湖－怒江洋的闭合及羌塘－拉萨陆块碰撞有关；（3）56－50 Ma，主要分布在羊八井、察隅、朗县等地，可能对应于印度－亚洲大陆碰撞期；（4）35－8 Ma （高峰期 24－18 Ma），主要分布在察隅、桑日、林芝、日土等地，相当于印度－亚洲大陆后碰撞期，与喜马拉雅带淡色花岗岩主要活动期对应。

后碰撞埃达克质斑岩类：侵入在上述俯冲型及碰撞型大花岗岩体或中－新生代火山岩中，受东西向与南北向两组断裂控制，形成近东西向展布的斑岩带。现在已经勘查揭露的含矿斑岩带有 450 km 长，30－50 km 宽，其中有若干重要的 Cu-Mo，Cu-Au， Cu-Fe 矿床，如驱龙、甲马、冲江、雄村-洞嘎等。含矿斑岩主要为二长花岗斑岩、石英二长斑岩、正长花岗斑岩，具有埃达克岩的地球化学特征（Chung et al.，2003；Hou et al.，2004）。锆石 SHRIMP U－Pb 同位素定年表明，斑岩形成年龄为 12－18 Ma（高峰为 15 Ma）；辉钼矿 Re－Os 同位素定年厘定，成矿年龄为 14.5 － 16.8 Ma。一般认为，这类斑岩体及相关矿床形成于印－亚碰撞后的一次大规模的伸展事件，与南北走向的地堑系有成因联系。

2. 冈底斯带花岗岩的地球动力学意义

冈底斯带上述丰富的花岗岩记录，为了解青藏高原的形成演化提供了哪些有意义的信息呢？

2.1．为再造从新特提斯到青藏高原形成的历史提供了岩浆岩方面的证据和约束。青藏高原是在特提斯演化发展的基础上形成的。研究表明（钟大赉，1998），川滇藏古特提斯洋形成于早石炭世，闭合于三叠纪末，主要涉及班公湖－怒江以北广大地区。班公湖－怒江洋及雅鲁藏布洋属于新特提斯阶段的洋盆，它们闭合后形成的缝合带分别成为冈底斯带（拉萨地块）的北界和南界。从蛇绿岩、不同构造岩浆类型花岗岩与火山岩的年龄及与地层的关系、区域性不整合等综合证据来判断，班公湖－怒江洋的打开时间，应不晚于晚三叠世，其俯冲开始时间约在 170 Ma 左右（可能为双向俯冲），洋盆的闭合（即羌塘－拉萨陆块碰撞）时间，可能自晚侏罗世开始，于早白垩世末（约 99 Ma）完成，因为可以见到蛇绿岩局部被上侏罗统不整合覆盖，普遍被上白垩统不整合覆盖。雅鲁藏布洋的打开时间，过去很长一段时间都用日喀则附近蛇绿岩的形成年龄（120 Ma 左右）来代表。然而，近年来的研究却揭示出多组蛇绿岩年龄值与多个时代放射虫硅质岩的存在，从而推断雅鲁藏布洋的最早打开时间，也不晚于晚三叠世，而且可能沿走向有所不同。尔后，雅鲁藏布洋板块自中侏罗世开始向北俯冲于拉萨地块之下，形成了冈底斯带中侏罗世叶巴组及晚侏罗世－早白垩世桑日群俯冲型火山岩系，及俯冲型花岗岩类（127－70 Ma）。岩浆、沉积和地层的综合证据，特别是横贯整个冈底斯带的巨大区域不整合表明，雅鲁藏布洋开始闭合、印度－亚洲大陆开始碰撞的时间在西藏不晚于 65 Ma，完成碰撞的时间在 40/45 Ma 左右（Yin and Harrison，2000；Mo et al., 2002；Ding et al.，2005）。大致从 40/45 Ma 开始，青藏高原进入后碰撞期。在冈底斯带，40－25 Ma 期间几乎是一个岩浆活动的间歇期。只在 30 Ma 左右有零星的源于中－上地壳的强过铝花岗岩开始活动，至 24－18 Ma 达到高潮。从 25－10 Ma，自西向东依次发生了源于陆下岩石圈（SCLM）的钾质－超钾质火山活动。18－12 Ma 发生了来源于加厚下地壳或早先的俯冲洋壳的埃达克质含铜斑岩事件。这三个准同时的后碰撞构造－岩浆事件，主要都发生在 20－10 Ma 左右。这也是南北向地堑系发育的时期。(Mo et al., 2006)

2.2．为认识青藏高原大陆地壳的生长演化提供了重要的证据与信息。众所周知，青藏高原具有平均厚度相当于正常陆壳厚度两倍的巨厚地壳，是世界上研究大陆地壳生长与演化的典型地区。而冈底斯带作为欧亚与冈瓦纳两个超级大陆之间的前缘地带，其中的花岗岩类

岩石对于研究两个超级大陆汇聚－碰撞过程中大陆地壳的生长演化更具有重要意义。

（1）冈底斯带花岗岩不同的 Nd－Sr 同位素组成，揭示出冈底斯带存在着两类地壳，一类是年青的初生地壳，分布在冈底斯南带的主体部分；另一类是经过多次再循环形成的成熟的古元古代－中元古代地壳，分布在冈底斯中带以及北带与南带部分地区（莫宣学等，2005）。冈底斯南带的大部分地区，不论是碰撞前（俯冲型）花岗岩还是碰撞期花岗岩，均具有 εNd(t)（＋）值（＋1.64－+5.21）。后碰撞期的斑岩，也多具 εNd(t)（＋）值，最高可达＋5.52，少数具 εNd(t)（－）值，也多在－2.5 以内。花岗岩类岩石的 εNd(t)值，与伴生的底侵岩浆产物辉长岩/辉绿岩（＋2.34－+8.56）及林子宗火山岩下部典中组（＋3.24－＋1.0）相似。这些花岗岩的成分点在 Nd－Sr 同位素相关图解中靠近地幔趋势线及 MORB 端元，说明地幔物质在花岗岩成因中有重要的贡献。它们的模式年龄 TDM 也很年青（< 500 Ma）。以上特征，与中亚造山带（Jahn et al., 2000）、美国西部中生代 Sierra Navada 与半岛山脉岩基带（Depaolo，1981）等相似，具初生（juvenile）地壳的特征，是显生宙大陆地壳的大规模生长的又一个重要范例。相反，冈底斯中带以及北带与南带的部分地区的花岗岩类却以 εNd(t) （－）值为特征（-5.3－-17.3），模式年龄 TDM 有两组值，1.2 Ga 及 2.0－2.5 Ga。在一些火山岩的 SHRIMP 测年中，也多次发现这些老年龄信息。这表明，这些地区的地壳具有古元古代－中元古代基底；在花岗岩成因中，地壳组分具有主要贡献。Zhu et al.(2006) 最近报道了上述两类地区部分侏罗纪花岗岩的 Hf(T) 值，冈底斯南带为＋10.4 、 ＋16.8 ，中带与北带在 －3.9 与 －13.7 之间，Hf 模式年龄为 1.4 －2.1 Ga，与前述讨论一致。

（2）包括花岗岩类在内的碰撞－后碰撞火成岩，揭示出印度－亚洲大陆碰撞以来主碰撞带地壳增厚的三阶段过程，并估算出地幔物质对地壳增厚的相对贡献。如前所述，自印度－亚洲大陆碰撞以来，冈底斯带发生了两次岩浆活动高潮：第一次为同碰撞期岩浆活动（65－40 Ma 左右），以巨大规模的曲水花岗岩和林子宗火山岩活动为代表；第二次为后碰撞期岩浆活动（25－10 Ma 左右），以钾质－超钾质火山岩、埃达克质斑岩、强过铝花岗岩的准同时活动为特征。而在两次高潮之间（40－25 Ma 左右）是一个岩浆活动的间歇期。上述事件对应着地壳生长与增厚的三个阶段：①主要由于幔源物质（通过幔源岩浆）的加入，形成初生下地壳及明显的地壳增厚（主要发生在 50 Ma 以后）；②主要由于构造挤压，使地壳缩短增厚（40－25 Ma 左右）；③在约 25Ma 之前，地壳已增厚到其下部达榴辉岩相的条件，25－10Ma 间仍有中/上地壳的增厚，以及与软流圈上隆或横向流动相对应的岩石圈伸展（南北向地堑系发育）。根据地球物理及地球化学资料的约束，现今冈底斯的平均地壳厚度为 70 Km，碰撞开始时估计为 35 Km，在碰撞过程中增厚了约 35 Km。据估算，地幔物质对地壳增厚的贡献约 15 Km，地壳挤压缩短的贡献约 20 Km。

主要参考文献：

Chu MF, SL Chung, B Song, DY Liu et al., 2006, Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. Geology, 34(9): 745–748; doi: 10.1130/G22725.1

Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology, 31(11):1021-1024.

Depaolo D J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. J. Geophys. Res., 86: 10470-10488.

Ding L, Kapp P, Wan X. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south-central Tibet. Tectonics，24:1-18.

青藏高原形成的控制因素

潘 桂 棠

(成都地质矿产研究所，成都，四川

电话 +86 28 83220628; 电子邮件 cdpguitang@cgs.gov.cn)

青藏高原的物质组成、构造体制和时空结构既是显生宙特提斯洋演化过程的历史记录，又是碰撞后高原隆升过程的共时性结构转换的综合图像。新生代以来，青藏高原的时空结构是一个连续而统一的构造系统。有关青藏高原形成演化模式，目前已有数十种之多。为什么全球构造上只在亚洲这一部位出现全球最新、最大、最高、巨厚地壳的高原？其制约因素是什么？这些一直是世界上相关领域科学家长期以来孜孜探求的课题。我们认为下面三个方面最基本的地质记录，是建立任何有关青藏高原形成演化模式时都需要考虑的。

（1）周边刚性地块的围限制约了高原物质的被挤出或逃逸。组成青藏高原的一些不同构造属性的原始地壳块体，都是从相邻接的古老地盾或地台的大陆边缘分裂出来的构造裂离碎块和塑性带，如中祁连陆块，原为超大陆解体裂离的残余陆块；昌都、中咱微陆块，以及巴颜喀拉塑性变形带中的松潘－甘孜块体，原属扬子古陆块的裂离残块；而冈底斯－喜马拉雅块体，原是冈瓦纳大陆的北部边缘。只要印度洋在持续扩张，阿拉伯海没有形成俯冲带，那么青藏高原的塌陷就为时尚早。

（2）青藏高原本身的物质组成。组成青藏高原地区的各不同属性的构造块体，经过不同时期沿特提斯洋两侧古大陆边缘裂谷作用或弧后扩张，经弧后盆地萎缩消减，继而弧－陆、弧－弧、陆－陆碰撞作用，形成了一系列碰撞造山带。并由它们敛合堆叠成一体的活动性增生系统，相互之间以深海沉积残体、蛇绿岩带和混杂带共同组成的活动构造带（结合带）为界，总体显示出高原地区地壳破损型的具有镶嵌结构的构造系统。从大地构造过程论角度，可划分出三个构造区，即：高原北部的早古生代秦祁昆多岛弧盆构造区，高原中东部的晚古生代－三叠纪羌塘－三江多岛弧盆构造区，高原南部中生代喜马拉雅－冈底斯多岛弧盆构造区。青藏高原古生代－中生代多岛弧盆系演化过程的物质组成、结构，非常类似于东南亚洋－陆转换过渡带的物质组成、结构，正是青藏高原本身这些最基本的物质组成，制约了青藏高原的形成和形变。

（3）高原地壳形成过程中的中新世地质事件群。青藏高原周边三大刚性陆块向陆内汇聚，导致高原周边的帕米尔、横断山和秦岭三大构造结的形成，高原周边断裂带毫无例外地均向高原区倾斜，表现出高原地区上部柔性壳块向周边古陆台区方向的逆冲推覆、超叠。在高原区内部发育既有与造山带平行的伸展拆离系、南北向裂谷和不同方向的断陷盆地三类拉张性构造，又有一系列左旋或右旋的推覆－走滑－伸展三位一体的转换构造系统，以及错位的韧性剪切带。可能受控于岩石圈拆沉作用，在地壳中下层界面、壳幔界面和下伏岩石圈地幔中，发生了在引张虚脱空间的软流圈物质上涌、下地壳内物质部分重熔和壳幔物相转换，其结果是导致钾质、高钾、局部钠质的火山岩浆的喷溢、幔源含矿斑岩的侵位和高温高压变质麻粒岩的折返等构造岩浆事件群。地壳上、中、下三层在碰撞后的陆内汇聚过程中，表现为上地壳逆冲、伸展、走滑，下地壳加厚，岩石圈地幔的拆离等不同的物质运动形式，导致高原构造系统在三个构造层次上，以三种不同的水平运动形式（即冲断作用、旋转作用和韧性剪切作用）与三种垂直运动形式（即上地幔物质分异热动力作用、壳幔边界物相转换热膨胀作用和重力均衡调节作用）相互制约和相互转化的方式，来实现高原地壳表面的隆升、地壳缩短和莫霍面下凹，进而形成青藏高原的巨厚地壳。

羌塘三叠纪埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 玄武岩组合及动力学意义

王 强[1]，许继峰[1]，Derek Wyman[2]，董彦辉[1]，资 锋[1]

(1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学与地球化学，510640，广东广州；2. *School of Geosciences, Division of Geology and Geophysics, The University of Sydney, NSW 2006, Australia*)

羌塘沱沱河以南地区存在一些新生代以前的火山岩。前人认为这些火山岩形成于晚二叠纪，可能与裂谷活动有关（如，Pearce & Mei, 1988）。但是我们新的年代学资料和地球化学资料显示，该区火山岩为一套三叠纪（220-236 Ma）的埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 玄武岩组合。埃达克岩 SiO_2 = 59.38 - 62.39 wt%，高 Al_2O_3（16.03-18.28 wt%）、Na_2O（5.94-8.70 wt%）和 Sr（310-498 ppm）含量，正 Eu 异常，低的重稀土元素含量（Yb < 1.03 ppm）和 Y （< 11.1 ppm）含量，具有高的 Na_2O/K_2O（12-49）、Sr/Y（33-45）和 La/Yb（27-42）比，相似于俯冲洋壳熔融形成的埃达克岩。高镁安山岩的 SiO_2 = 61.39-62.86 wt%，其具有高的 MgO（4.15-5.00 wt%）和 $Mg^{\#}$（0.50-0.66），但低的 Yb（< 1.0）和 Y (< 11 ppm) 含量，但高的 Al_2O_3（15.34-16.76 wt%）含量和 Na2O/K2O（24-25）比值。它们具有变化的 Sr（220-498 ppm）含量和 Sr/Y（25-45）、La/Yb（14-19）比值。埃达克岩和高镁安山岩的ε_{Nd} (t)为 0.86-1.21。富 Nb 玄武岩高钠（Na_2O/K_2O> 7）和相对富 TiO_2（= 1.43 - 1.82 wt.%），它们的微量元素不同于大多数岛弧玄武岩，如高的 Nb（7.3-14.1 ppm）、Ta（0.51-0.95 ppm）和 Zr（118-164 ppm）含量，和 Nb/La（1.0-1.2）和 Nb/U（26-41）比值，以及正 Ba、Sr 和 Zr 异常。同时它们的 Th 与 La、Nb 之间具有正相关性，具有正的ε_{Nd}(t)（2.57-5.16）。我们认为该区的埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 玄武岩组合的发现可能为“板片熔体交代的岛弧火山岩”。埃达克岩为俯冲洋壳熔融形成，而高镁安山岩为板片熔体与地幔楔橄榄岩的相互作用形成，富 Nb 玄武岩可能为板片熔体交代的地幔楔橄榄岩熔融形成。在三叠纪，古特提斯大洋岩石圈沿羌塘北部的金沙江缝合带的俯冲可能发生在岩石圈地幔而非下地壳中，并可能已经进入到软流圈地幔中。三叠纪古特提斯大洋岩石圈的俯冲可能直接导致了沱沱河地区三叠纪的埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 玄武岩组合形成。

西藏冈底斯成矿带斑岩-成矿关系初探

魏启荣[1,2]，李德威[2]

（1. 中国地质大学，材料科学与化学工程学院，湖北 武汉 430074;
2.中国地质大学，地球科学学院，湖北 武汉 430074）

在前人工作的基础上，本人对西藏冈底斯成矿带斑岩及与成矿之间关系的初步认识如下：

1. 斑岩与成矿之间关系的初步认识

西藏冈底斯成矿带为一著名的斑岩型铜多金属成矿带。在该成矿带内，分布着广泛的新生代侵入岩，这些侵入岩有的为真正意义上的斑岩，其与该带的铜多金属成矿关系密切；有的只是一般意义上的侵入岩，与该带的铜多金属成矿关系不大。为了探讨冈底斯成矿带斑岩与成矿之间的关系与规律，有必要对冈底斯成矿带斑岩与成矿的关系及斑岩的定义进行探讨。

西藏冈底斯成矿带内分布的新生代侵入岩大体可划分为两期。早期（E1）侵入岩以中粗粒的花岗闪长岩、中粗粒的二长花岗岩、以及中粗粒的石英闪长岩为代表。晚期侵入岩以石英斑岩、二长斑岩、以及花岗斑岩为代表。

早期侵入岩的形成时代大致为 E1，形成背景为印度-亚洲大陆碰撞的晚期，起因于陆-陆碰撞所造成的上地壳物质的部分熔融。岩石具特征的似斑状结构、组成矿物的颗粒粗大、斑晶为巨大的钾长石（斑晶长径一般>2cm）。该期侵入岩一般不含矿或没有矿化现象发生。据岩体的结构特点、矿物组成、形成时代及所产生的构造背景，可以认为该期侵入岩的形成属“浅源深成”所致。

晚期侵入岩的形成时代大致在 18Ma 以来，形成于青藏高原板内构造作用时期，起因于青藏高原地壳加厚所造成的下地壳物质的部分熔融。岩石具典型的斑状结构，暗示岩体的侵位深度较浅。该类岩石的斑晶一般为钾长石、斜长石、石英，基质往往为细晶-微晶-隐晶质结构。该期侵入岩以高钾的斑岩含矿，而以石英为斑晶的斑岩则一般不含矿。矿化斑岩往往全岩成矿，也有沿岩石的裂隙面矿化的。据该期岩体的结构特点、矿物组成、形成时代及所产生的构造背景，可以认为该期侵入岩的形成属“深源浅成”所致，并具有 C 型埃达克质岩的岩石地球化学特征。

2. 斑岩概念规范的初步思考

冈底斯成矿带为一著名的斑岩型铜多金属成矿带。那么，什么是斑岩呢？目前，随着在该带找矿工作的深入和大量人员的涌入，人们对斑岩一词的概念有扩大泛滥使用之趋势，为了有利于冈底斯成矿带斑岩型铜多金属矿床的找矿勘探工作的顺利进行，有必要对斑岩特别是含矿斑岩一词加以严格的限定。

斑岩是一种浅成岩（0~3km），具有特征的斑状结构。斑晶一般为钾长石、酸性斜长石、石英，基质为微晶-隐晶质结构。在冈底斯斑岩成矿带中，真正意义上的新生代斑岩只有朱诺的含矿二长斑岩、石英斑岩、驱龙的含矿二长花岗斑岩等，且只有高 K 的斑岩才矿化，即只有二长斑岩、花岗斑岩含矿，而石英斑岩没有全岩含矿，只是沿其节理裂隙面才有矿化发生。这类岩石起因于高原地壳加厚所造成的下地壳物质的部分熔融，尽管其岩浆的起源较深（>40km），但侵位深度则较浅，是故属“深源浅成”的岩浆产物。

冈底斯斑岩成矿带大量出现的中粗粒二长花岗岩和花岗闪长岩，普遍出现似斑状结构，“基质”为全晶质的中粗粒结构，这种岩石几乎不含矿，其形成背景与印度-亚洲大陆碰撞有关，是碰撞过程中上地壳部分熔融的岩浆产物。岩浆的起源尽管较浅，但侵位深度相对较深，是故为“浅源深成”的岩浆产物。

东昆仑万保沟群火山岩（Pt_2w）研究

魏启荣[1,2]，李德威[2]，王国灿[2]

(1. 中国地质大学，材料科学与化学工程学院，湖北 武汉 430074;

2. 中国地质大学，地球科学学院，湖北 武汉 430074）

东昆仑造山带是一经历了多次洋-陆转换、多期变质变形的复合造山带，其古海洋阶段充分展示了多岛洋的构造特点（殷鸿福等，1997）。在漫长而复杂的地质演化过程中，东昆仑中元古代万保沟群中发育的基性火山岩记录了东昆仑地区早期古海洋阶段的地质历史。

青海省第一区调队（青海省地质矿产局，1981）将分布于万保沟一带的一套浅变质碎屑岩、火山岩和碳酸盐岩创名为“万保沟群”，时代归属为中-新元古代（Pt_{2-3}），依据其岩性组合等特征将其划分为下碎屑岩组（PtW_1）、火山岩组（PtW_2）、碳酸盐岩组（PtW_3）和上碎屑岩组（PtW_4）。季强（1997）根据碎屑岩组中发现的小壳化石而将碎屑岩组从“万保沟群”中分离出来，并命名为早寒武纪的沙松乌拉组（$\epsilon_1 s$）。阿成业等（2003）根据火山岩组中玄武岩的Sm-Nd同位素等时线年龄（1441±230Ma）将火山岩组的形成时代归属为中元古代，并依据在碳酸盐岩组中获得的叠层石和古孢子化石（阿成业等，2003；姜春发等，1992）而将碳酸盐岩组的形成时代归属为中-新元古代（Pt_{2-3}），且将火山岩组和碳酸盐岩组分别命名为万保沟群温泉沟组（Pt_2w）和万保沟群青办食宿站组（$Pt_{2-3}q$）（阿成业等，2003）。

本人认为，若考虑Rodinia超大陆在中国的主要汇聚时间为1.0~0.8Ga（陆松年，2001），那么青办食宿站组应形成于中元古代时期（Pt2q）。

在刚刚完成的1：25万区调工作中，我们对万保沟群火山岩（Pt2w）中玄武岩的锆石进行了高精度的SHRIMP U-Pb年龄测定。结果表明，万保沟群火山岩（Pt2w）中玄武岩的6个锆石颗粒点的谐和年龄的平均值为1343±30Ma，与火山岩的Sm-Nd等时线年龄（阿成业等，2003）所反映的时代基本同时，均指示了万保沟群火山岩（Pt2w）为中元古代岩浆活动的产物。

东昆仑万保沟群火山岩（Pt2w）的详细剖面研究显示，万保沟群火山岩（Pt2w）的岩性主要为一套基性火山岩，岩石类型有变质玄武岩、变质玄武质火山角砾岩、变质玄武质凝灰岩，但以变质玄武岩为绝对主体，变质玄武质火山角砾岩和变质玄武质凝灰岩含量较少。与火山岩伴生的少量沉积夹层的岩石类型主要为结晶灰岩、硅质岩、板岩。火山岩的可见厚度为1161.90m，沉积岩层厚68.35m。火山岩中熔岩（玄武岩）厚956.70m，火山碎屑岩（火山角砾岩和火山凝灰岩）厚205.20m，因而Pt2w火山岩的爆发指数Ep=0.18，显示了Pt2w火山岩属典型的溢流相火山岩，即Pt2w火山岩属岩浆喷溢成因的火山岩。岩石组合显示Pt2w火山岩至少发育5个火山喷发旋回，因而暗示Pt2w火山岩至少是由5次大规模的岩浆喷溢而成。此外，Pt2w的岩石组合为基性火山岩-硅质岩-碳酸盐岩-泥质岩，这种岩石组合反映了Pt2w火山岩形成于深海-半深海的环境。

岩石地球化学表明，东昆仑万保沟群火山岩（Pt2w）在主量元素成分上表现为低SiO2（42.95%~52.68%，平均为47.52%）、低K2O（0.06%~1.62%，平均0.53%）和高Na2O（1.53%~4.23%，平均2.76%），火山岩中碱性系列与拉斑系列并存。稀土元素含量高（ΣREE=83.71~232.59μg/g），稀土元素配分模式呈轻稀土强烈富集的右倾斜型，其（La/Yb）N=1.92~10.72，无铈异常（Ce/Ce*=0.92~1.06），铕异常也不明显（Eu/Eu*=0.83~1.10）。普遍高U（0.42~4.2μg/g）、Th（0.93~7.0μg/g）、Nb（9.9~44μg/g）、Ta（0.83~2.7μg/g）、Zr（141~357μg/g）和Hf（4.6~9.6μg/g），微量元素比值蛛网图呈现为一个“大隆起”的分布型式。火山岩以典型的洋岛玄武岩为绝对主体，也有少量的洋脊型玄武岩，Pt2w洋岛玄武岩与Pt2q碳酸盐岩共同构成了洋岛（或海山）的“双层型”结构，洋岛（或海山）的下部为Pt2w玄武岩，上部沉积的则为Pt2q的碳酸盐岩。火山岩的形成环境为东昆仑地区在中元古代时期的一有限洋盆。

东昆仑石榴石闪长玢岩的地球化学特征和地质意义

袁 超[1]，孙 敏[2]，肖文交[3]，刘小汉[3]，Simon Wilde[4]，李继亮[3]

（1.中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640;
2. 香港大学地球科学系;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
4. *Department of Applied Geology, Curtin University of Technology, Perth, WA 6845 Australia*）

含石榴石的中性岩浆岩（安山岩，闪长岩和英安岩等）是较为稀少的岩石种类，主要分布在与消减带有关的构造位置，形成于消减活动停止之后的环境（Green, 1992；Day et al., 1992；Harangi et al., 2001）。实验岩石学研究表明，石榴石安山岩形成于 10 Kb 左右的压力条件下，相当于正常地壳厚度的壳幔过渡带附近。壳幔过渡带是一个重要的地质边界，许多地质过程都与这一界面有关。石榴石安山岩或英安岩为深入了解壳幔过渡带的岩浆演化过程提供一个重要的窗口。此次在东昆仑发现的石榴石闪长玢岩位于阿尔金自然保护区阿其克库勒湖附近，是此类岩石在我国的首次发现。该岩体呈小岩株的形式存在并侵入石炭纪地层中，对岩体中锆石的 SHRIMP U-Pb 年代学分析获得了 212.6 ± 1.4 Ma 的年龄结果，表明该含石榴石的闪长玢岩形成于三叠纪晚期。此类岩石的发现对于了解东昆仑地区的构造演化以及青藏高原北部壳幔结构的演变过程提供了重要的制约。

岩石为淡灰绿色，呈似斑状结构，块状构造。斑晶主要为斜长石，角闪石，石英和石榴石，没有发现辉石类矿物。副矿物包括钛铁矿，磷灰石，锆石，基质主要由细小的长英质矿物组成。石榴石呈现良好的自型粒状结构，晶型发育完整，反映了典型的岩浆结晶特征。在岩石中，石榴石主要有两种存在形式：以独立的晶体形式存在于基质中，或以单晶或集合体的形式被包裹在斜长石或角闪石中，表明这些石榴石属于早期结晶的矿物相。此外，石榴石中还包裹有磷灰石，锆石，钛铁矿和黄铁矿等副矿物。石榴石与包裹矿物之间界线清晰，没有明显的反应边。对电子探针分析表明，斜长石主要为中性长石。而石榴石以铁铝榴石为主并具有明显的化学分带特征，其相对高的 CaO (> 5 wt%)和低的 MnO (< 3wt%)含量表明石榴石斑晶形成于一个相对高的压力条件下(ca. 10 kb)。同时根据角闪石压力计估算，角闪石的富铝特征(Al_2O_3 ~ 15.9 wt%)也反映了一个较高的压力环境（9 kb），表明该闪长玢岩来自于壳幔过渡带附近。

在全岩地球化学方面，东昆仑含石榴石闪长岩具有中等程度的 SiO2（60 ~ 63 wt%），低的 MgO（< 2.0 wt%），K_2O (< 1.3 wt%) 以及相对高的 Al_2O_3 (> 17 wt%)含量，呈现出准铝质至轻微过铝质的特征 (ACNK= 0.89 ~ 1.05)。同时该岩石相对富集大离子亲石元素和轻稀土元素但亏损 Nb-Ti，显示出典型的与消减带有关的特征。其相对高的 Sr/Y 比值(~ 40)和低的重稀土 (Yb < 0.8 ppm) 表明石榴石是一个残余相。虽然大多数样品呈现正的 Eu 异常，但其较低的 Sr 含量(< 260 ppm) 和 Nd-Sr 同位素组成 (εNd_T = -1.38 ~ -2.33; $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ = 0.7065 ~ 0.7067)显然排除了来自消减板块部分熔融的可能性。同时，其异常高的氧同位素组成（$\delta^{18}O$

＝12.84～17.60 ‰)(V-SMOW) 和低的Ce/Pb 比值 (1.8～6.3) 指示在其形成过程中有富^{18}O的地壳端元介入。该石榴石闪长玢岩有两种可能的形成机制。一种在岛弧演化的过程中，由于岛弧岩浆的大量形成以及大洋岩石圈的增生，导致岛弧地壳增厚，造成其底部的基性岩在高压条件下转变为角闪岩。在变质过程中，由于斜长石中的钙参与辉石等富钙矿物的形成，斜长石的组成将由原来的富 Ca 变为富 Na（即：牌号降低），形成低 An 的角闪岩。这种岩石类型的存在已经在古代以及现代的岛弧中被证实（Zhao et al., 1999）。部分熔融实验表明，由低 An 角闪岩形成的岩石具有低的 Sr 含量（100 ppm 左右）(Foley et al., 2002)，类似于本项研究中的石榴石安山岩。其中，石榴石斑晶中的核部可能来自残留源区，并在岩浆上升的过程中继续生长形成生长边。另一种可能性是，由弧下地幔发生部分熔融形成初始岩浆，在上升至壳幔过渡带附近由于重力等因素的影响造成上升速度减缓，期间发生石榴石等矿物的分离结晶作用，进一步降低了残余熔体的重稀土含量。在适当的构造条件下（如在拉张的机制下）残余岩浆裹挟部分石榴石斑晶沿通道快速上升至地壳浅部形成次火山岩颈，并与地壳物质发生了一定程度的同化混然作用，导致 Nd-Sr 同位素组成具有地壳的特征。在这种情况下，岩体中的石榴石斑晶为岩浆在高压下结晶的产物。由于在相对高压条件下形成的石榴石斑晶随岩浆上升将因压力的降低而变的不稳定，因此石榴石斑晶的完整保存表明岩浆的上升速率相对较快，明显反映了一种拉张的构造机制。这进一步表明，古特提斯在该地区的消减活动于晚三叠世结束，东昆仑在区域上已经处于一个伸展的环境。

本研究为国家自然科学基金资助（40572043）项目。

主要参考文献：

Foley S., Tiepolo M. and Vannucci R., 2002. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. Nature, 417: 837-840.

Harangi S. Z., Downes H., Kósa L., Szabó C. S., Thirlwall M. F., Mason P. R. D., and Mattey D., 2001. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. Journal of Petrology, 42: 1813-1843.

Green T. H., 1992. Experimental phase equilibrium stdies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. Transactions of Royal Society, Edinburg, Earth Sciences, 83: 429-438.

Zhao G. C., Cawood P. and Lu L. Z., 1999. Petrology and P-T history of the Wutai amphibolites: implications for tectonic evolution of the Wutai complex, China. Precambrian Research, 93: 181-199.

Day R. A., Green T. H. and Smith I. E. M., 1992. The Origin and Significence of garnet phenocrysts and garnet-bearing xenoliths in Miocene calc-alkaline volcanics from Northland, New Zealand. Journal of Petrology, 33: 125-161.

西藏羌塘中部古特提斯蛇绿岩

翟庆国[1]，李 才[2]

（1. 中国地质科学院地质研究所，北京，100037，E-mail: zhaiqingguo@126.com;
2. 吉林大学地球科学学院，吉林，长春，130061）

羌塘位于青藏高原的北部，夹持于班公湖－怒江缝合带和西金乌兰－金沙江缝合带之间，处在冈瓦纳大陆和欧亚大陆的结合部位，是青藏高原地质研究的关键地区。羌塘中部地区出露大量基性、超基性岩类，主要岩石类型有枕状玄武岩、块状玄武岩、辉长岩、辉绿岩、辉石橄榄岩等。近年来的区域地质调查和研究工作表明，这类岩石中包含有部分蛇绿岩的组分。羌塘中部的蛇绿岩以角木日和果干加年山地区最为典型。1）角木日蛇绿岩岩石组合较完整，主要由硅质岩、枕状玄武岩、块状玄武岩、辉长辉绿岩和辉石橄榄岩组成。玄武岩地球化学特征显示，角木日蛇绿岩具有富集型洋中脊的特征，和三江地区准洋脊型蛇绿岩类似，可能形成于与洋岛不远的大洋中脊环境。根据火山碎屑岩中生物化石判断，它可能形成于中二叠世。2）果干加年山蛇绿岩主要为变质辉长岩（堆晶岩）和玄武岩，岩石以角度不整合产在上三叠统之下；地球化学分析表明，变质基性岩 SiO_2 含量在 43-54％之间，TiO_2 含量在 1-2.7％之间，Al_2O_3 含量在 16-22%之间，CaO 含量在 7-11%之间，K_2O 含量在 0.05-0.38%；稀土元素配分曲线呈弱亏损型至平坦型，微量元素比值蛛网图与洋中脊玄武岩的类似，变质基性岩原岩可能形成于大洋中脊环境，推测其为古特提斯洋的残片。

三江地区古特提斯洋西延问题至今为止仍没有解决，前人根据地层、古生物及低温高压变质带的研究，推测昌宁－孟连带应该延伸到羌塘中部地区，与龙木错－双湖缝合带相连，然而羌塘地区尚缺少与之相对应的蛇绿岩。近年来羌塘地区地质研究工作取得了很大进展，尤其是蓝片岩和典型低温型榴辉岩的发现，进一步支持羌塘中部存在板块缝合带。然而作为板块缝合带重要标志之一的蛇绿岩的研究工作进展不大，过去所报道的“蛇绿岩”多不具备完整的蛇绿岩组合，并且地球化学上多显示出某种富集的特征，对于它是否为真正意义上的蛇绿岩争论很大。羌塘中部蛇绿岩的研究不仅对认识羌塘地区的构造演化具有重要的意义，同时对它们开展进一步野外地质调查和同位素年代学和地球化学研究，探讨它与三江地区蛇绿岩的关系，对进一步认识古特提斯洋盆的分布、演化以及羌塘地区古板块构造格局的恢复均具有十分重要的意义。

藏南罗布莎蛇绿岩形成时代、地球化学特征及成因

钟立峰[1,2,3]，夏 斌[1]，周国庆[1]，陈根文[1]，王 冉[1]，韦栋梁[1]

（1.中国科学院边缘海地质重点实验室，中国科学院广州地球化学研究所，
广东 广州 510640;
2. 长安大学地球科学与国土资源学院，西安 710054;
3. 国土资源部成矿作用及其动力学开放研究实验室，西安 710054）

罗布莎蛇绿岩是雅鲁藏布江蛇绿岩带东段出露较好，也是研究程度较高的 蛇绿岩片之一。对该蛇绿岩的形成时代至今存在分歧。本文获得该蛇绿岩辉绿岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 定年的结果为 162.9±2.8Ma，表明该蛇绿岩的形成时代为中侏罗世，同时发现，在罗布莎地区新特提斯洋形成时，可能存在地幔熔融的岩浆在扩张脊上涌过程中俘获老洋壳或者深海沉积物中锆石的情况；并且在侵位过程中，在该蛇绿岩的局部由于蚀变而产生了变质锆石。

对其壳层熔岩研究表明，该熔岩属于亚碱性玄武岩与安山岩/玄武岩之间的过渡类型，富集Rb、K、Ba等大离子亲石元素，高场强元素具有轻微左倾正斜率分布特征，并亏损Nb、Ta，反映出该蛇绿岩受到了俯冲作用的影响，稀土元素显示LREE亏损、HREE平缓的球粒陨石标准化分布模式，体现了该蛇绿岩N-MORB的地球化学特征，结合第一过渡系元素地球化学特征，通过对其构造环境的判别，提出罗布莎蛇绿岩属于岛弧型蛇绿岩范畴，其构造环境应为俯冲带之上（SSZ）的弧间盆地。

通过对其壳层熔岩的Sr、Nd、Pb同位素组成分析，发现具有较高的ISr值、较低的INd值、大的$\varepsilon_{Nd}(t)$值和富集放射性成因铅的特征。ISr值偏高可能是存在富集型地幔源区和蛇绿岩形成过程中经受了地幔流体的交代作用引起的。Nd同位素及Sr-Nd同位素图解表明罗布莎蛇绿岩壳层玄武岩源区有N-MORB的特征，又有EMⅡ型富集地幔组分的贡献。Pb-Pb图解上样品均投影在NHRL上方， ΔSr为47.4～73.0（平均为58.4），Δ7/4Pb为0.69~12.20（平均为5.87），Δ8/4Pb为12.78~58.39（平均为35.23），表明存在Dupal同位素异常。根据Sr-Nd、Pb-Pb和Nd-Pb同位素相关特征，判明罗布莎蛇绿岩壳层熔岩是由具亏损地幔端员（DMM）性质的岩浆和具EMⅡ型富集地幔端员性质的岩浆在源区混合形成的。

注：本文为中国科学院知识创新工程项目（编号： KZCXZ-SW-117）和中国科学院边缘海重点实验室开放研究基金项目（编号：MSGL-04-12）资助的成果。

西藏冈底斯南缘早侏罗世叶巴组火山岩的起源：锆石 SHRIMP 年龄和地球化学约束

朱弟成[1,2*]，潘桂棠[1]，钟孙霖[2]，莫宣学[3]，赵志丹[3]，
廖忠礼[1]，王立全[1]，李光明[1]，董国臣[3]
(1. 成都地质矿产研究所，成都，四川；
2. 台湾大学地质科学系，台北 106，台湾；
3. 中国地质大学（北京）地质过程与矿产资源国家重点实验室，100083；
* 联系作者：电话 +86 28 83227311；电子邮件 dchengzhu@163.com)

传统上，一般认为冈底斯带是在印度－欧亚大陆碰撞前，与新特提斯洋壳岩石圈北向俯冲有关的安第斯型汇聚边缘。早期研究一直将关注的重点放在碰撞后岩浆作用，对印度－欧亚大陆碰撞前的岩浆作用的认知程度非常有限。拉萨东部叶巴组火山岩值得深入研究的原因如下：①前人研究一直将冈底斯带上与新特提斯北向俯冲有关的最早的弧型岩浆作用置于早白垩世，最近一些工作指示冈底斯带的岛弧构造环境可以追索至晚三叠世到早侏罗世，尽管在冈底斯带识别出了这种早中生代岛弧环境，但有关这种岛弧环境的一些详细背景和这些岛弧岩浆作用的成因和起源仍然不清楚；②早期研究一直对叶巴组地层的时代有不同看法，包括 K-Ar 年龄约束的白垩纪、双壳类化石约束的中晚侏罗世、三叠纪最晚期到中侏罗世等等，这种年龄上的多解性对解释相关地质问题带来了极大困难；③虽然最近先后有一些学者对叶巴组火山岩进行过年代学和地球化学的初步工作，但对于叶巴组地层中占优势地位的基性玄武岩、长英质火山岩以及少量中性安山岩的相互关系、岩石成因以及构造环境等细节问题一直未能得到进一步的深入讨论。在这种背景下，利用最近在拉萨东部达孜地区（图 1）叶巴组火山岩中获得的新的锆石 SHRIMP 年龄和较系统的地球化学数据对上述问题进行了研究。

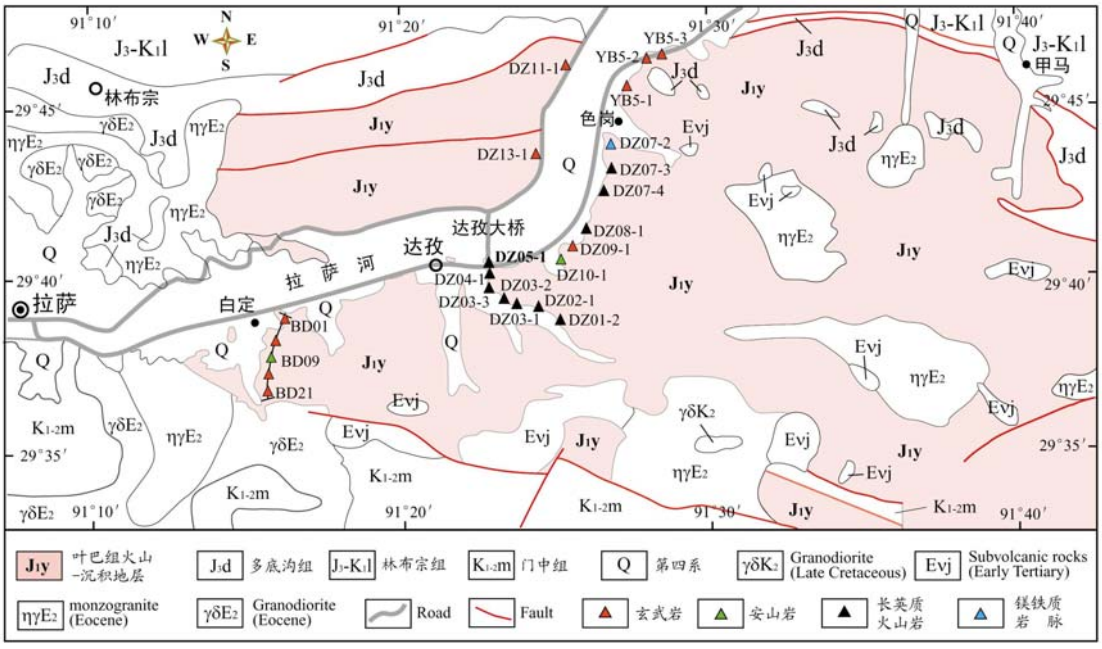


图 1 拉萨东部达孜地区地质图（据潘桂棠等，未刊资料）

我们在达孜大桥南桥头英安岩（样品 DZ05-1，图 1）中获得了 174.2 ± 3.6 Ma 的锆石 SHRIMP 年龄，表明叶巴组长英质岩浆活动发生于早侏罗世最晚期。结合顺层侵位于叶巴组地层中镁铁质辉绿岩的锆石 SHRIMP 年龄（188.1 ± 3.4 Ma，许继峰私人通讯），有理由相信叶巴组火山岩浆作用主要发生在早侏罗世，与最近双壳类化石研究结果基本一致。

叶巴组拉斑质镁铁质岩成分复杂，据其 MgO、Al_2O_2、La 含量可分为 3 种类型：第 1 种类型与高镁玄武岩相似，而第 2、3 种玄武岩均显示高铝玄武岩特征，相对于第 1、2 种玄武岩，第 3 种玄武岩演化程度更高。不同类型的镁铁质岩均明显亏损 Nb、Ta 和 Ti 等元素，显示岛弧玄武岩特征。叶巴组钙碱性长英质火山具有非常一致的中稀土元素亏损的配分型式，并均显示 Nb、Ta、P 和 Ti 的负异常，$\varepsilon_{Nd}(T)$值为 0.3 ~ 2.6。不同类型的叶巴组镁铁质的 Sr-Nd-Pb 同位素组成相似，叶巴组长英质岩的 Pb 同位素组成与镁铁质岩近似。叶巴组火山岩的空间分布及 Nd 同位素模式年龄提供了新特提斯在早侏罗世就开始了其北向俯冲的强有力的证据。地球化学指标和 REE 定量模拟计算表明叶巴组镁铁质岩经历的分离结晶和同化混染作用不明显，其地球化学多样性很可能与被新特提斯沉积物和/或流体交代富集的不均一地幔源区（含石榴石）发生不同程度的部分熔融有关。叶巴组长英质火山岩很可能来源于富角闪石的初生下地壳（成分类似于叶巴组镁铁质岩）中等程度的部分熔融（20 ~ 40%），叶巴组长英质火山岩的 Sr-Nd 同位素特点可用来源于占优势的初生下地壳和部分古老下地壳物质的二组分混合模式来解释，已有数据显示叶巴组安山岩很可能来源于初生下地壳较高程度的部分熔融。

综合考虑到岩石学和地球化学研究，进一步提出南冈底斯前中侏罗世岩浆作用可用包括新特提斯洋壳俯冲和玄武岩浆底侵的二阶段综合模型来解释（图 2）。第一阶段：受到新特提斯沉积物/流体改造的地幔楔橄榄岩发生部分熔融产生叶巴组镁铁质岩和形成南冈底斯初生的中－下地壳。俯冲的新特提斯洋壳释放沉积物和流体进入地幔楔，导致地幔楔橄榄岩在含石榴石地幔源区的条件下发生部分熔融，交代的地幔楔橄榄岩不同程度的部分熔融产生了具有地球化学多样性的玄武岩浆，并很可能只有部分岩浆到达地表喷溢出来，多数岩浆滞留在下地壳同时被古老的冈底斯弧背断隆带下地壳混染形成初生中－下地壳。第二阶段：初生下地壳部分熔融产生南冈底斯前中侏罗世长英质岩浆。连续滞留在下地壳的热的底侵玄武岩浆，因其温度比周围下地壳的温度高 600-700°C，从而导致初生下地壳发生中等程度的部分熔融形成南冈底斯前中侏罗世大量的长英质岩浆。

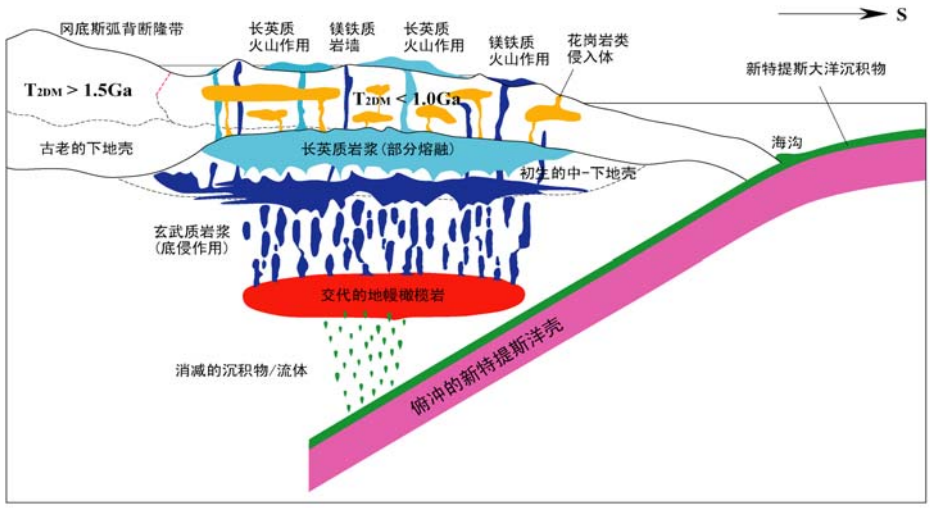


图 2 南冈底斯前中侏罗世岩浆成因的二阶段综合模型示意图

阶段 1: 被沉积物交代的地幔楔橄榄岩部分熔融产生镁铁质岩浆并形成南冈底斯初生中-下地壳;

阶段 2: 初生下地壳部分熔融产生前中侏罗世长英质岩浆

藏北羌塘地区若拉岗日构造混杂岩地质特征及其构造属性

朱同兴，于远山，张启跃，金灿海，周帮国

（中国地质调查局成都地质调查中心，四川 成都 610082）

西藏北部羌塘地区的若拉岗日构造混杂岩因处于拉竹龙－金沙江结合带南缘，对其成生背景及构造属性的认识历来倍受关注。笔者于 2003-2004 年从事 1/25 万黑虎岭幅、多格错仁幅区域地质调查时，涉及该区 N34°55′～35°00′，E87°00′～90°00′之间，东西向断续延伸约 300km，零星出露，南北宽约 5km，若拉岗日构造混杂岩集中分布于白头山、岗盖日及狮头山三地，主要发育一套变质中基性火山岩夹杂大理岩、变质砂板岩、硅质岩、超基性岩等小岩片或块体，各岩片及块体之间多以断层围限。通过调研发现，该区上三叠统若拉岗日岩群主要为一套变质中基性火山岩系，不同地段夹杂大理岩、变质砂板岩、硅质岩、超基性岩等小岩片或块体。通过对其火山岩的岩石学、岩石化学及地球化学特征的分析发现，它们分别具有洋岛型、洋脊型及岛弧型火山岩的基本特征，并构成白头山以岛弧火山岩为主的弧火山岩片；岗盖日以洋脊型玄武岩为主夹杂硅质岩、超基性岩小岩片而共同组成的蛇绿混杂岩片及狮头山以洋岛型火山岩为主夹杂碳酸盐岩块体的大洋海山岩片，从而指出该区若拉岗日岩群为一套不同构造属性的火山岩与大理岩、硅质岩、超基性岩等相伴的构造混杂岩；其中既有某大洋的产物，又有某洋岛及陆缘岛弧的产物。

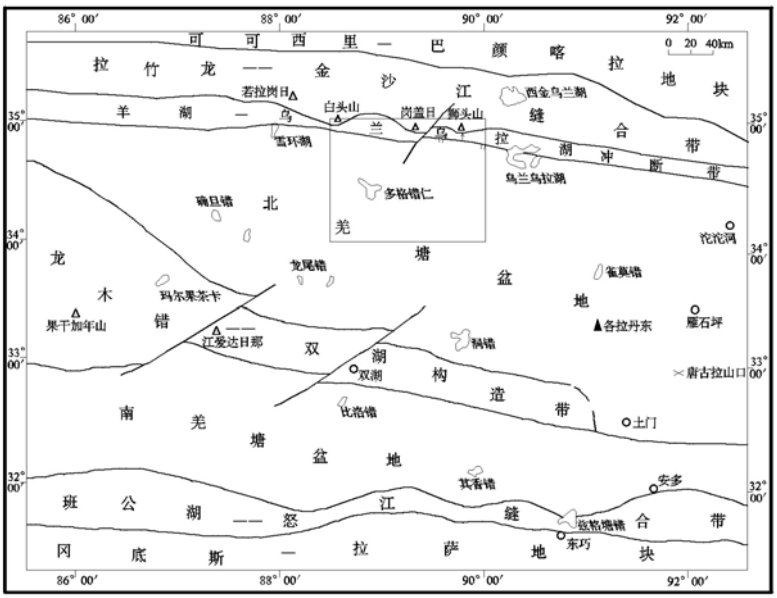
主要参考文献：

潘桂棠，丁俊，等．2004．青藏高原及邻区地质图（1∶150 万）说明书[M]．成都：成都地图出版社：131．

任纪舜，肖黎薇．2004．1/25 万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱[J]．地质通报，23（1）：1-11．

王成善，伊海生，李勇，等．2001．西藏羌塘盆地地质演化与油气远景评价[M]．北京：地质出版社：249．

朱同兴，等．2005．青藏高原北羌塘地区晚三叠世地层展布和沉积型式[J]．沉积与特提斯地质，25（3）：18-23．



研究区大地构造位置图

内蒙古满洲里晚侏罗世火山岩年代学和地球化学特征

陈志广[1,2]，张连昌[1]，万 博[1,2]

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室，北京 100029;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

1. 引言

满洲里中生代火山岩分布于大兴安岭北段的西侧，与蒙古东部接壤，位于兴蒙造山带南部。该地区又是我国重要的多金属成矿区，由于近年来许多与中生代火山岩有关的大型、超大型矿床的相继发现，使得本区引起了众多学者的注意(张宏等, 1999; 吕志成等, 2000, 2001）。但前人的研究多限于对金属矿床矿石、矿体和矿床地球化学特征及其年代学的研究(秦克章等, 1999; 陈祥等, 1999; 邵军等, 2003; 刘桂阁等, 2003)，而对容矿和区域广泛分布的火山岩的研究相对薄弱，该地区火山岩至今缺少可靠的年代学资料，这必然制约对金属矿床成因和成矿规律的深入认识。同时火山岩年代学和地球化学的研究能为区域构造背景和岩石圈演化提供依据。

2. 区域构造背景、火山岩分布及岩石学特征

我国东北地区位于华北板块和西伯利亚板块之间，两板块间由额尔古纳、佳木斯等中间地块和一系列增生带、缝合带组成(张炯飞等, 2000)。中间地块与华北地块间的碰撞缝合作用发生晚二叠世－早三叠世，形成了索伦－西拉木伦构造带和联合板块。该联合板块与西伯利亚板块之间存在宽阔的蒙古－鄂霍茨克洋。三叠纪至晚侏罗世蒙古－鄂霍茨克洋完全闭合，标志着与中间地块群拼合后的华北板块与西伯利亚板块的最终拼合(李双林等, 1998)。早中生代东北亚地区较为彻底地结束了洋壳存在的局面(吴福元等, 1999)，而我国东北及邻区大陆碰撞造山作用随着侏罗纪晚期蒙古－鄂霍次克造山带的完成而结束(Zonenshain L P et al., 1990; Zorin Y A et al., 1995; Zorin Yu A, 1999)，晚侏罗世为古亚洲洋构造域向太平洋构造域的转换时期并开始了新的演化阶段(赵越等, 1994; 葛文春等, 1999)，到早白垩世本区完全转入太平洋构造域(尹志刚等, 2006)。

大兴安岭北段前寒武和古生代地层出露很少，大面积分布的是中生代的火山岩。尤其是晚侏罗世-早白垩世火山活动非常强烈。中生代火山岩可以划分为三个岩浆演化旋回，由早到晚分别为晚侏罗世塔木兰沟—吉祥峰旋回、早白垩世上库力旋回和伊列克得旋回(黑龙江省区域地质志, 1993)。满洲里地区位于大兴安岭北段西侧，与额尔古纳地区构成了满洲里－额尔古纳火山岩带。晚古生代－中生代岩浆活动频繁，形成大量的火山岩类和花岗岩类，尤以中生代火山岩分布最为广泛，其覆盖面积超过了60%。构造以断裂为主，以北东向和北西向为主，褶皱较不发育。满洲里地区中生代火山岩的分布，前人研究(葛文春等, 2001; 吕志成等, 2000, 2001; 林强等, 2003; 尹志刚等, 2005)和20万填图资料认为该区塔木兰沟组、上库力组和伊列克得组火山岩(玄武岩－流纹岩)均发育，其时代从晚侏罗到早白垩世(J_3-K_1)。而本人研究表明本区主要分布一套钙碱性粗面安山岩－粗面岩－流纹岩组合，其时代为晚侏罗世(J_3)(图1)。

3. 火山岩年代学

前人对满洲里所在地区及邻区的年龄研究结果不尽相同，晚侏罗世火山岩年龄变化范围在 157.47~119Ma 之间(内蒙古自治区地质矿产局, 1993; 程裕淇, 1994; 夏军等, 1993)，早白垩世火山岩年龄变化范围在 139~94.5Ma 之间(蒋国源等, 1988; 葛文春等, 2001; 林强等, 2003; 尹志刚等, 2005)，可见前人年龄研究结果变化范围较大，这就造成前人对侏罗纪和白垩纪区分的混乱。

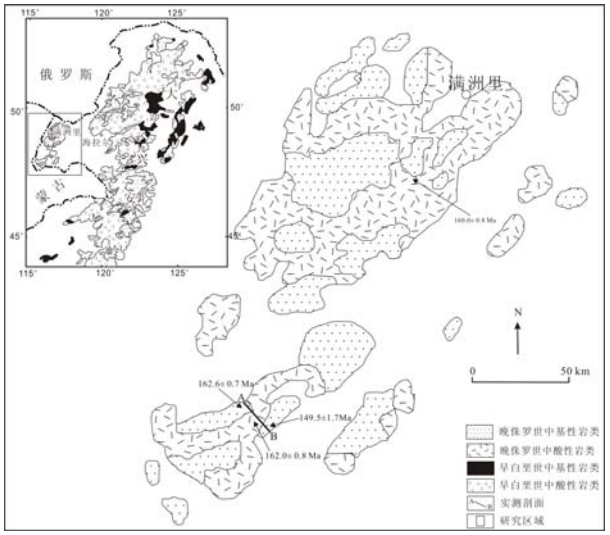


图 1 满洲里地区中生代火山岩分布图

本文满洲里地区火山岩(粗安岩、流纹岩)中基质的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 160.0±0.8 Ma、162.6±0.7 Ma，反等时线年龄为 162.4±0.8Ma、162.1±1.2Ma，火山岩(粗面岩)中基质的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 149.5±1.7Ma，以 145Ma 作为中生代侏罗纪与白垩纪的分界年限，则表明该区火山岩形成于晚侏罗世。这些年龄数据与前人认识有很大的不同，前人认为本区从晚侏罗世塔木兰沟组到早白垩世上库力组和伊列克得组火山岩均有出现，而本文认为本区的火山岩均为晚侏罗世塔木兰沟组(或包含吉祥峰组)火山岩。本文采用的是火山岩基质和其中的锆石作为 40Ar/39Ar 和 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄的测试对象，具有更准确性，所以可以认为晚侏罗世是本区构造岩浆活动时期，形成了本区中生代晚侏罗世火山岩。

4. 火山岩元素-同位素地球化学特征

4.1 元素地球化学

该火山岩岩石主量元素含量在 SiO_2-Na_2O+K_2O(TAS)分类图(图 2)落在粗面安山岩、粗面岩和流纹岩区内，全区火山岩 SiO_2 含量介于 56.23%~80.46%之间，MgO(0.4~3.8%)和 $Mg^{\#}$ (0.04~0.32)变化范围较大，表明经历了一定的分离结晶作用。Al_2O_3 含量介于 9.61%~16.62%之间， Na_2O(1.59~4.98%)、K_2O(2.72~4.98) 及全碱(K_2O+Na_2O)为(5.52%~9.96%)变化范围较大。在 TAS 图解(图 2)中，绝大多数样品呈亚碱性，个别样品呈碱性，总体上该区火山岩表现出富铝、富钾、钙碱性特征。在 AFM 图上，火山岩样品主体落入钙碱性系列区内，在 SiO_2-K_2O 图解上，均落入高钾钙碱性系列区。

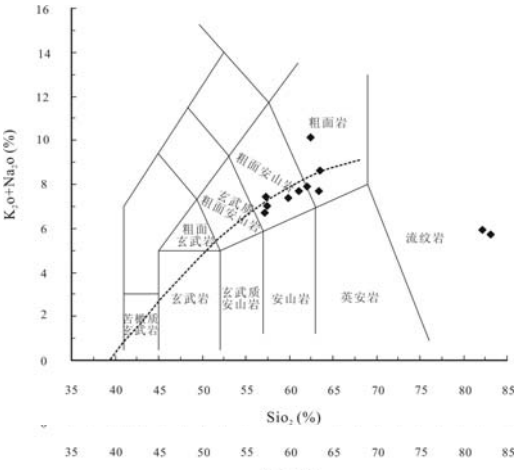


图 2 满洲里地区火山岩SiO_2-Na_2O+K_2O图

满洲里火山岩稀土元素总量为 136.81×10^{-6}~343.58×10^{-6}，稀土元素总量明显偏高。在球粒陨石标准化的稀土元素配分曲线图上表现出近似相同的变化趋势，都具有轻稀土(LREE)富集的右倾的特征。火山岩轻重稀土元素分馏系数$(La/Yb)_N$ 介于 15.15 和 26.94 之间，反映

轻重稀土分馏性较强。δEu 值为 0.32~0.90。在满洲里地区火山岩不相容元素蛛网图上，火山岩岩富集 Ba、K、Rb 等大离子亲石元素，亏损 Nb、Ta、Th、Ti、P、Hf 等高场强元素。

4. 2 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学

火山岩($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 变化范围为 0.705078~0.713891，$\varepsilon_{Nd}(t)$值变化范围为-0.9~1.3。在 $\varepsilon_{Nd}(t)$-($^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解部分满洲里晚侏罗纪火山岩样品落入大陆溢流玄武岩范围内和大陆火山弧附近。火山岩 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 范围为 18.510233~18.796862，$^{207}Pb/^{204}Pb$ 范围为 15.564795~15.742680, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 范围为 38.294257~38.693907。在 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解上，样品都投于成熟弧区域内，个别点落入下地壳区域。

5 讨论与结论

5.1 关于满洲里晚侏罗纪火山岩的年代

前人对包括满洲里地区及其邻区在内的大兴安岭北部地区中生代火山岩的年龄作了大量的工作，分别作了 Rb-Sr 全岩等时线年龄、锆石 U-Pb 年龄和火山岩 K-Ar 年龄，并基本上形成了一个相同的观点，既大兴安岭北部地区构造岩浆活动从晚侏罗－早白垩世－直进行，火山岩分布从晚侏罗－早白垩世均有出现，但具体到侏罗纪和白垩纪的时代划分不尽相同。

本文满洲里地区火山岩(粗安岩、流纹岩)中基质的 40Ar/39Ar 坪年龄和火山岩(粗面岩)中基质的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄均表明该区火山岩形成于晚侏罗世。这些年龄数据与前人认识有很大的不同，前人认为本区从晚侏罗世塔木兰沟组到早白垩世上库力组和伊列克得组火山岩均有出现，而本文认为本区的火山岩均为晚侏罗世塔木兰沟组火山岩。

5.2 满洲里晚侏罗世火山岩的地球化学属性

本区晚侏罗世火山岩在 Harker 图解上显示出 SiO_2 与大多数常量元素具有较好的相关性，显示出了岩浆结晶分异演化趋势特征，火山岩为同一岩浆演化的系列。火山岩轻重稀土分馏明显， Eu 为负异常。火山岩总的 REE 分配形式与岛弧火山岩和活动大陆边缘火山岩的 REE 分配形式特征相似，表明本区火山岩既具有岛弧特点又具有活动大陆边缘特点，源区可能来自于地幔。同时富集 Ba、K、Rb 等大离子亲石元素(LILE)和亏损 Ta、Nb、P、Ti、Yb 等高场强元素(HFSE)，其微量元素分布特征兼具有板内和岛弧环境火山岩的特征，亦说明该区火山岩具有双重性。

本区火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素特征显示其源区即具有岛弧的性质又具有板内的性质，构造环境具有双重性。推测本区火山岩为底侵的玄武质岩石的局部熔融的产物，或者是幔源玄武岩浆上升到地壳深部，后期经历地壳混染作用。

5. 3 火山岩成因及构造环境

据L.P.Zonen shain等(1990)研究，蒙古- 鄂霍次克洋盆在晚三叠世时宽2000km ，自晚三叠世－早侏罗世起，洋盆渐趋作剪切式收缩、闭合，至中－晚侏罗世(180～150Ma), 蒙古－鄂霍次克洋大部分已闭合, 大陆碰撞在西段已完成, 东部地区还存在约300km宽的大洋, 直至早白垩世(140～120Ma), 大洋最终闭合。所以本文推测，在160－150 Ma期间，研究区正处于蒙古－鄂霍次克洋闭合的晚期阶段，即晚侏罗世该区处于造山后伸展的构造环境，同时该时期所形成的火山岩也具有造山后伸展环境的岩石学、地球化学特征。火山岩应为地幔物质底侵到下地壳，形成的玄武质岩浆经过分离结晶作用，同时受到地壳的不同程度混染后形成的一套中酸性钙碱性火山岩组合。

长白山天池火山千年大喷发
岩浆混合作用与喷发机制探讨

樊祺诚[1]，隋建立[2]，李 霓[1]，孙 谦[1]

（1.中国地震局地质研究所，北京 100029;
2.中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029）

广义的长白山火山包括天池火山、望天鹅火山、南胞胎山火山（朝鲜）、龙岗火山群，以及源于天池的图们江、松花江和鸭绿江三江流域的广阔地区，主要是一套晚上新世（约 5 百万年）以来粗面玄武岩岩浆（图们江火山岩以拉斑玄武岩为主）及其分异演化的产物，分布面积逾 2 万平方公里。

长白山天池火山经历了粗面玄武质岩浆造盾、粗面质岩浆造锥和近代碱流质岩浆爆破喷发三个阶段，是一座巨型层状复式火山。从早更新世（约 2 百万年）开始粗面玄武岩岩浆喷发活动，形成广阔的熔岩台地，早更新世晚期-晚更新世（约 1 百万年~几万年）粗面玄武岩经地壳岩浆房结晶分异形成粗面岩浆造就了雄伟的天池火山锥体，在全新世最终以碱流质岩浆发生了猛烈的爆炸喷发。天池火山距今约一千年的碱流质岩浆大喷发（千年大喷发），迄今累积了数以百计的碳化木 ^{14}C 年龄，尽管对千年大喷发尚存年代学争议，但这次大喷发的全球意义却毋庸置疑。根据天池火山主体岩石类型（粗面玄武岩、粗面岩和碱流岩）以双峰式火山岩分布为特征，过渡类型（$SiO_2$52～64%）的玄武质粗安岩-粗安岩很少。近些年我们在中朝两国的天池火山周边地区（天池公路、五十岗北坡、朝鲜鲤明水等地）发现少数玄武质粗安岩和粗安岩露头，以及千年大喷发的碱流质浮岩中角砾状和条带状玄武质粗安岩、粗安岩和粗面岩，记录了地壳岩浆房经历了复杂的结晶分异和/或岩浆混合过程。

近些年的考察发现，在天池火山千年大喷发的浮岩中常见各种大小不一的黑色角砾状岩块，随着离天池火口渐远而粒径渐小。由于天池火山千年大喷发时刮西风，在南坡 5 号界一带堆积了巨厚浮岩（>10m），浮岩中 3-5cm 大小的黑色角砾状岩块十分常见，由于比重大，多数角砾已从浮岩中脱落散布于浮岩之上，像似一层黑色的煤块。在天池以东的园池、双目峰以及朝方三池渊等地浮岩中见到的角砾仅厘米级乃至更小。以往都将这些黑色捕虏体误认为玄武岩，经成分测定绝大多数为天池火山地表少见的玄武质粗安岩或粗安岩，少数粗面岩。

天池火山千年大喷发的碱流质灰色浮岩中除了含有丰富的玄武质粗安岩和粗安岩角砾外，还发现碱流质灰色浮岩与黑色浮岩呈条带状包裹关系，进一步提供了两种岩浆混合的证据。从岩石薄片的电子探针贝散射图像清晰可见两种岩浆的接触关系，灰色岩浆条带的基质玻璃成分为碱流岩（即千年大喷发的浮岩），黑色岩浆条带的基质玻璃成分变化于玄武质粗安岩－粗安岩－粗面岩，特别是对于同一样品的黑色条带基质玻璃显示了不同的过渡成分，显然是两种岩浆混合的结果。黑色条带中的矿物成分分别为贵橄榄石－透铁橄榄石（Fo_{56-79}）、普通辉石（$Wo_{38-48}En_{30-38}Fs_{22-24}$）和中－拉长石（$An_{34-64}$），这与基质玻璃成分一致反映了黑色条带为玄武质粗安岩－粗安岩－粗面岩成分。其中两个千年大喷发的灰色岩浆

条带中歪长石斑晶的熔融包裹体玻璃成分为粗面岩，指示了碱流质岩浆从粗面质岩浆结晶分异演化过程中，歪长石斑晶捕获其粗面质母岩浆的证据。千年大喷发碱流质浮岩中存在橄榄石与石英非平衡共生现象，以及长石、石英和橄榄石矿物普遍遭强烈熔蚀，常见呈筛状骸晶，也提供了两种岩浆混合的证据。

天池火山之下存在地幔和地壳双层岩浆房，地幔的粗面玄武质岩浆不断向地壳岩浆房的注入和补充，是天池火山长寿的秘诀，使它保持了百万年以上的喷发历史。根据岩浆结晶演化规律，天池火山造锥阶段粗面岩和千年大喷发的碱流质岩浆，属于基性玄武质岩浆演化的晚阶段或最终端元，如此巨量的酸性粗面质－碱流质岩浆不可能由岩浆混合形成，只能是岩浆结晶分异的产物，符合 O'Hara（1981）提出的岩浆周期性补充、抽出和分离结晶作用的模型（RTF），所以分离结晶作用主导了天池火山岩浆演化，形成双峰式火山岩的分布。天池火山千年大喷发浮岩中包含的角砾和条带为玄武粗安岩－粗安岩－粗面岩过渡成分，提供了天池火山岩浆混合作用的证据。由于地幔粗面玄武岩浆注入酸性地壳岩浆房发生喷泉式岩浆混合，触发了天池火山千年大喷发。高温（ T＝1100-1200℃）玄武质岩浆快速进入相对低温（ T＝850-900℃）的碱流质岩浆房而淬火和混合作用，形成各种大小不一的角砾。随着玄武质岩浆的大量注入，地壳岩浆房的温度升高，局部出现玄武质岩浆与碱流质岩浆呈条带状混合。千年大喷发的碱流质浮岩中发现的铁橄榄石与石英非平衡共生，以及大量熔蚀状矿物等岩相学特征，也为玄武质岩浆与碱流质岩浆发生强烈混合作用，导致碱流质岩浆与玄武质粗安岩－粗安岩共喷发提供了证据。

岩浆分离结晶作用和混合作用都是火成岩多样性的原因，也是我们认识天池火山岩浆演化的基础。晚更新世-全新世是天池火山碱流质岩浆的主喷发期，兼有少量玄武粗安质、粗安质和粗面质岩浆的交替喷出，揭示了地壳岩浆房存在熔体分层结构。地幔粗面玄武质岩浆注入地壳岩浆房导致地壳岩浆房不同层位岩浆的扰动和岩浆混合作用，形成了过渡类型的玄武粗安岩－粗安岩，并触发了天池火山的千年大喷发。

峨眉山玄武岩的截至年龄及其与 end-Guadalupian 生物大灭绝事件的时间耦合关系

何 斌[1]，徐义刚[1]，黄小龙[1],罗震宇[1]，史玉若[2]，杨启军[1]，余松月[1]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室，广东广州 510640；2. 中国地质科学院地质研究所，北京 100037）

最近几年在峨眉山大火成岩省的研究上取得了一系列进展，但对峨眉山玄武岩的年龄及其持续时间一直没有很好的制约。本文通过对峨眉山玄武岩顶部酸性凝灰岩、宣威组底部沉积物和四川朝天中晚二叠世界线粘土岩的地球化学研究和锆石 SHRIMP 测定，确定了峨眉山玄武岩喷发的相对地质年代和绝对截至年龄，并讨论其与 end-Guadalupian 生物大灭绝事件的时间耦合关系。

对峨眉山玄武岩之下宣威组沉积物的地球化学分析表明：宣威组在地球化学特征上可分为 2 类，下部第一类（Group 1）来源于峨眉山玄武岩顶部的酸性喷发岩，而上部第二类（Group 2）来源于峨眉山玄武岩的基性组分。这种沉积层序与峨眉山大火成岩省中部酸性喷发岩位于玄武岩之上的喷发层序（世界上大多数大火成岩省也是如此）正好相反。另外从上扬子晚二叠世岩相古地理分析也表明宣威组沉积物是峨眉山大火成岩省中部火山岩的风化剥蚀产物。特别是峨眉山酸性喷发岩的沉积物（Group 1）可以延伸到四川朝天中晚二叠世边界，这样峨眉山玄武岩顶部酸性凝灰岩、宣威组底部沉积物和四川朝天中晚二叠世界线酸性粘土岩就构成一条等时线，峨眉山玄武岩位于等时线之下，在相对地质年代上表明峨眉山玄武岩喷发截至在晚二叠世之前。这个解释进一步得到了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄的支持，宣威组沉积物碎屑锆石年龄(257 ± 4 Ma; 260±5Ma)与峨眉山玄武岩顶部酸性凝灰岩(263±4 Ma)和四川朝天中晚二叠世边界粘土岩(260 ± 5Ma)在误差范围内基本一致。因此峨眉山玄武岩截至的绝对年龄在 260Ma 左右。这些年龄与中晚二叠世边界年龄(260.4±0.4 Ma)和基性层状侵入体中的年龄(257-263±5Ma)基本一致。所有这些说明峨眉山武岩形成于中晚二叠世之间极短的时间内，巨量玄武岩喷发可能与中晚二叠世边界、end-Guadalupian 生物灭绝事件具有成因联系。

滇西莴中晚始新世高镁富钾火山岩的地球化学及矿物学特征：地幔源区及其岩石成因制约*

黄小龙，徐义刚，杨启军

（中国科学院广州地球化学研究所，广东广州 510640）

滇西莴中晚始新世高镁富钾火山岩(35.5 Ma)，富含 MgO (11.7 ~ 21.8 wt%) 和 K_2O (3.85 ~ 5.23 wt%)，具有较高的 K_2O/Na_2O 比值 (2.8 ~ 3.9)，富集 LILE 和 LREE，亏损高场强元素 Nb-Ta、Ti 等，具有极低的 Nb/La 比值（0.2 ~ 0.3）、较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值（0.7060 ~ 0.7065）、负的 ε_{Nd} 初始值（- 2.73 ~ - 3.15）和相对较高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$（18.633 ~ 18.689）、$^{207}Pb/^{204}Pb$（15.618 ~ 15.626）、$^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.684 ~ 38.760)比值，表现出明显的岛弧型钾质火山岩的性质。

莴中高镁富钾火山岩富含橄榄石和单斜辉石斑晶。橄榄石斑晶的核部成分变化较大(Fo = 94 ~ 75 %)，较高的 CaO 含量(> 0.1 wt%)表明其为岩浆成因，NiO 含量则表现出随 Fo 含量的降低而降低的结晶分异趋势。大橄榄石斑晶的核部 Fo 含量明显与全岩 $Mg^{\#}$不平衡，均属于早期岩浆堆晶作用的捕虏晶来源，而小橄榄石斑晶为与喷发岩浆平衡结晶的产物。橄榄石斑晶中的尖晶石包裹体高 $Cr^{\#}$（0.77 ~ 0.94）、低 $Mg^{\#}$（0.17 ~ 0.65），具有较低的 Al_2O_3 含量（< 10 wt%），结合全岩非常高的 Cr, Ni 含量和低 Sc (< 30ppm)、TiO_2(<1 wt%)含量，暗示了源区为尖晶石相方辉橄榄岩；但尖晶石包裹体的 TiO_2 含量总体上较低（< 1.0 wt%），则暗示了绝大部分橄榄石属于岛弧型岩浆成因。单斜辉石斑晶普遍出现正环带结构、反环带结构或振荡环带结构，少量为绿核辉石。反环带斑晶和绿核辉石的幔部与正环带斑晶的核部具有相似并且相对较窄的成分范围，相对高 Mg#（0.83 ~ 0.90）、低 TiO_2（0.13 ~ 0.29 wt%）、Al_2O_3（0.73 ~ 1.68 wt%）和 Na_2O（0.22 ~ 0.42 wt%），为钾质岩浆平衡结晶的产物。反环带斑晶的核部相对低 $Mg^{\#}$（0.77 ~ 0.84），但与反环带斑晶的幔部、正环带斑晶的核部均具有相似的 Ti/Al 比值（0.06 ~ 0.16）；振荡环带结构斑晶的成分变化均在正、反环带斑晶的成分范围之内；这些环带结构单斜辉石斑晶应来源于相似的岩浆体系。绿核辉石的核部明显低 $Mg^{\#}$（0.50 ~ 0.74）、相对富 Al_2O_3（1.66 ~ 3.63 wt%）和 Na_2O（0.87 ~ 2.17 wt%），具有明显较低的 Ti/Al 比值（< 0.05）和较高的 Al^{VI}/Al^{IV} 比值（0.38 ~ 0.76），为下地壳捕虏晶来源。

莴中高镁富钾火山岩来源于受古特提斯俯冲带流体交代的尖晶石相方辉橄榄岩的部分熔融岩浆，并在岩浆房经历了大量的橄榄石和部分单斜辉石的结晶分异过程。钾质原始岩浆从地幔源区分离上升侵位于浅部地壳岩浆房的过程中捕获了部分下地壳橄榄石以及单斜辉石(绿核辉石)。单斜辉石的反环带结构表明在岩浆房存在较原始岩浆对较演化岩浆再补给的岩浆混合过程，而振荡环带结构特征揭示曾多次发生这种岩浆混合过程。

* 本项研究受国家自然科学基金项目（40202009）和国家重点基础研究发展规划项目（2002CB412603）资助。

广西合浦烟墩岭火山岩石学与地球化学初步研究

李 霓[1]，樊祺诚[1]，王团华[1]，隋建立[2]

（1. 中国地震局地质研究所，100029 北京；
2. 中国科学院地质与地球物理研究所，100029 北京）

1. 地质概况

雷琼及北部湾周边一带是我国南方最大的第四纪火山岩分布区，区内遍布一百多座新生代火山。更新世时，由于太平洋-库拉板块向欧亚板块俯冲，中国东南沿海等地发生了大量火山喷发活动并达到高潮，一直延续至全新世，成为我国少数几个活动火山区之一（卢进林，1993；樊祺诚等，2004），晚更新世时期该地区的火山活动通常伴有射气岩浆喷发（孙谦等，2003）。烟墩岭火山位于广西北海市合浦县山口镇以南约 10km 处的新圩村（图 1），从区域地质上看烟墩岭火山属北部湾拗陷的北部，形成时代为第四纪，与西面 100km 外北部湾里著名的涠洲岛火山喷发大致同期，同属我国最年轻的火山之一。

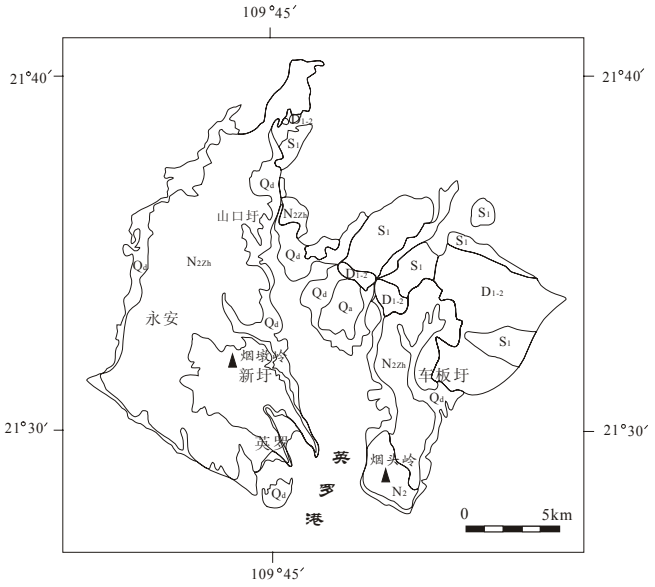


图 1 烟墩岭及周边地区火山地质图

烟墩岭火山长约 260m，宽约 100m，是一座中心式喷发的小规模火山，其火山活动时代与北部湾海域中的涠洲岛火山相近。从火山外貌上看，烟墩岭火山同雷琼地区新生代火山相似，都属于海拔较低的火山。火山外围及底部可见玄武质熔岩，火山中心部位已被开挖成几米深的大坑，坑内火山角砾、火山渣较为发育，堆积较为松散，残余的部分侵入状岩脉因而凸立出来，下部与含气孔玄武岩接触。

烟墩岭火山除喷发玄武质火山渣、火山集块或角砾等火山碎屑外，还有熔岩侵入活动，

前人已对此火山作过一些初步的岩石学研究，但对地球化学和年代学等方面未作详细研究，本文则重点讨论烟墩岭火山岩的岩石学和地球化学，从 K-Ar 定年并结合前人工作确定烟墩岭火山的活动时代。

2. 烟墩岭火山岩的主量元素特征

由于烟墩岭火山靠近雷琼和北部湾地区，岩性上也具有某种相似之处，因此我们可以把它们进行相比。烟墩岭火山岩的 SiO_2 含量较低，变化在 45%~50%之间， Na_2O+K_2O 含量变化范围为 3.6%~5.6%之间，根据火山岩 TAS 分类图，分属于碱性的玄武岩和粗面玄武岩。与雷琼和北部湾地区火山岩相同的均是 $Na_2O>K_2O$，且 TiO_2 含量都高，均>2.2%，但雷琼地区第四纪火山岩以溢流式拉斑玄武岩为主，它们之间存在从橄榄拉斑玄武岩向石英拉斑玄武岩分异演化的关系。而烟墩岭火山岩（除一个已蚀变的 05YDL02 外）的 K_2O 含量普遍高于雷琼地区火山岩，而 $Na_2O-2<K_2O$，属钾质粗面玄武岩。

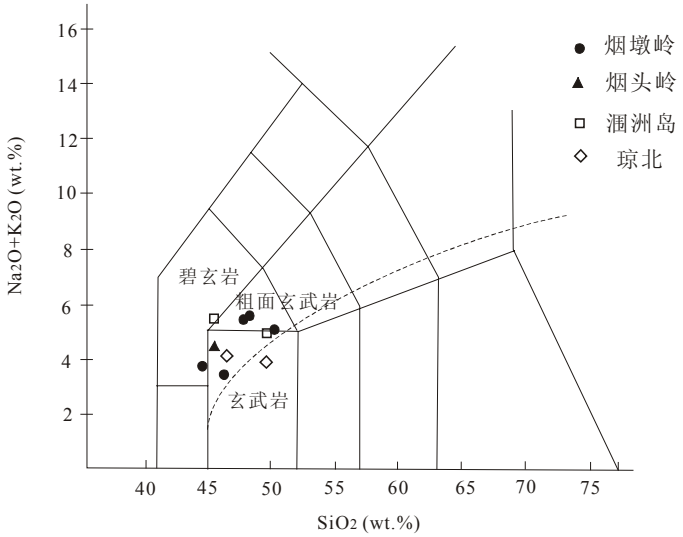


图 2 烟墩岭火山岩的 TAS 分类图（据 Le Bas et al., 1986）

3. 烟墩岭火山岩的微量元素

与广西合浦烟墩岭仅隔狭长的英罗港相邻的广东廉江烟头岭也是第四纪火山，二者直线距离仅 10km，因此烟头岭样品（YTL01）也放入本文一起讨论。烟墩岭火山岩及周边的烟头岭样品的稀土含量较为稳定，其微量元素配分型式极其相似，元素的原始地幔标准化丰度随着它们的不相容性减小而减小。LREE 丰度变化稍大，$(La)_N$=110~140，而 HREE 丰度变化很小，$(Yb)_N$=5~7，REE 丰度模式呈稍陡的向 HREE 倾斜的型式，为轻稀土富集型。

除 05YDL02 样品的 Cs、Rb 含量与其它样品稍有不同外，其余样品的原始地幔配分型式都很相似，暗示它们都有共同的岩浆源区，而且未见明显的 Eu、Sr、Ba 负异常，暗示岩浆没有发生过明显的斜长石分离结晶作用。$Mg^{\#}$（0.58~0.67）和 Ni 值（246×10^{-6}~272×10^{-6}）稍低，说明烟墩岭火山岩已经过橄榄石的结晶分异，这与镜下所见有一定数量的橄榄石斑晶相一致，也说明烟墩岭地区火山岩已不是原生地幔玄武岩浆的喷出物，而是已经过一定程度演化的岩浆。样品中存在着明显的 Pb 负异常，与琼北火山岩相同，但前者负异常更明显。

烟墩岭火山岩与琼北火山岩原始地幔标准化曲线型式基本相同，同样是 Nb、Ta 左右两侧元素富集率相对较低，表明它们在地幔源区是相对亏损的，与洋中脊玄武岩）和洋岛玄武岩情况相似（Hofmann，1988），因而有别于岛弧火山岩所具有的 Nb、Ta 负异常的配分模式。从 Ba/Nb 比值来看，烟墩岭火山岩的数值变化范围远小于琼北和涠洲岛玄武岩，而 La/Nb 比值三者相近，都是低而稳定，与原始地幔和 MORB 有相当差距，但与 OIB 数值接近，说明烟墩岭火山岩可能来自于类似于 OIB 的地幔源区。

4. 烟墩岭火山岩的 K-Ar 年龄

根据野外考察发现，研究区岩石有蚀变现象，在有限的样品中，我们挑选了三个具有代表性的、相对较为新鲜的样品进行 K-Ar 法年龄测定。根据测年结果，烟墩岭火山岩的年龄为第四纪早更新世，距今约 1.26-1.04Ma，烟头岭火山喷发时间为早更新世晚期（0.72Ma）。西边相邻的北部湾涠洲岛早期火山活动形成的球状风化玄武岩为早－中更新世（黄镇国等，1993；樊祺诚等，2006），而琼北多文岭期火山活动时代为早更新世（樊祺诚等，2004），该期玄武岩覆盖于湛江组或更早的地层之上，即烟墩岭地区火山活动时间与北部湾涠洲岛早期火山活动以及琼北多文岭期火山活动时间基本相同，同为我国南方第四纪早期火山喷发活动的产物。

据研究，雷琼地区的火山活动在早更新世时期达到高潮（樊祺诚等，2002），而烟墩岭火山的喷发正是发生在这一时期。据广西第三地质队钻孔揭露，烟墩岭火山岩不整合于早更新世湛江组地层之上，北半部火山岩经测试显示极性为 32 万年，烘烤物热发光测试结果为 23.6 万年，属中更新世后期至晚更新世早期（傅中平等，1990）。由于烟墩岭火山活动时间相对较短，并由南向北逐渐转移，也由于测年方法的不同，因此傅中平文中测年数据要比本文 K-Ar 法测年结果更为年轻。综合上述研究结果，烟墩岭火山活动时间晚于早更新世湛江组之后，为早更新世中晚期。

5. 结论

烟墩岭火山活动既有爆破式喷发，也有熔岩喷溢，晚期以爆破式喷发为主，在火口附近较为常见，熔岩则分布在火山底部及外围，火山活动时代为第四纪早更新世。

烟墩岭火山岩岩性为碱性橄榄玄武岩和粗面玄武岩，$Mg^{\#}$值中等，钛和碱质成分较高。烟墩岭火山岩及周边的烟头岭样品的稀土含量较为稳定，其配分型式极其相似， REE 丰度模式呈稍陡的向 HREE 倾斜的型式，为轻稀土富集型。烟墩岭火山岩和烟头岭火山岩的原始地幔配分型式也很相似，暗示它们都有共同的岩浆源区。岩石学和地球化学化学证据表明烟墩岭地区火山岩已不是原生地幔玄武岩浆的喷出物，而是已经过一定程度演化的岩浆。

采用火山岩 K-Ar 法测定了烟墩岭火山活动的时代，结合火山岩地质特征和前人资料，火山活动时代确定为第四纪早更新世，与北部湾涠洲岛早期火山活动及琼北早更新世多文岭期火山活动时代大致相当。

雷琼地区的火山活动在更新世时以岩浆喷发和射气岩浆喷发交替进行为特点，溢流式岩浆喷发形成广阔的熔岩被，射气岩浆喷发形成众多低平火山口，而烟墩岭火山及邻区烟头岭火山未见射气岩浆喷发特征。

中国东部壳-幔、岩石圈-软流圈之间的相互作用带

路凤香，张瑞生，钟增球，郑建平，余淳梅

（中国地质大学（武汉）地球科学学院，430074）

在研究岩石圈三维结构并进行层圈划分时，一个值得重视的问题是，在壳－幔之间及岩石圈－软流圈之间存在相互作用带（过渡带），研究两个过渡带的意义在于：①他们是重要的岩浆源区；②能够进一步认识岩石圈的动力学过程；③相互作用带与不少固体矿产和能源资源有着极为密切的联系。故认为在层圈相互作用中热和物质的交换及其动力学过程是引起中、新生代岩石圈内部层圈之间厚度调整、岩石圈不均匀减薄以及区域构造-岩浆-成矿作用的重要机理。笔者将通过对中国东部典型地区研究来讨论这两类层圈相互作用的特征及时限。

1. 壳-幔相互作用带的特征

中国东部中生代是壳－幔相互作用最活跃的时期，不同地区的活跃期限有差别，在华北和秦岭造山带主要集中在 190-100Ma 之间，珠江口盆地、三水盆地、合肥盆地可以延到古近纪。这一时期的构造总体上处于挤压-弱拉伸状态，而且相当一段时期地壳与地幔在动力学特征方面处于解耦。参与壳-幔之间相互作用的三个端元是：下地壳、岩石圈地幔和软流圈地幔，后者主要起了提供热源的作用，在少数地区，虽然也有软流圈来源的岩浆出现，但他们的源区几乎都加入了地壳组分，这是壳－幔相互作用最基本的标志。导源的岩浆以高钾钙碱性火成岩系列为主，地球化学特征表现为：适度富集 LREE,亏损 HFSE（特别是 Nb），ε_{Nd} 为负值，所研究的典型地区壳－幔相互作用的类型有以下 3 种：

(1). 地幔来源的底侵熔体与下地壳的作用

幔源岩浆侵位于地壳底部，对下地壳提供了热源，诱发下地壳及少量岩石圈地幔组分熔融。导源的岩浆为中性安山岩、粗安岩等，因处于地壳挤压的环境地壳缩短，加之岩浆底侵作用，造成了加厚的下地壳。北京西山 J_3 髫髻山组粗安岩系列属于这种类型，岩性变化比较小，$(La/Yb)_N$ 总体变化范围：2－42，地区平均值变化范围：4.44－12，Sr/Y，167.67 ～ 36.42, HFSE 具有明显的负异常，$\varepsilon_{Nd}(t)$ -14.8 ～ -17.6。源区成分为下地壳＋底侵玄武岩＋岩石圈地幔组分（较少），可以用 MMSH（熔融、混合、储存、均一化）过程 进行描述，即上述源区成分发生熔融后，在岩浆房中还经历过均一化的过程。

(2). 下地壳不均匀拆沉进入弱化（weakening）了的岩石圈地幔二者发生作用

主要用来解释东部非俯冲活动带广泛分布的中生代钙碱性火山岩的形成机制问题。在研究区岩石圈顶部存在了不均匀分布的岩石弱化带，其特征为，温度高于正常的岩石圈地幔且含自由水，因此由原先的刚性转变为塑性。构造背景为岩石圈由挤压转变为弥散式的弱拉伸状态，同时软流层地幔发生小规模多中心的底辟式上涌，形成了晚中生代的小型盆－岭构造及火山-沉积盆地。原先加厚了的下地壳因密度大于下覆的弱化岩石圈地幔，造成密度倒置，部分下地壳物质可以进入弱化的岩石圈地幔，之后二者发生相互作用，形成下地壳＋岩石圈地幔的富集源区。在盆－岭构造的盆地下方，由于有小型的软流圈底辟体上涌，也可以出现少量的亏损地幔熔融的岩浆，这样则会形成下地壳＋岩石圈地幔＋软流圈地幔三者的相互作用，及弱富集的源区。重要的是，上述两种地幔源区都含有下地壳组分，岩浆仍然显示 HFSE

的负异常，但 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 变化范围大。K_1 义县组高 Mg 玄武岩及中基性火山岩属于这种类型，岩浆房中还伴随有岩浆的 AFC 过程及岩浆混合，早白垩世的玄武岩-粗安岩-英安岩的火山岩组合为代表性的岩浆产物。由于下地壳与地幔的密度差小，上涌的软流圈底辟体规模小，上述模型不支持在下地壳拆沉时，压迫整个巨厚的岩石圈地幔发生拆沉并引发软流圈大规模上涌。

(3). 陆－陆碰撞深俯冲带的壳－幔相互作用

壳幔作用的端元组分主要为：俯冲的大陆地壳＋上覆楔形地幔，以秦岭北缘的明港地区为代表。秦岭－大别造山带在三叠纪末发生了南秦岭（扬子地块）向北俯冲于北秦岭（华北块体）之下的深俯冲作用，**178Ma** 在明港地区出露的安山玄武角砾岩属于钙碱性系列，具有 HFSE 的负异常，Pb 同位素资料表明，源区为拆离俯冲的南秦岭下地壳，上覆楔形地幔为华北的地幔，滑石橄榄岩曾遭受了板片熔融释放的富 Si 熔体/流体改造，并与下地壳物质共同被捕获于上述钙碱性岩浆中。继续沿秦岭－大别的北界向东延伸，在合肥盆地，出露的拉斑玄武岩是大陆深俯冲的上覆楔形地幔熔融产物，其喷发时代为 58.7－59.7Ma, 可见深俯冲的影响从时间尺度，一直持续到古近纪；从空间上深俯冲作用一直延伸到鲁西地区，与深俯冲带相距达 450km 左右。因此对大陆深俯冲的影响不可低估，秦岭以北，华北南缘出露的 140Ma 左右的小秦岭－熊耳山斑岩型钼－钨－金矿带，很可能与深俯冲作用存在成因联系，需要进一步研究。

2．岩石圈-软流圈相互作用带的特征

岩石圈－软流圈相互作用带位于二者的过渡位置。中国东部（100Ma 以后），在 60-120km 上述的 L/A 过渡带的范围内，两层圈发生了相互作用，而且是这一时期拉斑-碱性玄武岩岩浆的主要源区。地球化学特征表现为：ε_{Nd} 为正值，未见 HFSE 负异常，表明源区基本不含地壳组分。

(1). 这一时期玄武岩的源区几乎都包含 DM 和 EMI 两个地幔端元，前者是软流圈的组分，后者代表大陆岩石圈的组分，但总体上以前者为主；

(2). 一些地区，随着玄武岩喷发时间由老到新，源区 DM 的组分逐渐增加，以女山地区为例，喷发时间由 36.2 Ma →15.4 Ma →10.9 Ma →9.1 Ma →5.9 Ma，ε_{Sr} 逐渐变小，由 -4.25 →-1.84 →-15 →-10 → -17.3，$\varepsilon_{Nd}(t)$逐渐变大由 3.16 →-0.35 →5.7 →4.9 →6.8。显示出存在软流圈交代岩石圈的相互作用，并逐渐趋于完成。岩石圈与软流圈的过渡带也就是二者的相互作用带，该带大体可以与 Mckenzie 提出的热边界层类似，也与 D.L Anderson 提出的 Perisphere 层圈相当，原作者们都认为这些地带都是重要的岩浆源区。

3．结论

(1). 壳－幔及岩石圈－软流圈相互作用（过渡）带，是重要的岩浆源区，对他们的辨认和研究能够进一步认识岩石圈的动力学过程，而且与矿产资源有着密切的联系。因此既具有理论意义又具有实际意义。

(2). 大陆内部的壳－幔作用与大洋俯冲带不同，本文提出的下地壳与弱化岩石圈的相互作用可以概略地解释和描述与大洋俯冲作用无关的壳－幔再循环。

(3). 秦岭－大别等地与大陆深俯冲有关的壳－幔作用的影响不可低估，他们与斑岩型矿床的关系值得深入研究。

中国东部中生代下地壳的不均一小规模的拆沉属于岩石圈内部地壳厚度及密度的调整，与岩石圈大规模减薄并不同步。岩石圈减薄的时间，应该与两类层圈相互作用转换的时间、与大面积软流圈来源的玄武岩喷发的时间基本一致，大体在 100Ma 以后。

从 Sr－Nd 同位素探讨
辽西中生代软流圈底辟体的脉动式上涌

邵济安[1]，陈福坤[2]，路凤香[3]，周新华[2]，张履桥[4]

(1. 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871； 中国科学院地质地球物理研究所. 北京，100029；3. 中国地质大学地球科学学院，武汉 430074；
4. 内蒙古地质局，呼和浩特，010020)

辽西火山活动断续贯穿于中生代始终，从凌源 230Ma 的辉石安山岩（胡健民等，2005）到张强 80Ma 玄武质粗安岩（陈义贤等，1997），其中义县组（133 至 115Ma）的火山活动最为活跃（王五力等，2004）。岩石学-地球化学数据揭示了辽西部分中生代火山岩存在的三个特征: 1) $Mg^{\#}$值和 Cr、Ni 含量比较高 (Gao, S. et al., 2004; Zhang, H. F. et al., 2003; 邵济安等，2005，2006a); 2）多数火山岩源自受到地壳物质混染的富集的岩石圈地幔 (路凤香等，2005)。3)部分时段火山岩的 ε(Nd，t)值偏高。对辽西及其邻区中生代（230－65Ma）的火山岩年代学的进一步研究（邵济安等，2006a）发现：火山活动具有平均间隔 20～30Ma 的周期性，火山岩活动的峰期为 230 Ma，190 Ma，160 Ma，130－120 Ma，110－100 Ma，80 Ma。同时火山岩 ε(Nd, t)值的在时间上显示了类似的周期性波动（图 1）。在空间上，中、新生代火山岩有呈环状分布的趋势，从中心向外逐渐变新（图 2）。根据上述特点，作者们提出辽西晚中生代的火山岩活动可能与软流圈底辟体脉动式上涌有关，研究区被岩石圈断裂围限的特定构造背景为软流圈底辟体的上涌提供了天然通道（图 3）（邵济安等，2006b）。

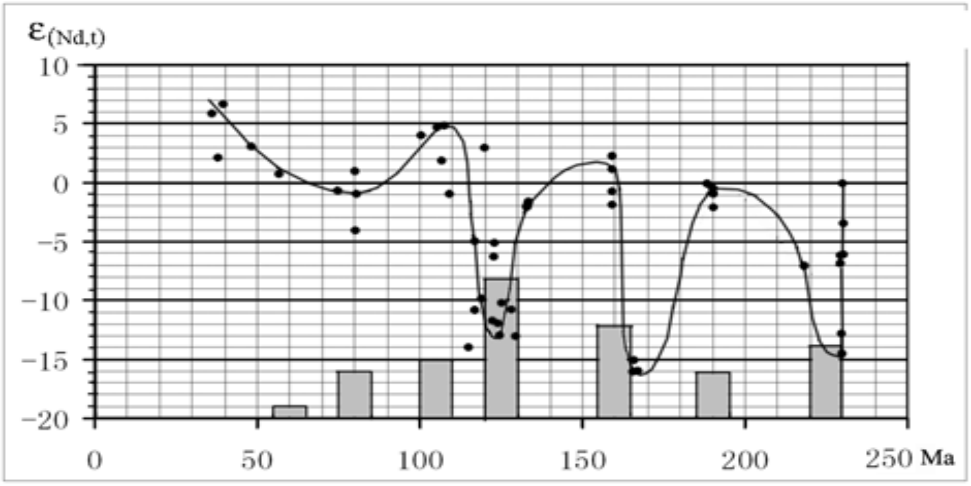


图 1 中生代火山活动峰期及 Nd 同位素随时间变化的趋势

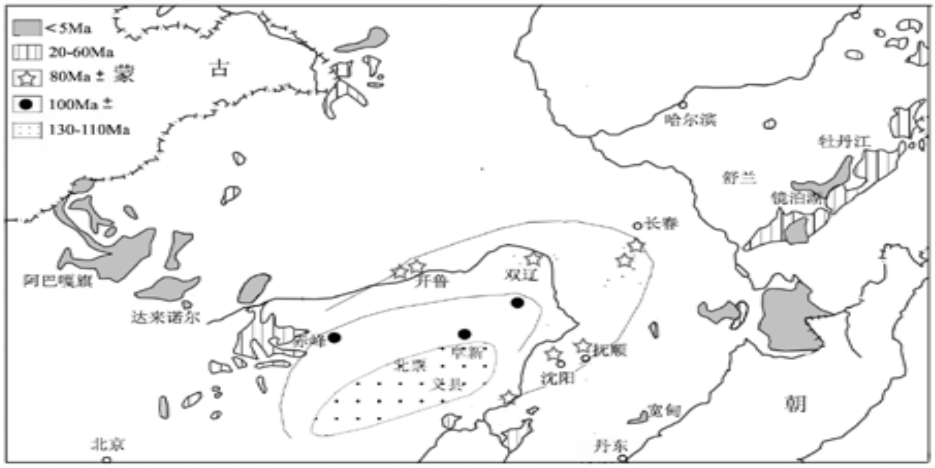


图 2 辽西及邻区中新生代火山岩的环状分布

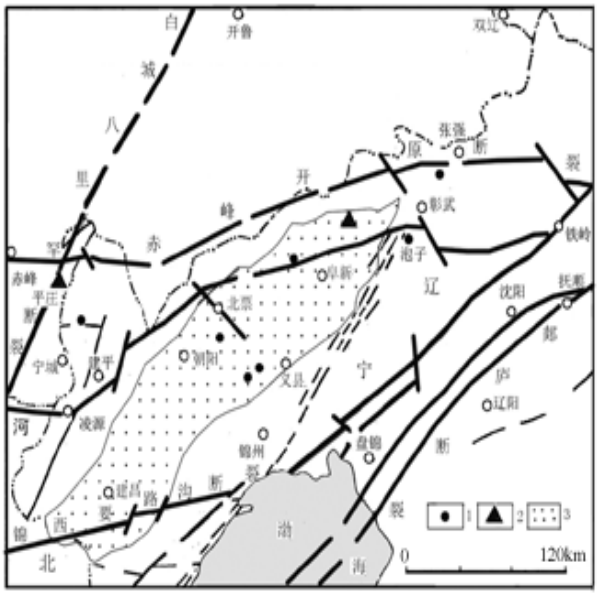


图 3　辽西地区主要断裂分布图

主要参考文献:

Gao, S., Rudnick, R. L., Yang, H. l., et al., 2004. Recycling lower continental crust in the North China Craton. *Nature*, 432: 892-897.

Zhang, H. F., Sun, M., Zhou, X. H., et al., 2003. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton : Evidence from Mesozoic basalt and hing-Mg andesites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(22): 4373-4387.

陈义贤，陈文寄，等, 1997. 辽西及邻区中生代火山岩-年代学、地球化学和构造背景. 北京：地震出版社, 141-201.

胡健民，赵越，刘晓文，等, 2005. 辽西凌源地区水泉沟组安山岩 锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其意义. 地质通报， 24（2）：104 -109

李伍平，2006. 辽西北票早侏罗世兴隆沟组英安岩的地球化学特征. 岩石学报，22 (6)：印刷中.

路凤香，郑建平，张瑞生，陈美华，2005. 华北克拉通东部显生宙地幔演化. 地学前缘，12（1）：61－67.

邵济安, 陈福坤, 路凤香,周新华，2006a. 辽西中生代软流圈底辟体的脉动式上涌. 地球科学.

邵济安，路凤香，张履桥，施光海，2006b. 华北早白垩世末岩石圈局部被扰动的时空证据. 岩石学报，22 (2):277－284.

邵济安，路凤香，张履桥，杨进辉， 2005. 辽西义县组玄武岩捕虏晶的发现及其意义. 岩石学报，21 (6): 1547－1558.

王五力, 张宏, 等， 2004. 土城子阶、义县阶标准地层剖面及其地层古生物、构造—火山作用. 北京: 地质出版社, 359－434.

火山射气岩浆喷发作用研究进展

孙 谦, 樊祺诚, 李 霓

(中国地震局地质研究所，北京 100029)

1. 什么是射气岩浆喷发？

当火山活动时，炽热的岩浆在上升过程中如遇到水体（地下水或地表水）会立即发生爆炸，产生巨大的向上冲击力，造成上覆地层的挠曲、破裂、坍塌等一系列过程，形成大小不等的近似圆形的低平火山口及基浪堆积物，这就是射气岩浆喷发（Phreatomagmatic eruption），在此过程中岩浆和水共同扮演重要的角色。低平火山口的形态均为圆形或近似圆形，大小规模差异明显。基浪堆积物中具有大型低角度板状层理、波状层理、交错层理以及由火口内垣向外垣发生转折的爬升层理等特征性构造（孙谦等，2003），有别于通常的水下沉积物。另外，堆积物中常出现球粒状增生火山砾（Accretionary lapilli），它是射气岩浆喷发的指相物质。前人对于这种特殊类型的火山喷发研究相对较薄弱，对其进行深入研究具有重要的理论和实际意义。

2. 射气岩浆喷发的研究历史与现状

对于射气岩浆喷发的研究始于上世纪初期，1921 年德国科学家对德国西部 Eifel 第四纪火山区圆形的小火山口湖的研究，称其为“maar”，我国学者刘嘉麒将其译作“玛珥湖”，即一种新的火山类型——低平火山口。而基浪（base surge）一词最初见于 1947 年在南太平洋 Bikini Atoll 的水下热核试验爆炸（Crowe and Fisher, 1973）。作为火山现象的基浪，首先是在 1965 年菲律宾塔尔湖（Taal）底火山喷发时观察到的（Moore 等，1966；中村，1966）。事实上，自塔尔湖底火山喷发时观察到基浪现象及其堆积物之后，70 年代以来，在日本、北美一些小火山口周围相继发现火山基浪堆积物，在欧洲、新西兰和韩国等小火山口的喷发物中，也存在着基浪堆积物（胜井一雄，1984；Sohn and Chough，1993）。我国学者杜杨松等（1989）对我国浙东南雁荡山地区中生代花岗质岩浆遇水发生的射气岩浆喷发作用及其基浪（涌浪）堆积物进行了岩相学、岩石地球化学、扫描电镜形貌学等方面的研究，阐述了基浪堆积物的堆积特征和鉴别标志；刘祥等（1997）对我国东北龙岗地区新生代射气岩浆喷发基浪堆积物开展研究，对基浪堆积物的分布及形态、碎屑颗粒的成分和粒度、堆积剖面中的层理等进行了详细的观察和描述；刘嘉麒等与德国科学家开展国际合作，利用雷南（湖光岩）和龙岗（龙湾）不同地区玛珥湖沉积物研究古气候和环境变迁，业已取得重要进展（刘嘉麒等，2000）。

与此同时，国外一些学者开始对其进行定量研究。Barberi（1989）运用野外地质考察的方法，研究了基浪堆积物中的玄武质碎屑物、层状凝灰质堆积物以及它们之间所占的比例等，并以此在野外确定基浪堆积物的地层层序；Lorenz（1986）利用野外地质调查和岩石力学相结合的方法，根据野外观察、地球物理资料和历史上火山喷发所记录到的各项数据，对地表出露的低平火山口的直径与爆炸点的深度之间的关系作了初步的论证，结合水文资料和上覆地层岩石力学性质，探讨了岩浆遇水爆炸点的迁移规律；Landau and Taylor（1988）根据岩浆和水接触面的位置和最初的几何形态、热能从岩浆向水传递的过程、在爆炸发生之前岩浆和水混合的程度及方式、岩浆和水混合的热动力学状态方程、在爆破系统中的地震波的传递

等几个重要控制因素，利用热力学和爆破动力学开展对射气岩浆喷发的动力学机制研究，提出了若干喷发动力学模型。但由于模型中岩浆与水的混合质量比难以确定，故其可信度大大降低。九十年代后期以来，Dellino 等（1995，2000，2001）对射气岩浆喷发堆积物中的原生碎屑物在扫描电镜下进行形貌分析，从碎屑物中的气泡含量和龟裂纹发育情况来半定量地确定爆炸发生时岩浆与水的质量比，从而为精确建模提供了依据。

笔者近年来主要针对北部湾第四纪火山区分布的射气岩浆喷发成因的低平火山口和基浪堆积物，运用弹性力学基本原理，根据低平火山口的半径、爆炸发生时上覆地层的厚度、岩浆与地下水接触面的半径等参数建立起简单的喷发模型，初步模拟爆破冲击力与上述各参数之间的关系和变化规律，并计算出上覆地层中任一点的应力状态，为定量研究这一特殊类型的火山喷发提供了一点思路。

3. 射气成因的低平火山口在我国的分布及研究意义

我国典型射气成因的低平火山口主要分布在东北龙岗和华南雷琼两个新生代火山区。其中龙岗火山群中分布着 8 个射气岩浆喷发成因的低平火山口已蓄水，当地称龙湾，火口垣主要由基浪堆积物组成（刘祥等，1997）。雷州半岛的低平火山口主要包括湖光岩、田洋、九头洋、青桐洋等（黄镇国等，1993；刘嘉麒等，2000）；琼北地区包括了罗经盘、龙凤—龙吉、双池岭、双池岭东、美玉南、雷虎岭—永茂岭和杨花等低平火山口（孙谦等，2003）。此外，广西涠洲岛和斜阳岛是典型的岩浆与射气交替喷发形成的火山岛，射气成因的基浪堆积物几乎覆盖全岛；在黑龙江镜泊湖火山区以及新近发现的内蒙古阿尔山火山区均见有低平火山口和基浪堆积物的分布。可见，射气岩浆喷发是一种特殊而又常见的火山喷发形式。

一直以来，我国对这一类型的火山活动研究较薄弱，特别是在一些地区的填图工作中，通常将这类射气岩浆喷发成因的基浪堆积物定义为“沉凝灰岩”，即火山喷发物落入水体沉积而成，把它作为一种沉积地层单位来使用并以此指导编图。面对大规模的射气岩浆喷发活动，这已经成为一个严重的学术问题，并且直接影响到生产（如地质填图）和科研工作。因此，需要运用现代火山学的观点和方法，进行认真识别和研究，兼有理论和实际意义。

主要参考文献:

D. L. 特科特, G. 舒伯特. 1986. 地球动力学——连续介质物理在地质问题上的应用. 北京: 地震出版社

Dellino P, La Volpe L. 2000. Structures and grain size distribution in surge deposits as a tool for modeling the dynamics of dilute pyroclastic density currents at La Fossa di Vulcano (Aeolian Island, Italy). J Volcanol Geotherm Res., 96: 57-78

Lorenz V. 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. Bull Volcanal. 48: 265-274

Wohletz K H.1986. Explosive magma-water interactions: thermodynamic, explosion mechanisms, and field studies. Bull Volcanol 48: 245-264

杜杨松, 王德滋, 陈克荣. 1989. 浙东南沿海中生代火山——侵入杂岩. 北京: 地质出版社.

樊祺诚, 胡久常, 2000. 海南岛雷虎岭—马鞍岭全新世火山. 见刘若新主编: 中国的活火山, 北京: 地震出版社, 75-81.

黄镇国, 蔡福祥, 韩中元等, 1993. 雷琼第四纪火山. 北京: 科学出版社.

刘嘉麒, 王文远, 郭正府等. 2000. 中国玛珥湖的时空分布与地质特征. 第四纪研究，20(1); 78-86.

刘祥, 向天元. 1997. 中国东北地区新生代火山和火山碎屑堆积物资源与灾害. 长春:吉林大学出版社.

孙谦, 樊祺诚, 魏海泉等. 2003. 琼北地区晚更新世射气岩浆喷发初步研究. 地震地质 25(2): 289-297.

东天山卡拉塔格钠质火山岩岩石学、地球化学及成因*

唐俊华[1,2]，顾连兴**[1]， 郑远川[1]， 方同辉[3]，张遵忠[1]，

高军辉[3]， 王福田[3]，汪传胜[1]，张光辉[1]

（1.成矿作用研究国家重点实验室(南京大学)，
南京大学地球科学系，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，北京 100083;
3. 北京矿产地质研究所，北京 100012）

1.引言

关于细碧-角斑岩系(即本文所称的钠质火山岩系)的成因目前主要有两种观点，即富钠岩浆结晶说(Amstutz and Patwardhan, 1974; 祁岷等，1986；夏林圻和夏祖春, 1989)及后成钠化改造说(Vallance, 1974; Mengel et al., 1987)。在富钠岩浆结晶说的支持者中，有人认为细碧-角斑岩系之所以富钠，是因为岩浆上升过程中受到了大量富钠海水的混染，也有人认为细碧-角斑岩浆本来就是一种富钠岩浆。然而，关于这种富钠岩浆的成因迄今知之甚少。卡拉塔格地区位于吐-哈盆地南侧，主要由早泥盆世卡拉塔格组及大南湖组火山-沉积岩系构成。目前普遍认为，这套岩系形成于岛弧环境(马瑞士等，1997；2001; Li et al., 2003, Xiao et al., 2004)，是南侧觉罗塔格洋壳向吐-哈地块俯冲的产物，然而迄今为止，对这套火山岩尚未进行过岩石学、地球化学和成岩机制方面的系统研究。本文对卡拉塔格地区卡拉塔格组火山岩作了详细的野外地质剖面及系统的岩石学，矿物学和地球化学研究，在此基础上探讨卡拉塔格组富钠火山岩浆的形成机制，并进一步探讨卡拉塔格地区泥盆纪时期的构造环境。

2.岩石学特征

基于对梅岭剖面的系统野外观察和取样研究，我们确定卡拉塔格组火山岩主要为钠质安山岩、钠质流纹岩和钠质英安岩，并夹少量的钠质玄武安山岩、钠质玄武岩和正常系列的玄武安山岩。这些岩石除钠质流纹岩常呈暗紫色外，其余呈浅灰-灰深-灰黑色，致密块状，斑状结构。其特征矿物组合为钠长石＋绿泥石＋绿帘石＋方解石，酸性端元出现石英。除正常系列的玄武安山岩外，其余的钠质火山岩中斜长石无论是作为斑晶还是基质均为钠长石($An_{0\sim4.2}$，个别斑晶为更长石 $An_{14.5}$)。

3.地球化学特征

卡拉塔格钠质火山岩具高 Na_2O 低 K_2O (<2%)的特点,其比值变化于 2～100 之间。LOI 值较高(1.14～6.81%),在 TAS 图上所有样品均投影于亚碱性区域。主要氧化物 Na_2O 和 K_2O 含量与 SiO_2 呈正相关性，而 FeOT、MgO、CaO、Al_2O_3 和 LOI 等则与 SiO_2 呈负相关性，这些趋势表明，辉石和斜长石等的分离结晶对岩系的化学演化可能起了重要作用。从微量元素

*本文为国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409802)和国家自然科学基金项目(No. 40472042)成果。

** 为本文通讯作者。

原始地幔标准化曲线可知，本区钠质火山岩富集 Ba、Th 、U、 La 和 Ce 等大离子亲石元素和轻稀土元素，P 也适度富集，而 Nb、Ta 显著亏损，大部分样品也显示 Hf、Zr 的亏损，总体分布趋势与环太平洋岛弧玄武岩平均值(McCulloch and Gamble, 1991)的分布曲线很相似，这些特征表明本区钠质火山岩与岛弧岩浆岩特征(McCulloch and Gamble, 1991; Woodhead, 1989)相一致。但是，本区钠质火山岩中的中-基性岩石 Cs、Rb、K 等大离子亲石元素亏损，这又与典型的岛弧火山岩特征(Tatsumi and Eggins, 1995)不符，这可能意味着本区岩浆生成机制与通常的岛弧岩浆有所不同。卡拉塔格组钠质火山岩稀土元素球粒陨石标准化曲线均右倾，轻稀土富集而重稀土亏损，这与岛弧钙碱性岩浆的特征一致(Gill, 1981)。大部分中-基性岩石中铕呈轻度富集(Eu/Eu*=0.81~1.25)，而酸性岩则均存在铕的适度亏损(Eu/Eu*=0.46~0.87)，这表明斜长石的结晶分离对岩系中稀土元素的演化起了重要作用(陈衍景等，2004)。与中-基性岩石相比，酸性岩石轻重稀土之间以及轻稀土内部的分异更明显些。

4. 钠质火山岩成因探讨

东天山卡拉塔格组钠质火山岩岩石类型从玄武岩连续演化至流纹岩，并以安山岩、英安岩和流纹岩为主。稀土和微量元素均表明，该组岩石具有成熟岛弧钙碱性火山岩的特征。该岛弧分布在吐-哈前寒武纪地块的南侧，因而其成因可能与古觉罗塔格洋早泥盆世时期的向北俯冲有关。古觉罗塔格洋壳的这种向北俯冲极性与西天山地区晚古生代早期南天山洋的俯冲极性(Xiao et al., 2004; 朱永峰等，2005)相一致。

关于岛弧火山岩岩浆的形成机制，早期的各种模式均强调岩浆的直接源区为地幔楔的高温区，并认为来自俯冲板块的流体对降低地幔楔的固相线起了重要作用(如：Wyllie and Sekine, 1982; Tatsumi and Eggins, 1995)。后来，Defant and Drummond (1990)提出，埃达克质岩浆可以直接来自年青的、热的洋壳部份熔融。近年来，又有研究者认为，俯冲洋壳部分熔融生成的岩浆可与上覆地幔楔反应，然后再生成新的岩浆，如富 Mg 安山岩浆(Tsuchiya et al., 2005)及富 Nb 玄武岩浆(Kepezhinskas et al., 1996)。

本区卡拉塔格组钠质火山岩可能与洋壳熔体-地幔楔反应也有成因联系。岩石地球化学特征表明，该组钠质火山岩与富 Nb 玄武岩浆具有亲缘关系。据 Kepezhinskas et al.(1996)的研究，富 Nb 玄武岩(Nb>10 ppm，但在球粒陨石标准化曲线上 Nb/Nb*<1，仍属亏损元素)具有富 Na (Na_2O>3%)、钠/钾比高(1~10)、富 Al (13~22%)、稀土配分曲线右倾、富集轻稀土和大离子亲石元素(如：La、Ce、Cs、Rb、 K、Sr、Th、U)而亏损高场强元素(如：Nb, Ta, Zr, Hf, Ti)等特征。本区钠质火山岩斜长石大部分为钠长石(少量为更长石)，钠/钾比多在 2~100 之间，Al_2O_3 含量多在 12~17.9%之间，La_N/Yb_N 值为 1.68~5.32，稀土配分曲线适度右倾，富集轻稀土元素和部分大离子亲石元素(如：La、Ce、Ba、Sr、Th、U)而亏损高场强元素(如：Nb、Ta、Zr、Hf、Ti)，这些特征与富 Nb 玄武岩很相似。但是，本区富钠火山岩与富 Nb 玄武岩相比，其 Nb 含量较低(<5 ppm)，不同样品的大离子亲石元素 Cs、Rb 和 K 在蛛网图上呈富集与亏损并存的离散分布。这些特征表明，本区钠质火山岩的原始岩浆可能与富 Nb 玄武岩浆一样，是富钠的俯冲板块熔体与地幔楔发生反应后再熔融产生的富钠岩浆。但是，与富 Nb 玄武岩浆相比，可能是因为本区的熔体-地幔楔反应进行得更加充分，熔体中的 Nb 得以较多地进入地幔楔中的韭闪石及金云母(这两种矿物均为地幔中 Nb 的主要寄主矿物，Ionov and Hofmann, 1995)，同时，可能因为熔体-地幔楔反应产物在发生部分熔融时金云母作为残留相存在，使 K、Rb 和 Cs 不易进入熔体相，所以造成了本区钠质火山岩 Nb、K、Rb 和 Cs 较低的特征。

总之，卡拉塔格组钠质火山岩原始岩浆可能是俯冲洋壳部分熔融的富钠岩浆与地幔楔岩石之间发生反应后再熔融生成的、成分上与富 Nb 玄武岩相似的富钠玄武岩浆。在这种富钠

玄武岩浆演化的早阶段斜长石分离结晶不明显，所形成的中-基性钠质火山岩无显著 Eu 异常(Eu/Eu*=0.81~1.25)，而至晚阶段，斜长石强烈分离结晶，形成 Eu 显著亏损(Eu/Eu*=0.46~0.87)的酸性钠质火山岩。除此之外，卡拉塔格组火山岩部分钠长石斑晶的电子探针分析结果来看，在有些钠长石斑晶中发现有少量钾长石和钾钠长石小斑块存在，还有个别斑晶为钾钠长石。这似乎表明，来自深部的岩浆有一部分在上升途中曾经出现过钾长石斑晶，而当岩浆作用晚期钠含量增高时，这些钾长石斑晶受到了钠长石的交代。至于岩浆作用晚期钠含量增高的原因，可归咎于岩浆上升到地壳较浅层次后受到循环海水的混染(夏林圻等，1996)。

主要参考文献：

Amstutz GC and Patwardhan AM. 1974. A Reappraisal of the Textures and the Composition of the Spilites in the Permo-Carboniferous Verrucano of Glarus, Switherland. In: Amstutz GC (Chairman), Battey MH, Fiala F, Prague G van der Kaaden, Korzhinsky DS, Lehmann E, Niggli E, Patwardhan AM, Rittmann A, Nancy GR, Nancy FS, Vallance TG and Vuagnat M (eds). Spilites and Spilitic Rocks. International Union of Geological Sciences Series A, Number 4. Springer-Verlag Berlin·Heidelberg·New York, 71~81.

Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662~665.

Gill JB. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag Berlin, 1~390.

Ionov DA and Hofmann AW. 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth and Planetary Science Letters, 131: 341~356.

Kepezhinskas P, Defant M and Drummond M. 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred form Kamchatka xenoliths. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(7): 1217~1229.

Li JY, Xiao WJ, Wang KZ, Sun GH and Gao LM. 2003. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of Eastern Xinjiang, NW China. In: Mao, Goldfarb, Seltmann, Wang, Xiao & Hart (eds), Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. Proceedings Volume of the International Symposium of the IGCP-473 Project in Urumuqi and Guidebook of the Field Excursion in Xinjiang, China: August 9～21, IAGOD Guidbook Series 10: CERCAMS/NHM London, 31～74.

McCulloch MT and Gamble JA. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planetary Science Letters, 102: 358~374.

Mengel K, Borsuk AM, Gurbanov AG, Wedepohl KH, Baumann A and Hoefs J. 1987. Origin of spilitic rocks from the southern slope of the Greater Caucasus. Lithos, 20: 115~133.

Tatsumi Y and Eggins S. 1995. Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science, 1~211.

Tsuchiya N, Suzuki S, Kimura JI and Kagami H. 2005. Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami Mountains, Japan. Lithos, 79: 179~206.

Vallance TG . 1974. Spilitic Degradation of a Tholeiitic Basalt. Journal of Petrology, 15: 79~96.

Woodhead JD. 1989. Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): source composition and processes. Chem. Geol., 76: 1~24.

Wyllie PJ and Sekine T. 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contrib. Mineral. Petrol., 79:
XiaoWJ, Zhang LC, Qin KZ, Sun S and Li JL. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia. American Journal of Science, 304: 370~395.

陈衍景，鲍景新，张增杰，刘玉琳，陈华勇，蔡文俊，Herb Helmstaedt. 2004. 西天山艾肯达坂组火山岩系的元素地球化学特征和构造环境. 矿物岩石，24(3): 36~45.

马瑞士，舒良树，孙家齐．1997．东天山构造演化与成矿．北京：地质出版社，1~202.

祁岷，周新民，王德滋．1986．浙江西裘细碧角斑岩的成因与相关幔源花岗岩类的特征．岩石矿物学杂志，(4): 299~308.

夏林圻，夏祖春，徐学义. 1996. 北祁连山海相火山岩岩石成因．北京：地质出版社，1~153.

夏林圻，夏祖春. 1989. 细碧岩岩浆成因的最新证据—北祁连山下古生代辉石细碧玢岩单斜辉石斑晶中发现原生富钠质岩浆包裹体．科学通报，13: 1010~1013.

华南中生代构造体制大转折时限

——晚中生代火山岩年代学研究的启示

邢光福[1]，陈 荣[1]，李龙明[1]，卢清地[2]，陈宝山[2]

（1. 南京地质矿产研究所，南京 210016；2. 福建省地质调查院，福州 350011）

1. 前言

中国东部最显著的宏观地质特征之一，是发育巨型中生代火山岩带，关于其形成的大地构造背景，则是长期有争议的问题。任纪舜等（1990，1998）提出了中国东部中生代构造动力体系经历了由EW走向的构造向NE-NNE走向构造的转换，和以挤压为主的构造—岩浆造山系统向以拉张为主的伸展盆岭系统的转换，引起广泛关注，中国东部中生代构造体制大转折的研究遂成为研究热点。

近年来，华北燕山地区中生代构造体制大转折的年代学研究取得许多重要新认识。燕山地区近E-W走向展布的髫髻山组火山岩、土城子组沉积岩和上覆NE走向展布的张家口组火山岩之间的不整合面被认为是燕山主造山幕的标志，代表中国东部构造带从近E-W走向彻底转变成NE走向的转折点（任纪舜等，1990，1998）。牛宝贵等（2003）和Niu et al.（2004）等测得承德—滦平盆地髫髻山组顶部火山岩和张家口组底部火山岩锆石SHRIMP U-Pb年龄分别为163.2±5.9 Ma和136.3±3.4～133.9±1.3Ma，义县组时代为128.8±1.3～121.9±1.7Ma，从而确定燕山地区从印支旋回开始的中国东部构造格局大改组、动力体系大转换最终完成于晚侏罗世（163～136Ma之间）。但翟明国等（2003）认为，华北东部构造体制转折峰期时限起于约150~140 Ma，结束于约110~100 Ma，峰值是120 Ma。类似地，张宏、袁洪林等（2005）和张宏、柳小明等（2005）测定了冀北滦平地区和辽西凌源地区的髫髻山组顶界、土城子组、张家口组及上覆义县组火山岩的锆石LA-ICP-MS U-Pb法年龄，并认为张家口组（顶界132.4～130.2 Ma）与义县组底部（126～123 Ma）之间的角度不整合才是构造体制转换的最终产物，提出燕山地区构造体制转换发生于早白垩世早期。

相比较而言，华南中生代构造体制转折时限的研究则显得较为滞后。近年来我们对华南（重点是闽浙赣诸省）晚中生代火山岩开展了较系统的年代学研究，对华南中生代构造体制的时限问题提出了初步看法。

2. 华南晚中生代火山岩时代新认识

以往长期认为：华南大规模晚中生代火山岩主要发生于晚侏罗世，构造应力环境以挤压为主，如闽浙一带分布最广的闽东南园组、浙西建德群和浙东磨石山群晚中生代火山—沉积岩系，其分布面积基本上均超过两省基岩面积基岩面积 40%以上，传统上均认为其时代属晚侏罗世；进入白垩纪构造体制发生重大变化，转为以拉张为主，火山活动已较为局限。

近年来，随着辽西热河生物群时代由晚侏罗世重新厘定为早白垩世，已影响到华南与之可对比的建德生物群和南园生物群也趋于认为属早白垩世（寿志熙，1995；丁保良等，1999；曹正尧等，1995；曹正尧，1999；顾知微，2002）。

此外，近年来的年代学研究已确认，苏浙皖诸省大范围内缺乏晚侏罗世火山活动，以往归入上侏罗统的火山地层实为下白垩统。例如，苏皖交界的宁芜地区中生代火山岩同位素年龄集中于 106～135.6Ma（陆志刚等，1996），其中大王山组和龙王山组安粗岩锆石 SHRIMP 年龄分别为 127±3Ma 和 131±4Ma（张旗等，2003）；浙江省火山岩时代为 137-90Ma（李坤英等，1989；邢光福等，2004），本次测得浙东南泰顺地区磨石山群底部大爽组流纹质熔结凝灰岩锆石 SHRIMP 年龄为 139±4Ma，这是浙江晚中生代时喷发最早的火山岩；此外，还测得赣南安远余田群鸡笼嶂组底部火山岩锆石 SHRIMP 年龄为 140±4Ma，是江西境内早侏罗世为主的菖蒲组火山岩（Xing et al.，2004）形成之后最早的晚中生代火山岩。福建的中生代火山地层，早期为与菖蒲组层位相当的藩坑组火山岩（时代≥175Ma，Xing et al.，2004；Zhou et al.，2005）以及更早的晚三叠世文宾山组和焦坑组火山岩。

上述资料表明：华南沿海中生代火山活动主要分为两期：早中生代（≥175Ma）和晚中生代（≤140Ma），大范围缺失中—晚侏罗世火山活动的记录。根据国际地科联（2002）发布的《国际地层表》，侏罗纪—白垩纪时代界线为 135±5Ma，可认为华南（闽浙赣苏皖诸省）大规模晚中生代火山活动基本上都是开始于晚侏罗世末—早白垩世初，高峰期为早白垩世早期，且由南向北火山活动开始时间有一定的变新趋势。

唯一例外的是：福建省南园组火山岩具有跨度较大的年龄数据（160-125Ma，冯宗帜等，1991；陆志刚等，1997），其时代归属（晚侏罗世？早白垩世？）存在颇多争议。为此，笔者对闽东不同地区代表性的南园组火山地层进行了系统锆石 SHRIMP U-Pb 法测年。测年样品分别选自莆田市仙游县园庄剖面和福安市社口—安心岗剖面，测试在北京离子探针中心完成，锆石制靶及测试条件等参见宋彪等（2002）。

本次测得仙游县园庄剖面南园组底部灰绿色（杏仁状）玄武岩和顶部浅灰色流纹质晶屑熔结凝灰岩的权重年龄分别为 142.3±7.2 Ma 和 130.1±3.6Ma，说明南园组地层时代为晚侏罗世末—早白垩世初，这是闽浙沿海晚中生代火山岩区最早的双峰式火山岩组合。

同时，测得福安市社口—安心岗剖面“南园组”火山岩底部灰黑色安山岩和顶部厚层浅灰色流纹质晶屑熔结凝灰岩的锆石 SHRIMP U-Pb 法权重年龄分别为 162.3±3.7 Ma 和 149.8±4.5 Ma，说明社口—安心岗剖面的火山岩时代主要为晚侏罗世早期，部分已下延至中侏罗世末，这是迄今为止闽浙沿海发现的最可靠的上侏罗统火山地层，时代明显早于仙游县园庄剖面南园组火山岩，可能与南园组火山岩属不同旋回火山活动的产物。

从华南晚中生代火山地层的时空展布特征与区域火山活动规律来看，社口—安心岗剖面的火山岩不宜归入南园组，应从南园组中单独划分出来。遗憾的是，社口—安心岗剖面火山地层顶底不全（未见底，亦无上覆地层），还不足以据此建立新的地层组。

3. 华南构造体制转折结束时限—与燕山地区对比

华南早中生代（中侏罗世以前）火山岩带的空间展布受近 EW 向构造控制，而晚中生代（晚侏罗世以后）火山岩带则受 NE-NNE 向构造控制（陆志刚等，1997；邢光福等，2002；Xing et al.，2004），明显反映出中生代发生过构造体制大转折，也揭示了中国东部中生代处于类似的大地构造背景演化过程中。因此，可借助于与燕山地区中生代火山地层的对比，来探讨华南中生代构造体制转折的时限问题。

虽然社口—安心岗剖面所代表的晚侏罗世早期火山地层之空间展布、以及与大面积早白垩世火山岩在成因上的差别尚不明朗，但根据年代地层的对比，可以初步认为，该剖面火山

岩的层位相当于燕山地区的髫髻山组，即代表了构造体制大转折最终结束前的岩浆活动产物；之后大规模晚侏罗世末—白垩纪火山活动所形成的火山地层，包括福建南园组、浙江磨石山群、苏皖龙王山组和大王山组、赣南鸡笼嶂组等，可认为层位相当于燕山地区的张家口组，属构造体制大转折之后大规模岩浆活动的产物。另一方面，与燕山地区早白垩世早期张家口组和义县组之间存在角度不整合所不同，华南地区晚侏罗世末—早白垩世早期火山—沉积地层之间不存在任何区域性不整合面，因此构造体制转折不可能发生于早白垩世早期内。

据此推断，华南中生代构造体制大转折最终结束的时限，可以社口—安心岗剖面顶界年龄和园庄剖面底界年龄来限定，即在 150～142Ma 之间；换言之，华南中生代构造体制的转折与华北基本同时或稍早结束。

主要参考文献：

Niu Bao-gui, He Zheng-jun, Song Biao, Ren Ji-shun and Xiao Li-wei. 2004. SHRIMP geochronology of volcanics of the Zhangjiakou and Yixian Formations, northern Hebei Province, with a discussion on the age of the Xing'anling Group of the Great Hinggan Mountains and volcanic strata of the southeastern coastal area of China. Acta Geologica Sinica, 78(6): 1214-1228.

Xing Guangfu, Yang Zhuliang, Chen Rong, Shen Jialin, Wei Naiyi, Zhou Yuzhang. 2004. Three stage Mesozoic bimodal igneous rocks and their tectonic implications in the continental margin of Southeast China. ACTA Geologica Sinica, 78(1): 27-39

Zhou JC, Jiang SY, Wang XL, Yang JH and Zhang MQ. 2005. Re-Os isochron age of Fankeng basalts from Fujian of SE China and its geological significance. Geochem. Jour., 39(6): 497-502.

曹正尧, 1995. 梁诗经,马爱双. 福建政和早白垩世南园组植物化石. 古生物学报, 34(1).

曹正尧. 1999. 浙江早白垩世植物群. 中国古生物志, 北京: 科学出版社.

丁保良, 李耀西, 汪迎平, 冯宁生, 闫永奎. 1989. 浙闽赣地区非海相侏罗—白垩纪火山沉积地层及生物群,南京:江苏科技出版社.

冯宗帜, 亓润章, 黄水兴, 李进堂, 许美辉, 邹永兴, 吴志勤, 王国金, 何文兴. 1991. 福建永泰–德化地区火山地质及火山岩含矿性(研究报告). 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊, 9(增刊): 1-100

顾知微. 2002. 关于费尔干蚌 Ferganoconcha. 古生物学报, 41(1): 152-158

李坤英, 沈加林, 王小平. 1989. 中国浙闽赣地区中生代陆相火山岩同位素年代学. 地层学杂志,13(1):1-3

陆志刚, 陶奎元, 谢家莹, 谢窦克, 王文斌, 陈鹤年. 1997. 中国东南大陆火山地质及矿产. 北京: 地质出版社.

牛宝贵, 和政军, 宋彪, 任纪舜. 2003. ,张家口组火山岩 SHRIMP 定年及其重大意义. 地质通报, 22(2): 140~141

任纪舜,陈廷愚,牛宝贵等. 1990. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社.

任纪舜,牛宝贵,和政军等.1998.中国东部的构造格局和动力演化. 任纪舜,杨巍然主编: 中国东部岩石圈结构与构造岩浆演化. 北京:原子能出版社, 1-12.

寿志熙. 1995. 浙闽赣地区白垩纪火山沉积地层及介形类动物群. 北京: 地质出版社.

宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26-30.

邢光福, 杨祝良, 陈忠大, 魏乃颐, 沈加林, 陈荣, 周宇章等. 2004. 浙江省 1/25 万嵊县幅区域地质调查报告.

翟明国, 朱日祥, 刘建明, 孟庆任, 侯泉林, 胡圣标, 李忠, 张宏福, 刘伟. 2003. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. 中国科学(D 辑), 33(10): 913-920.

张宏, 柳小明, 高山, 张立君, 李之彤, 杨芳林, 王献策. 2005. 辽西凌源地区张家口组的重新厘定及其意义—来自激光 ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄的制约. 地质通报, 24(2): 110-117.

张宏, 袁洪林, 胡兆初. 2005. 冀北滦平地区中生代火山岩地层锆石 U-Pb 测年及启示. 地球科学(中国地质大学学报), 30(6): 707-720.

张旗, 简平, 刘敦一, 王元龙, 钱青, 王焰, 薛怀民. 宁芜火山岩的锆石 SHRIMP 定年及其意义. 中国科学(D 辑), 33(4): 309-314.

Formation of tholeiitic basalts by lithosphere-asthenosphere interaction: example from Datong, North China

Yi-Gang Xu [1], Jin-Long Ma [1], Frederick A. Frey [2], Mark D. Feigenson [3] and Jiang-Feng Liu [1]

(1. *Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, 510640 Guangzhou, P.R. China*;
2. *Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, MIT, Cambridge MA 02139* ;
3. *Department of Geological Sciences, Rutgers University, 610 Taylor Road, Piscataway, NJ, 08854, USA*)

The geochemistry of Quaternary volcanic rocks from Datong provides important constraints on the petrogenesis of continental alkali and tholeiitic basalts and lithospheric evolution in the western North China Craton. Alkali basalts in north Datong have trace element compositions similar to oceanic island basalts (OIB). They show nearly homogenous isotopic compositions ($_{Nd}$=5.4-6.8 and $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7035-0.7037) that resemble the nearby Hannuoba Miocene basalts, indicating that the two lava suites share a similar asthenospheric source. However, Datong basalts have conspicuously lower Al_2O_3 and CaO, higher SiO_2 and HREE contents and Na/Ti ratios, compared to Hannuoba lavas at comparable MgO. This compositional difference is attributable to the combined effect of source difference and temporal decrease in melting depth. The latter reflects Cenozoic lithospheric thinning of the western North China Craton.

Tholeiitic basalts in southeast Datong have incompatible element ratios that differ from OIB; they have lower $_{Nd}$ (1.3-3.7) and higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7039-0.7046) compared to alkali basalts. These moderately evolved rocks (MgO<7%) display unusually high Cr concentrations (>200 ppm), a nearly flat LREE pattern and a fractionated HREE with the “kink” occurring at Gd. A shallow melting depth (<60 km), suggested by their Q-normative composition, is in conflict with the residual garnet in the source (>75 km) as required by REE modeling. This paradox, which is reminiscent of that for Hawaiian tholeiites, can be reconciled if garnet lherzolite melts react with refractory peridotites during which orthopyroxene is dissolved and olivine precipitates. The diagnostic consequence of this melt-rock reaction includes increases in SiO_2 and Cr, decreases in Al_2O_3 and CaO, and formation of “kinked” REE patterns. Involvement of lithospheric mantle in the genesis of Datong tholeiites may be related to the Cenozoic lithospheric thinning/erosion in the western North China Craton. The spatial distribution of Datong alkali and tholeiitic basalts may be related to enhanced extension along the lithospheric boundary between the Western Block of the North China Craton and the Trans-North China Orogen.

海南岛地幔柱与南海的形成演化

鄢全树[1,2]，石学法[1]

(1. 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室，青岛，266061;
2. 中国科学院海洋研究所，青岛，266071)

通过利用地震层析成像技术，Lebedev 等(2000,2003)研究指出，海南岛之下存在地幔柱，近垂直的低波速柱体位于海南岛及南海之下，从浅部一直延伸到 660 公里的不连续面处（上下地幔的分界面），即模型的底界。并指出地幔柱的物质源区可能是大约 200Ma 之前与华北碰撞后大陆岩石圈俯冲并停滞在过渡带（410-660km）至今。Nolet 等(2006)进一步研究指出在 670km 之下仅可见斑点状低速体，暗示堆积在过渡带的少量古老物质可能穿透了 660km 这一相界面（即相当于地震不连续面），或者可能是来自深部核-幔边界的深地幔柱逐渐失去地幔柱尾部而使地幔柱趋于消失。不管其源区哪里，海南岛地幔柱存在的地球物理证据相当充分。而南海及周边地区南海停止扩张（15.5Ma[5]）以来喷发的大量碱性玄武岩[6-10]可能表明地幔柱并未正在消亡。

南海及周边地区包括雷琼半岛、海南岛、北部湾盆地、广西北海涠洲岛、越南以及南海等地，分布有一定量的新生代碱性玄武岩。研究表明本区的碱性玄武岩的来源较深。作者对最近采自南海的玄武岩（全为碱性玄武岩、年龄最老为 7Ma）研究表明，同位素资料显示其源区类似于印度洋 DUPAL 异常区，与 Tu 等（1992）结论[6]一致，但我们样品的年龄新于 Tu 等（1992）。李思田等（1998）通过对南海北缘的盆地研究指出本区可能存在地幔柱。

数值模拟实验表明板块碰撞与地幔上涌的综合效应最有利于南海的扩张。地幔上涌可能印-亚碰撞驱动了亚洲大陆下软流圈大尺度的侧向流动（类似于所观察到的亚洲地壳横向逃逸）所导致的。同时地幔上涌也可为海南岛地幔柱上升提供有利空间，海南岛地幔柱的上升进一步加快了南海的扩张，海南岛地幔柱的出现时间可能为晚白垩纪-早始新世，对应于南海北缘盆地的初始沉降的时间。

那么海南岛地幔柱与南海形成演化之间有没有关系？综观全球，地幔柱与洋中脊相互作用比较普遍，地幔柱与洋脊之间的相互作用地表表现形式为地球化学异常、抬升的洋脊地形、重力负异常、轴旁火山链以及洋脊重新就位事件。截止目前，对于南海的成因观点较多[5,11,15-17]，莫衷一是。争论的焦点在于南海形成的动力源。海南岛地幔柱的提出及其与南海扩张中心之间存在着相互作用有利于解释南海形成过程中出现的地质现象，也有利于南海形成演化模式的正确建立。基于以上分析，我们建立了以下一个南海形成演化的初步模型。

（1）印度洋板块-欧亚板块碰撞及其所导致的太平洋板块后退的综合效应为南海地区提供了一个伸展环境，此伸展环境为地幔柱物质的上升提供了通道。

（2）当地幔柱柱头到达软流圈时通过侧向物质流开始同扩张中心发生相互作用，促进了南海的扩张。华南大陆的向南或东南方向运移与南海地幔柱热点作用的双重效应可能是导致南海扩张的不对称性原因。

（3）南海地幔柱继续向地表运移，随着地幔柱效应的逐渐增强，热点-洋脊相互作用越

来越强烈，使扩张中心从原来的18°N附近(即现今西北海盆的中心)调整到15.5°N附近（即现今的东部亚盆）在大约21Ma发生了洋脊的再次重新就位事件，诱发了西南海盆的扩张。

（4）由于印澳板块前缘与巽他大陆碰撞，使得南海大约在15.5Ma停止扩张,并沿着南沙海槽及吕宋海沟向菲律宾岛弧及巴拉望地块之下俯冲，而南海热点继续活动，在地表处直到第四纪还有碱性玄武岩喷出。而上新世碱性玄武岩的分布面积不大，可能是因为各大板块的碰撞加厚了本地区软流圈或岩石圈的厚度、地幔柱的大部分能量消耗在了与软流圈或岩石圈的相互作用上并只能沿着先期深大断裂（地壳断裂或岩石圈）向上运移至地表所致。

主要参考文献：

Briais A , Patriat P , Tapponier P. 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea : Implications for the Tertiary Tectonics of Southeast Asia. Journal of Geophysical Research , 98 (B4) : 6 299～6 328.

Hoang N., and Flower M.,1998. Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Vietnam: Implication for Origins of a 'Diffuse Igneous Province', Journal of Petrology, 39(3):369–395.

Karig D E. Origin and development of marginal basin in t he western Pacific[J] . Journal of Geophysical Research, 1971 ,76 : 254322561.

Lebedev, S., and G. Nolet, 2003.Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography, J. Geophys. Res., 108(B1), 2048, doi:10.1029/2000JB000073.

Lebedev, S., Chevrot, S., Nolet, G., et al., 2000. New Seismic Evidence for a Deep Mantle Origin of the S. China Basalts (the Hainan Plume?) and Other Observations in SE Asia. Eos Trans. AGU, 81 (48), Fall Meet. Suppl.

Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., 2005.Deep plumes in the mantle: geometry and dynamics.EGU, Geophysical Research Abstracts, Vol.7, 02473.

Nolet G., Karato S. I., Montelli R., 2006.Plume fluxes from seismic tomography.Earth and Planetary Science Letters,248,685－699.

Pautot G., Rantin C., Briais A., et al., 1986. Spreading direction in the South China Sea. Nature,321,151-154.

Taylor, B and Hayers, D.E.,1980.The tectonic evolution of the South China Sea. In : D.E.Hayers(Editor). The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, 1. Am. Geophys. Union, Washington, DC,pp.89-104.

Taylor, B and Hayers, D.E.,1983.The tectonic evolution of the South China Sea. In: D.E.Hayers (Editor). The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands, 1. Am. Geophys. Union, Washington, DC,pp.23-56.

Tu K., Flower F. J., Carlson R.W., et al., Magmatism in the South China Basin 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component, chemical geology,1992, 97(1-2):47-63.

崔晓军, 刘勉, 刘福田. 2004. 印度-亚欧板块碰撞是否引起了亚洲大陆下的地幔横向挤出. 见：陈永顺主编, 地球的环境、自然灾害和大地构造动力学, 高等教育出版社,135-150.

贾大成, 丘学林, 胡瑞忠,等. 2003.北部湾玄武岩地幔源区性质的地球化学示踪及其构造环境. 热带海洋学报, 22(2): 30-39.

李昌年, 王方正, 钟称生. 2005. 广西北海涠洲岛(含斜阳岛)第四纪玄武质火山岩的地球化学性质及其源区特征. 岩石矿物学杂志,24(1):1-11.

李思田, 林畅松, 张启明,等. 1998.南海北部大陆边缘盆地幕式裂陷的动力过程及10 Ma 以来的构造事件. 科学通报, 43(8):797-810

夏斌, 崔学军, 张宴华, 等. 2005.南海扩张的动力学因素及其数值模拟讨论, 大地构造与成矿学, 29(3):328-333.

鄢全树, 石学法. 2006. 洋中脊与地幔柱热点相互作用研究进展, 海洋地质与第四纪地质, 26(5).

张明, 涂勘, 解广轰, 等. 1992. 海南岛新生代玄武岩微量元素和同位素地球化学. 见: 刘若新主编,中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社.246-268.

华北克拉通碱性岩等板内拉张性岩浆作用与超大陆裂解及深部地球动力学

阎国翰[1]，蔡剑辉[1,2]，任康绪[1,3]，牟保磊[1]，李凤棠[1]

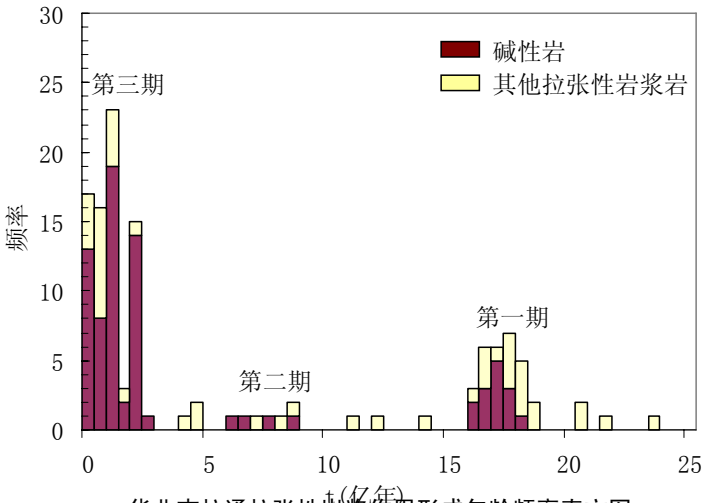
（1.北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学地球与空间学院 北京 100871；2.中国地质科学院矿产资源研究所 北京 100037；
3.塔里木油田勘探开发研究院油藏评价所 库尔勒 841000）

板内拉张性岩浆作用，即形成于板内拉张环境的岩浆活动，主要包括碱性岩、基性岩墙群、斜长岩-环斑花岗岩、双峰式火山岩、火成碳酸岩、金伯利岩、钾镁煌斑岩、高原溢流玄武岩、裂谷玄武岩等（阎国翰等，1994）。

本课题组近 20 年来通过对华北克拉通碱性岩等拉张性岩浆岩开展大量年代学研究，并结合前人研究成果得出：华北克拉通拉张性岩浆作用主要集中在三个时段，即古元古代末-中元古代初（1850～1600Ma）、新元古代中-晚期（900～600Ma）和古生代末-新生代（268Ma～现今）（详见下图）。由老到新这三个时段依次被称为第一、第二和第三期，这三期拉张性岩浆作用出现的频率强度和空间分布广度均有明显差别，其中第三期频率强度最大，空间分布也最广，而且又可细分为两个亚期；第一期次之；第二期频率强度最弱，空间分布仅局限于华北克拉通的偏西部，尤其是西南部。

特别值得指出的是，三期拉张性岩浆作用在时间上分别与哥伦比亚、罗迪尼亚和潘基亚三个超级大陆的伸展裂解时间基本一致。

地球在过去 25 亿年的演化过程中曾发生过几次全球性的大规模的碰撞造山事件，由此地质学家推测大陆块自古元古代以来曾发生过周期性的拼合和分离，从而导致古超级大陆的形成和裂解（Windley，1995）。



华北克拉通拉张性岩浆作用形成年龄频率直方图

注：1.对中生代以前的 K-Ar 法年龄因不确定性较大，故未统计到图中；2.对中生代末和新生代裂谷型玄武岩和碱性玄武岩年龄因统计还不全面，故该部在直方图中用虚线表示，仅供参考。

哥伦比亚超级大陆各组成陆块是在约 2.1～1.8Ga 碰撞中拼合在一起的，之后 1.8～1.3Ga 陆续发生裂解（陆松年等，2002；超国春等，2002；任康绪等，2006）。华北克拉通第一期拉张性岩浆作用（1.85～1.60Ga）和哥伦比亚超大陆裂解期的早期阶段比较一致。这可能说明华北克拉通对哥伦比亚超大陆裂解的早期阶段有比较强的反映。

罗迪尼亚超大陆的形成是由于格林威尔造山运动及与其时代相近的造山运动将全球分散的大陆块聚合而形成的一个超级大陆。该超级大陆的形成经历了约从 1300～1000Ma 的复杂过程，并在 1000～900Ma 继以伸展作用，830Ma 后裂解，在其过程中具有明显的时空不均一性（徐备，2001；郑永飞，2003；陆松年等，2004）。华北克拉通第二期拉张性岩浆活动（900～600Ma）与罗迪尼亚超大陆的伸展裂解时间基本吻合，反映罗迪尼亚超大陆的伸展裂解对华北克拉通也有一定影响，但影响作用很弱，仅在华北克拉通西南部表现得较为明显。

在三个超大陆中对潘基亚超大陆研究的程度是最高的，在很多方面都取得了共识。该超大陆在古代末-中生代初就开始裂解了。华北克拉通第三期拉张作用（265Ma～今）与潘基亚超大陆的裂解期比较一致，这说明华北克拉通对潘基亚超大陆的裂解有强烈的反映。

对于超大陆伸展裂解的深部动力学问题，现在一般认为是上升的超级热地幔柱活动（Gurnis，1988；Hoffman，1989；Fukao et al.，1994）。超级地幔柱活动在地表有多种地质现象，如巨量的溢流玄武岩、成群的裂谷系、放射状基性岩墙群、大面积的隆起等（郑永飞，2003）。据张招崇（2006）研究，显生宙二叠纪是全球大火成岩省的高峰时期之一，此时全球有三个大陆溢流玄武岩省和两个大洋溢玄武岩省，前者即俄罗斯的西伯利亚、印度的 Panjal 和中国的峨嵋山（侯增谦等 2006 年刚测得该大火成岩省的激光 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 259Ma）。地球上大火成岩省的另一个高峰期是早白垩世，其规模更大，时间大致为 145～110Ma。华北克拉通第三期拉张性岩浆作用的两个亚期，正好分别对应上面所述的全球大火成岩省的两个高峰时期。一般认为如此大规模的火山喷发是与地球上周期性的地幔柱作用有关的，可惜当今国内外地质学对超级地幔柱的研究还不够深入，急需进一步加强。

主要参考文献：

Condie K C, 2002. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent. Gondwana Res. 5: 41-43.

Fukao Y, Marllyama S, Obayashi M et al. 1994. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography. Geol Soc Japan, 100(1) : 4-23.

Gurnis M. 1998. Large scale mantle convection and aggregation and dispersal of supercontinents[J]. Nature, 332 : 695-699

Hoffman P F. 1989. Speculations on Laurentia's first Giga year (2.0 to 1.0 Ga). Geology, 17: 135-138.

Rogers J, Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. Gondwana Res, 5: 5-22.

Windley B. 1995. The Evolving Continents, 3rd ed. Chichester: John Wiley and Son. 526.

Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. 2002. Review of Global 2.1-1.8Ga Orogens: Implications for a Pre-Rodinia Supercontinent. Earth Sci Rev.

超国春, 孙敏, S.A.Wilde. 2002. 早-中元古代 Columbia 超级大陆研究进展. 科学通报, 47(18): 1361-1364.

陆松年, 杨春亮, 李怀坤等. 2002. 华北古大陆与哥伦比亚超大陆. 地质学家, 9(4) : 225-233.

任康绪, 阎国翰, 蔡剑辉等. 2006. 华北克拉通北部地区古—中元古代富碱侵入岩年代学及意义. 岩石学报，22(2)：377-386.

徐备. 2001. Rodinia 超大陆构造演化研究的新进展和主要目标. 地质科技情报, 20(1) : 15-19.

阎国翰, 许保良, 牟保磊. 1994. 板内拉张性岩浆作用与深部地球动力学. 欧阳自远主编：中国矿物学岩石学地球化学研究新进展. 兰州：兰州大学出版社: 92-93.

张招崇, John Mahoney, 王福生等. 2006. 峨嵋山大火成岩西部苦橄及其共生玄武岩的地球化学: 地幔柱头部熔融的证据. 岩石学报, 22(6) : 1538-1552.

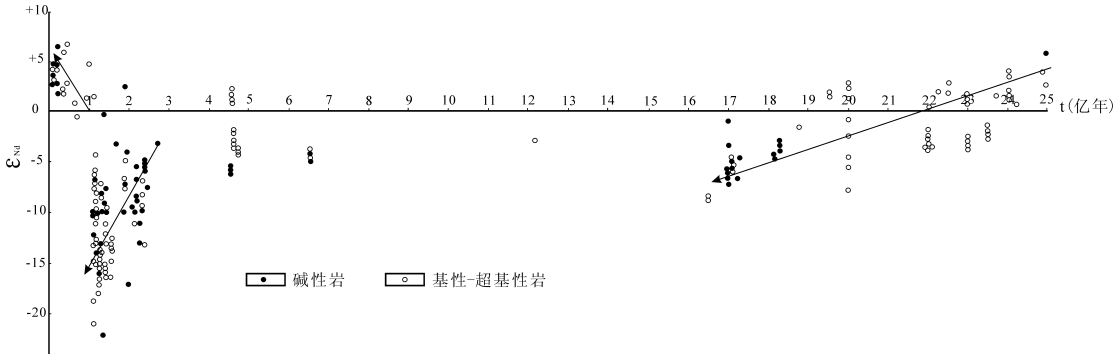
郑永飞. 2003. 新元古代岩浆活动与全球变化. 科学通报, 48(16) : 1705-1720.

华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩 25 亿年来 ε_{Nd} 值的演化与源区两次富集及三次转型

阎国翰[1]，蔡剑辉[1,2]，任康绪[1,3]，牟保磊[1]，李凤棠[1]

（1.北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学地球与空间学院 北京 100871；2.中国地质科学院矿产资源研究所 北京 100037；
3.塔里木油田勘探开发研究院油藏评价所 库尔勒 841000）

本课题组近 20 年来对华北克拉通不同时代碱性岩的 Sm-Nd 同位素作了大量研究，结合前人的有关研究成果尤其是基性-超基性岩方面的研究成果，发现 25 亿年来华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩 ε Nd 值的演化经过了一个比较复杂曲折的过程（见下图）。



华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$-年龄图解

1. 华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩 25 亿年来 ε_{Nd} 值的演化

华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩的 ε_{Nd} 值在太古代时是正值，这已成为不争的事实（李曙光等，1990；陆松年等，1995；吴福元等，1995；张宗清，1998）。从古元古代初（约 25 亿年左右）开始向负值方向演化，到古元古代末-中元古代初（约 1850～1600Ma）已基本上都演化成了小的负值（ ε_{Nd} 的变化范围为-1～-9，峰值在-5 左右）。这种小的负值特征一直比较稳定地持续到古生代末也没有发生大的变化。从古生代末到早中生代（印支期） ε_{Nd} 由小的负值迅速向大的负值演化，到晚中生代（白垩纪）达到最大的负值（ ε_{Nd} 的变化范围为-4～-21，但多数在-5～-16 之间）。然后又向正值演化，到新生代几乎都演化成了正值。华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩 ε Nd 值的演化过程还清楚地反映出：华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩的源区（即岩石圈地幔）25 亿年来曾发生过两次明显的富集作用和三次转型。

2. 华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩源区的两次富集作用

华北克拉通的两次富集作用，第一次是从古元古代初开始至中元古代初，经历时间长达 8 亿年之久，但富集程度较弱， ε_{Nd} 值仅从新太古代的+3 左右（平均值）富集到中元古代初的-5 左右（平均值）。第二次富集作用主要发生在中生代，该次富集作用经历的时间和第一次相比很短暂，但富集程度很高， ε_{Nd} 值从古生代末的-5 左右（平均值）富集到-12 左右（平均值）。对于导致源区富集的原因和机制主要有两种观点：第一种观点认为来自地球深部上

升的热物质流的交代作用是导致岩石圈地幔富集的重要原因（Green, et al.，1988；Meen, et al.，1989；路凤香，1992；杜乐天，1996；郑建平等，1996；任康绪等，2006）；第二种观点认为古老地壳重循环进入地幔改变了地幔成分所致（洪大卫等，2003；翟明国等，2000；刘树文等，2002；周新华等，2005）。

3. 华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩源区（岩石圈地幔）性质的三次转型

华北克拉通碱性岩和基性-超基性岩的源区性质 25 亿年来经历了三次转型。第一次是由太古代的亏损型转变为古元古代末-中元古代初的弱富集型；第二次是从中、新元古代-古生代末的弱富集型转为中生代的强富集型；第三次则是由中生代的强富集型转变为新生代的亏损型。

导致华北克拉通岩石圈地幔三次转型的原因：第一次和第二次转型都和两次富集作用有关，故本课题组认为导致第一次和第二次转型的直接原因为两次富集作用，深部背景为热地幔柱活动；对第三次转型的原因认识比较一致，就是由于华北岩石圈富集地幔在中生代被减薄掉后被新生代软流圈地幔所代替所致，分歧是对岩石圈减薄机制的认识。关于减薄机制当前有拆沉说（邓晋福等，1994；吴福元等，2003；洪大卫等，2003）；热侵蚀-化学侵蚀说（徐义刚等，2003）；置换说（郑建平，1999）及蘑菇云模式（路凤香等，2000）。

主要参考文献：

Green D H, Wallace M E. 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. Nature, 336 : 459-662

Meen J K, Egglter D, Ayers J C. 1989. Experimental evidence for very low solubility of rare-earth elements in CO2-rich fluids at mantle condition. Nature, 340: 301-303

杜乐天. 1996. 国内外地幔流体、软流层地球化学研究概况. 杜乐天, 刘若新, 邓晋福主编：地幔流体与软流层（体）地球化学. 北京: 地质出版社, 1-25

洪大卫, 王涛, 童英等. 2003. 华北地台和秦岭-大别-苏鲁造山带的中生代花岗岩与深部地球动力学过程. 地学前缘, 10(3): 231-255

李曙光, 张宗清. 1990. 华北太古代上地幔钕同位素组成、演化及对该区岩石圈地幔不均一性的制约. 地球化学, 4: 277-285

刘树文, 李江海, 潘元明等. 2002. 太行山-恒山太古代老陆块: 年代学和地球化学制约. 自然科学进展, 12(6): 826-833

陆松年, 杨春亮, 李怀坤等. 1995. 华北地台前寒武纪变质基底的 Sm-Nd 同位素信息. 华北地质矿产杂志，10(2): 143-153

路凤香. 1992. 大陆地幔研究现状. 地学前缘, 1(1-2): 70-78

任康绪, 阎国翰, 蔡剑辉等. 2006. 华北克拉通北部古-中元古代富碱侵入岩的 Nd、Sr、Pb 同位素地球化学: 岩石圈地幔富集的证据. 岩石学报（待刊）

吴福元, 葛文春, 孙德有等. 1995. 华北地台太古宙地壳生长机制与构造体制转换. 长春地质学院学报, 25(3): 262-267

翟明国, 卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末-中元古代裂解. 中国科学(D 辑), 30(12): 129-137

张宗清. 1998. 从华北古陆早前寒武纪变质岩的 Sm-Nd 同位素特征及其地壳的主要生长时期. 程裕淇主编: 华北地台早前寒武地质研究论文集, 北京: 地质出版社, 133-136

郑建平，路凤香. 1996. 古地幔流体及其在大陆克拉通地幔演化中的意义-以华北地台为例. 地学前缘, 3(3-4): 187-194

周新华, 张宏福, 英基丰等. 2005. 大陆深俯冲后效应作用的地球化学记录-华北中生代岩石圈地幔源区特征变异讨论. 岩石学报, 21(4): 1255-1263

新疆北部富蕴县沙尔布拉克玻安岩的地球化学特征及岩石成因：玻安岩一种可能的新成因模式

张海祥[1]，牛贺才[1]，Hiroaki Sato[2]，于学元[1]，单 强[1]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所，广州，510640;
2. 日本神户大学理学部地球行星科学系，日本神户，6578501）

详细的地球化学研究表明，新疆北部富蕴县沙尔布拉克中泥盆统北塔山组的辉石安山岩具有中等的 SiO_2 含量（53.60wt%～59.52wt%）；高 MgO（7.90wt%～9.80wt%）和相容元素含量（Ni、Cr、Co 含量分别介于 61.8ppm～119ppm, 265ppm～538ppm, 28.6ppm～44.9ppm 之间），以及高 $Mg^{\#}$（63～72）和 Al_2O_3/TiO_2 比值（39.2～70.2）；低 TiO_2 含量（0.16wt%～0.34wt%）；同时具有 U 型稀土元素配分模式；并强烈亏损高场强元素等地球化学特征。所有这些均与玻安岩的地球化学特征一致，它们属于玻安岩。与玻安岩共生的玄武岩具有与玻安岩完全一致的微量元素和稀土元素地球化学特征。同时，Sr、Nd 同位素研究结果表明，沙尔布拉克玻安岩及共生的玄武岩均具有与 MORB 相似的同位素组成特征（I_{Sr}：0.703776～0.703898；$\varepsilon_{Nd(t)}$：6.3～7.2）。因此，沙尔布拉克玻安岩及共生的玄武岩应来源于同一个亏损地幔源区。非常相似的微量元素及稀土元素地球化学特征表明，它们不可能通过结晶分异或同一源区不同程度的部分熔融形成。详细的岩相学及矿物学研究结果显示，沙尔布拉克玻安岩很可能是由原始的玄武岩岩浆经过单斜辉石结晶分异后形成的岩浆重新捕获单斜辉石斑晶形成的。这是一种新的玻安岩成因模式。

科洛地区一种富 P 富 F 地幔熔/流体的发现及其意义

张文兰[1]，邵济安[2]，徐夕生[1]，王汝成[1]，陈立辉[1]

（1. 南京大学成矿作用研究国家重点实验室，南京 210093;
2. 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871）

位于黑龙江省嫩江县境内的科洛火山岩群，是中国最北部一群晚新生代火山群，与其南部的五大连池火山群和二克山火山群一起，被称之为“二五科“火山群”(穆治国等，1992)。火山岩体的岩性为白榴石响岩，属强碱玄武岩系列。岩体的 Ar-Ar 法同位素年龄为 0.133～0.038Ma（刘嘉麒，1987），火山岩中含有地幔捕虏体。本次研究的地幔捕虏体样品（样号为 HK-97-K5），采自科洛火山岩群大椅山岩体，岩性为尖晶石二辉橄榄岩。

详细的电子探针图像和成分分析以及激光拉曼物相分析表明，地幔捕虏体中有两种地幔熔/流体交代现象：一种为磷酸盐玻璃和少量的磁铁矿；另一种为交代反应形成的反应边：即铬尖晶石反应边和橄榄石＋单斜辉石反应边。橄榄石＋单斜辉石反应边围绕在铬尖晶石反应边外围。具体特征如下：

1. 第一种交代现象是磷酸盐和少量铁的氧化物（？），以充填在一些孔洞中的形式产出，当有铬尖晶石时，这些充填有磷酸盐的孔洞，大多围绕在铬尖晶周围分布，分布范围受铬尖晶石反应边和橄榄石＋透辉石反应边控制，大小介于 20～100μm 不等，形态为不规则的椭圆型，多数孔洞处于部分充填状态，但充填程度变化很大，有的填充度达 70%以上，有的填充度只有 20％左右。未被充填的空间可能是原来挥发组分占据的部位。

激光拉曼物相分析结果显示磷酸盐为玻璃相，而铁的氧化物为磁铁矿。

2. 第二种交代现象为两种形式的反应边：

第一种形式是铬尖晶石反应边：指沿着原始铬尖晶石边缘，由颗粒细小的铬尖晶石构成，这些颗粒细小的铬尖晶石属于交代形成的新矿物相。在内部结构上，交代形成的铬尖晶石相与原始相相比发生了很大变化，它除了颗粒细小外，还比较松散，具有明显的交代残余或熔蚀残余结构。从形貌上看铬尖晶石反应边的宽度变化较大，甚至时有时无，大体上受两方面因素控制：其一受制于晶间空隙发育程度，空隙发育部位的尖晶石大都发育较宽的反应边，甚至个别小颗粒铬尖晶石已全部被交代成新的矿物相，而矿物颗粒接触紧密的部位反应边窄或没有；其二受邻近矿物相的制约，发育反应边的部位大都是与橄榄石接触的地方，而与辉石类矿物接触的部位基本没有反应边发育。

第二种形式是橄榄石＋透辉石反应边：这种反应边位于铬尖晶石反应边外围，与铬尖晶石反应边相比，在宽度上变化较大，形态也很不规整，同一个反应边的宽度介于 30～100μm 之间。在成分上该反应边比较复杂，由交代作用形成的橄榄石、透辉石和硅酸盐玻璃组成。

上述地幔交代作用表明：

（1）黑龙江科洛地区岩石圈地幔中存在着一种富 P 富 F 的特殊地幔熔/流体。

（2）这种富 P 富 F 的特殊地幔熔/流体可能来源于地幔深处，并在地幔深部对原始地幔岩发生了强烈的溶蚀和交代作用，大部分地幔岩矿物都有熔蚀和交代现象。伴随着这一熔蚀－交代过程，地幔岩被改造，熔/流体成分性质也随之变化。

（3）这种富 P 富 F 的地幔熔/流体的发现，首先表明中国东北部岩石圈地幔曾有富 P 富 F 类型的熔/流体交代，这对认识熔/流体类型的复杂性具有重要意义。

云南丽江苦橄岩 Re-Os 同位素地球化学

——峨眉山大火成岩省成因的制约

支霞臣[1]，陈 雷[1]，张招崇[2]，史仁灯[1]

（1. 中国科学院壳幔物质和环境重点实验室 中国科学技术大学地球和空间科学学院 合肥 230026;
2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室 北京 100083）

我国西南二叠纪末的峨眉山玄武岩作为地幔柱成因的大火山岩省(LIP)的典型实例受到中外地质学家越来越多的关注。近年来在云南西部发现了苦橄岩, 它是地幔柱头部高温高程度部分熔融的产物（张招崇等，2002；2004；2005；2006）；和峨眉山 LIP 地区茅口灰岩地层学研究发现玄武岩喷发前地壳有穹隆状的 km 级的抬升，反映了地幔柱上升过程中对岩石圈的撞击（何斌等，2003；He et al.，2003；Xu et al.，2004）。通常认为与 LIP 有关的地幔柱来源于深部地幔，甚至深及核-幔界面 D''层（Campbell，2005）。根据目前对于地球内部 Re-Os 同位素地球化学特征的认识，认为来源与核-幔界面地幔柱成因的苦橄岩通常具有高于球粒陨石型地幔的 $^{187}Os/^{188}Os$ 和 $^{186}Os/^{188}Os$ 的同位素组成(Brandon and Walker，2005)，现已报道的有关地幔柱成因苦橄岩的 Re-Os 同位素资料支持了上述观点，如夏威夷苦橄岩（Brandon et al., 1998; 1999），西伯利亚苦橄岩（Horan et al., 1995），东格林兰（Brooks et al., 1999）和西格林兰苦橄岩（Schaefer et al., 2000），以及 Gorgona 岛科马提岩（Brandon et al., 2003）等等的 Re-Os 同位素地球化学研究结果。

最近我们的 Re-Os 同位素地球化学实验室测定了云南丽江地区大具和仕满剖面 12 个苦橄岩和 6 个玄武岩（张招崇等，2006）的 Re、Os 含量和 Os 同位素组成。结果表明：采自两个剖面不同层位的苦橄岩和玄武岩具有明显不同的 Re-Os 体系的特征。苦橄岩具有高的 Os 元素丰度（1.5-3ppb）和低的 Re 元素丰度（<0.05ppb）；共生的玄武岩具有低的 Os 元素丰度（<1ppb）和相对高的 Re 元素丰度（<0.1ppb）；苦橄岩具有低放射成因的 $^{187}Os/^{188}Os$ 比值（0.1260-0.1241），而玄武岩具有高放射成因的 $^{187}Os/^{188}Os$ 比值（0.1290- 0.1363）。苦橄岩和玄武岩的 $^{187}Os/^{188}Os$ 和 $^{187}Re/^{188}Os$ 比值分布在年龄为 259Ma（峨眉山 LIP 喷发年龄）的参考等时线周围。苦橄岩的 Re-Os 同位素特征与越南西北部二叠－三叠纪科马提岩具有低放射成因 Os 同位素特征相似（Hanski et al., 2004），而玄武岩的 Re-Os 同位素特征与峨眉山 LIP 其他地方玄武岩的高放射成因的 Os 同位素特征相似（Suzuki et al., 2006）。

苦橄岩的 Re-Os 同位素特征表明形成峨眉山 LIP 的地幔柱可能来自对流上地幔而不是深部的核-幔界面。换言之，峨眉山 LIP 的形成受控于岩石圈地幔过程而不是地幔柱过程（Saunders, 2005）。

研究工作得到国家自然科学基金会项目（批准号：40473008,40572036）的资助。

“板块构造学说”的十大问题

朱 炳 泉

（中国科学院同位素地质年代学与地球化学重点实验室;
中国科学院矿床地球化学国家重点实验室）

自八十年代以来，地球科学的研究成果表明许多地质观察事实是板块构造学说不能解释的，在一些基本假设前提上存在着疑问。本文从以下十个问题提出质疑。

1. 青藏高原问题

近来 Mckenzie 等（2006）用 S-波层析确定岩石圈厚度取得重要进展。一个使人吃惊的结果是青藏地区存在 200-320 公里的巨厚岩石圈，比华北克拉通更厚。巨厚的青藏岩石圈又必须有 5000 米以上的隆升。为了不使热拆层发生，必须通过岩石圈内部的花岗岩浆作用使放射性元素趋表层至 15 公里以上，同时地壳物质不能再通过俯冲返回地幔。为了不使重力拆层发生，必须没有岩石圈俯冲板片存在和挤压增厚而产生榴辉岩相。要使高原隆升，岩石圈则必须发生过减轻过程（使地幔岩石圈密度在 3.1 左右），如大规模的溢流玄武岩喷发使石榴子石相稳定带发生部分熔融。然而从板块构造观点提出的双层地壳俯冲、多岛洋俯冲和陆陆碰撞模式等均无法满足这些地球物理和地球化学制约条件。青藏问题只能又回到克拉通化岩浆演化上，这是板块构造热动力模式主要架构者 Mckenzie 的无奈选择。

2. 安第斯问题

自板块构造学说问世以后，安第斯弧就被视为洋陆俯冲的典范。但实际上这个典型一直树不起来。安第斯弧的地震均为震源在 100km 以上的浅源地震，看不出明显的贝尼霍夫带。地震成析成像表明刚性岩石圈只有 80km 深。因此安第斯弧的洋陆俯冲被认为是近 0° 的平缓俯冲。在有俯冲带存在时，火山岩 Pb 同位素组成明显可看出存在着俯冲板片组分的不同比例混合，如北美 Cascade 弧火山岩的地球化学与地球物理证据是完全相吻合的。安第斯弧的洋陆俯冲如果是近水平的，则应有更多的太平洋板片物质参与岩浆组分，并最有利于埃达克岩岩浆产生。这样安第斯的埃达克岩会基本上继承太平洋洋壳的 Pb 同位素组成特征。近来沿安第斯弧的大范围 Pb 同位素填图已完成（Mamani et al.,2005），数据表明安第斯弧中的安山岩和埃达克岩中均没有发现太平洋(或大西洋)俯冲板片熔融的同位素信息。因此在地球化学上也同样否定在安第斯弧下有俯冲的太平洋板片存在。

3. 线性火山链问题

位于太平洋板块上具 NWW 走向的皇帝-夏威夷火山链具有时间-空间线性变化，被认为是板块在软流圈上漂移并可确定板块运动速度的唯一依据。然而在太平洋板块上存在许多 NWW 走向岛链与海山链。其中极大部分岛链与海山链的火山作用年龄在线性链上是随机分布的。如位于南太平洋的 Cook-Austral 火山链在同一地点可存在 0-39 Ma 的火山作用，均表现出 HIMU 端元的地幔特征。按夏威夷火山链所假设的板块漂移速率计算，太平洋板块已向 NWW 位移了近 4000km。Pitcairn-Gambier 链的火山作用持续了达 13 百万年一直保持

了 EM1 地幔源特征。Kerguelen 群岛在同一地点可出现持续 115 百万年的火山作用均具有 EM2 地幔源特征。这些端元的源区无论是超深存留的陆下岩石圈根（>150km），还是上-下地幔过渡带，均制约着岩石圈与软流圈的同步运动（O'Reilly et al., 2006）。

4. DUPAL 异常与地球化学省问题

DUPAL 异常代表了印度洋和特提斯域软流圈地幔的同位素信息。DUPAL 异常虽是根据 MORB 同位素特征区划的区域性异常， 但大量 OIB 和 IAB 同位素组成（除与下地幔有关地幔柱岩浆活动外）变化也是与相应的 MORB 同步的。在亚洲大陆上则广泛存在于秦岭-南祁连-天山以南的古生代幔源岩中。位于阿尔卑斯-中东-青藏-华南的古、新特提斯洋的 MORB 是典型的代表（Zhang et al., 2005）。因此古生代以来在整个特提斯-印度洋构造域保持了岩石圈与软流圈的耦合。中国东部壳源与幔源岩石 Pb 同位素示踪与填图资料也表明至少自中生代以来华北、扬子与华夏块体均保持了壳幔的同步耦合变化。张本仁等（1996）的研究表明自太古宙以来华北与北秦岭的幔源岩石在主微量元素与同位素组成上均存在明显的差异，因此这两个块体自形成以来它们的岩石圈与软流圈地幔就一直保持着耦合关系。

5. 全球板块扩张与俯冲不对称问题

按照板块构造的观点被扩张的岩石圈应在与扩张方向产生俯冲削减，并且扩张的速率应与俯冲削减的速率相平衡。然而全球板块出现的扩张与俯冲体系是不对称、不平衡的。全球海底扩张的洋中脊走向总体上是南北向的。同时洋脊的分布密度在南半球高于北半球。按板块构造的观点，扩张的洋壳也应在近 E-W 方向上削减。判别现代俯冲带是否存在，在地球物理上则要依据于是否有贝尼霍夫带和 S 波层析成像在软流圈中是否有连续下插刚性板片的存在。如阿留申弧、日本弧、苏门答腊弧、北美西海岸 Cascade 弧等具有这一方面的证据。这些弧均位于或接近于北半球，在走向上则是近 E-W 向。因此大洋板块的削减不是扩张方向，如东太平洋中脊正在俯冲到北美大陆之下。按板块学说观点，地质历史上的板块俯冲带则主要依据于蛇绿岩。全球蛇绿岩套也只分布于或接近于北半球的有限区域内，且基本上也是呈近 E-W 走向。同时极大部分的蛇绿岩套只反映了微陆块与小洋盆的接触关系，表明俯冲的规模不大。以研究科迪勒拉造山带基础上发展起来的地体学说和以增生弧观点研究古亚洲构造域的学者均认为蛇绿岩套没有块体边界的指示意义。

6. 卫星激光大地测量问题

自 1976 年由 NASA 开展激光动力学卫星激光大地测量以来，无论是前期的 LAGEOS 的测量资料，还是后来由两个新的激光卫星测距系统（VIBI 与 SRL）得到的大地测量资料，均表明板块削减的速率明显小于海底扩张的速率。 因此地球是南半球比北半球更突出的不对称椭球体。Robaudo &Harrison（1993）根据 VIBI 与 SRL 的测量数据得出地球半径以 18 mm/a 的速率在增长。根据海底扩张的速率，如果扩张的大洋板块没有被削减，则地球半径应每年增加 21 mm，只略高于大地测量的值。这表明削减去的大洋岩石圈很少。

7. 弧后盆地问题

板块学说的观点认为俯冲带的弧后可以出现引张带，产生弧后盆地的火山作用。早期一些学者将东亚边缘海视为太平洋板块向西俯冲的弧后盆地。然而，作为西太平洋的重要南北

向弧-小笠原-马利亚纳弧同样也不存贝尼霍夫带。地震层析资料则可见到近垂直的不连续冷体。因此不少学者认为马利亚纳弧下存在近垂直的俯冲带。从白垩纪到新第三纪玄武岩的 Pb-Sr-Nd 同位素示踪填图表明沿小笠原-马利亚纳弧两侧的地幔源则存在截然差别，边缘海盆地的地幔具有 DUPAL 异常，属印度洋-特提斯范畴。因此东亚边缘海不是太平洋板块向西俯冲产生的弧后盆地（Zhu et al., 2004）。其它先前认为的许多弧后盆地，如加勒比、鄂霍茨克海盆等现证实是溢流玄武岩充填，不是弧后盆地。因此现在地球上不能证实有弧后盆地。

8. 大火成岩省与大陆增长问题

对于大陆增长的解释是板块构造理论中最薄弱的环节。按板块构造观点，大陆增长主要通过岛弧俯冲带岩浆活动来实现。但大量资料表明大陆通过大火成岩省来增长是主要的形式。太古宙时期大陆的形成主要通过 14 个绿岩带（溢流玄武岩）为主体的大火成岩省；元古宙时期有 100 个以上大火成岩省的使太古宙陆核进一步连接，使之形成了现存古大陆的基本构形(Ernst et al., 2005)。 这些大陆增长事件已超出了板块构造学说的解释范畴。溢流玄武岩省吸积产生的大陆增长速率达 3.7 km3/a，要比通过岛弧的大陆增长速率（1.1 km3/a）高三倍以上。250Ma 左右的地幔柱活动并没有使大陆裂解（Ernst & Buchan，2003）。相反这些大火成岩省使分离的大陆连接。在亚洲大陆这一时期的大火成岩省包括著名的西伯利亚和峨眉山溢流玄武岩(250-263Ma)。从 Kuznesk 盆地至 Altai-Sayan 地区, 从穿贝加尔至蒙古以及新疆准噶尔和塔里木盆地(225~280 Ma)已广泛发现二叠纪至早三叠世溢流玄武岩、深成岩和基性岩墙群（Dobretsov,2005; Zhu et al., 2006）。这些溢流玄武岩省使西伯利亚、华北、扬子、华夏和塔里木的前寒武纪陆块结合在一起，Pangea 泛大陆是长成的，不是汇聚成的！上述地区地壳的低 Nd 模式年龄也说明了有相当多新陆壳增生。

9. 大陆地壳物质返回地幔问题

块构造学说提出了板块俯冲带是大陆地壳物质返回地幔的主要过程。然而大火成岩省中广泛存在的富集地幔源信息，不是板块俯冲所能解释的。与大火成岩省相联系的地壳物质返回地幔存在着不同于板块俯冲的方式。大火成岩省岩石圈可以通过拆层和拆离方式使下地壳和壳下岩石圈物质返回软流圈(Lustrino M., 2005)。大火成岩省的巨量岩浆（20-30km 厚）也可以大面积的覆盖大洋沉积物或大陆地壳。 这样的埋藏作用可以使被溢流玄武岩覆盖大洋沉积物或大陆地壳进入下地壳，使上地壳物质通过拆层和拆离卷入软流圈。一些学者认为岩石圈拆离作用是大洋高原玄武岩隆升成为大陆的直接原因；超级地幔柱发育时期也是大陆地壳物质返回地幔速率最高的时期。因此拆层和拆离作用是地壳物质返回地幔的主要形式。

10. 成矿作用问题

板块构造学说认为俯冲带对成矿起着重要控制作用，巨型的安第斯斑岩铜-金-钼矿带成为这种认识的主要依据。随着“板块构造学王国中安第斯殿堂的倾倒”，安第斯斑岩铜矿带可能和北美的斑岩铜矿带一样具有科迪勒拉造山带性质。加拿大-科迪勒拉的斑岩铜矿和阿拉斯-加拿大的 PGE 矿床均二叠纪 Cache Creek、Wrangellia 溢流玄武岩省有着密切关系。中国的斑岩型矿床与板块俯冲的关系也不密切。因此板块俯冲带在成矿作用中的地位将要大大下降。相反，全球大火成岩省及其成矿作用的研究表明, 巨大储量的 Cu-Ni-Co-PGE 硫化矿床、斑岩铜矿、Fe-Ti-V-Cr 氧化矿床、条带状铁建造、VHMS、Pb-Zn 矿床和火山-红层铜矿均与大火成岩省有关。

西藏南部错那地区早白垩世镁铁质岩的岩石成因：正在孕育的 Kerguelen 地幔柱与大印度东部岩石圈的相互作用？

朱弟成[1,2]，莫宣学[2*]，潘桂棠[1]，赵志丹[2]，董国臣[2]，

石玉若[3]，王立全[1]，廖忠礼[1]，周长勇[1]

（1. 成都地质矿产研究所，成都，610082;
2. 中国地质大学（北京）地质过程与矿产资源国家重点实验室，100083;
3. 中国地质科学院地质研究所 SHRIMP II 离子中心，100037;
*联系作者：moxuanxue@hotmail.com ）

南印度洋 Kerguelen 高原（图 1a）是地球上规模最大的火成岩省之一，该大火成岩省的形成与现在位于 Kerguelen 高原北西边缘之下的 Kerguelen 地幔柱开始于早白垩世并持续到近代的活动有关。

南极洲、澳大利亚和印度板块白垩纪以来的运动使Kerguelen地幔柱产物散布于印度洋和相关的大陆边缘（图1a），远离其最初侵位地区，其中，南Kerguelen高原（120-110Ma）被认为是Kerguelen地幔柱在大洋环境的初始显示。对印度北东部Rajmahal暗色岩、Shillong高原火成岩和南极洲大陆边缘的煌斑岩墙，由于其年龄接近于Kerguelen高原最老的玄武岩，而且未受地壳混染的Rajmahal玄武岩的地球化学特征与Kerguelen高原上未受古老陆壳混染的玄武岩相似，目前普遍将这些大陆边缘火成岩作为Kerguelen地幔柱120-100Ma的活动产物。但对更老的南西澳大利亚边缘Bunbury玄武岩，却存在不同看法：一种意见认为132Ma左右的Bunbury玄武岩与90°东海岭、Kerguelen Archipelago熔岩之间相似的地球化学特征是偶然的，成因与Kerguelen地幔柱无关；另一种意见认为Bunbury玄武岩是Kerguelen地幔柱最早的岩浆显示。正是由于这些不同看法，给认识Kerguelen地幔柱活动与东冈瓦纳大陆裂解的关系带来了争议：一种观点认为印度北东部Rajmahal暗色岩代表了Kerguelen地幔柱活动的开始，并因其明显晚于大印度和南西澳大利亚之间的初始裂解时间（~133Ma）而提出该地幔柱不是东冈瓦纳大陆裂解的主要因素；另外一种观点认为Kerguelen地幔柱活动起始于132Ma左右，东冈瓦纳大陆的裂解与该地幔柱活动有关。

产生上述争议的原因在于：一是推测的Kerguelen地幔柱位置和Bunbury玄武岩在大约120Ma时相距较远，但最近对比研究表明，Kerguelen地幔柱和南西澳大利亚大约120Ma时的距离（大约700～1100km）并不是反对Bunbury玄武岩和Kerguelen高原玄武岩具有共同地幔柱源区的一种可靠证据；二是Bunbury玄武岩比Kerguelen高原上推测的初始火山作用还要老9-16Ma；三是Bunbury玄武岩的规模太小（体积约1000km3）。因此，共同关注的焦点就转移到在该地幔柱活动的相关地区，还有没有可能发现与其相关的早期岩浆显示。这一问题有两

种可能的解决办法：一是在南Kerguelen高原继续向深部打钻，二是在研究程度较低的大陆边缘地区寻找。

在上述背景下，我们最近几年对研究程度较低的西藏南部羊卓雍错东南地区开展了一系列工作，本文将报道藏南错那地区（图1b）广泛出露的火山岩和相关辉绿岩的地球化学、

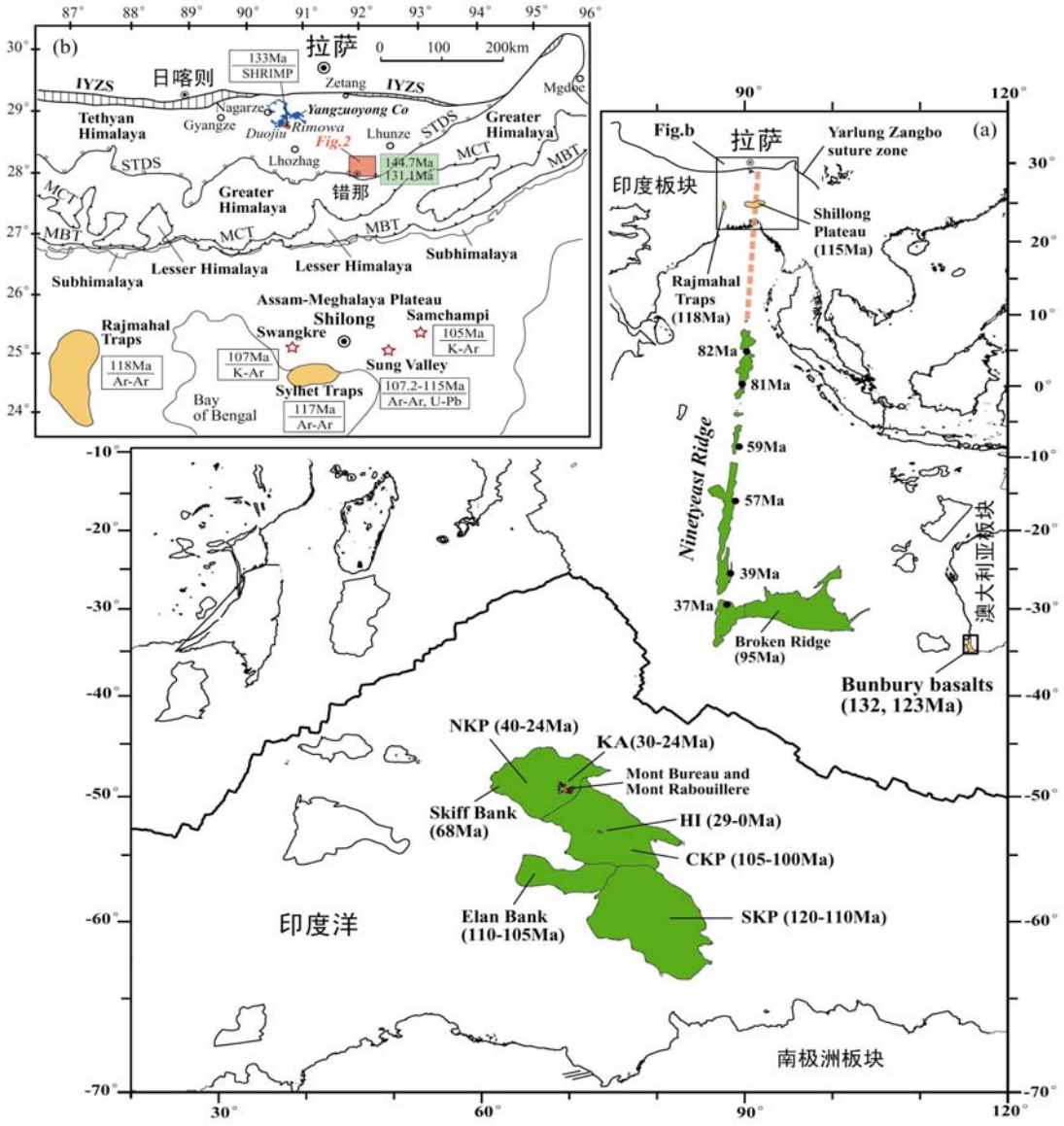


图1 印度洋和周边大陆地貌图（a）及印度板块北东缘大地构造简图（b）

Sr-Nd同位素及锆石SHRIMP年代学研究成果，目的是进一步约束这些镁铁质岩的地幔源区性质，讨论它们与Kerguelen地幔柱的关系和对东冈瓦纳大陆裂解的意义。

错那镁铁质岩侵位于晚侏罗世－早白垩世拉康组地层中，在地球化学上可分为三种类型：第 1 种类型为显示拉斑质－碱性地球化学特征的 OIB 型高 Ti 镁铁质岩，包括玄武岩和相关辉绿岩脉，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为 1.84 ~ 4.67，1 件 OIB 型辉绿岩锆石 SHRIMP 年龄为 144.7 ± 2.4Ma；第 2 种类型为显示拉斑质地球化学特征的 N-MORB 型低 Ti 辉长辉绿岩，$\varepsilon_{Nd}(t)$值为 5.68 ~

6.37，1 件 N-MORB 型辉绿岩锆石 SHRIMP 年龄为 131.1 ± 6.1Ma；第 3 种类型为拉斑质玄武岩，地球化学特征介于第 1、2 种之间。第 1、2 种镁铁质岩未受到明显的地壳混染，而第 3 种镁铁质岩明显受到了地壳混染。微量元素和 Sr-Nd 同位素组成显示第 1 种镁铁质岩可能与含石榴石的陆下岩石圈地幔与 OIB 型地幔源区物质的相互作用有关，而第 2 种镁铁质岩可能来源于含尖晶石的岩石圈地幔与亏损软流圈地幔的相互作用。第 3 种类型的镁铁质岩可能形成于岩石圈底部岩浆房或岩浆池中的热侵蚀。第 1 种镁铁质岩的 Sr-Nd 同位素组成与羊卓雍错东南桑秀组玄武岩、澳大利亚南西 Bunbury 玄武岩和印度东部 Rajmahal 第一组玄武岩和代表白垩纪 Kerguelen 地幔柱头部的玄武岩非常相似。

综合考虑地球化学、年龄和构造重建位置约束（图 2），我们提出藏南羊卓雍错东南地区白垩纪镁铁质岩浆作用可用正在孕育的 Kerguelen 地幔柱模型来解释。我们的研究成果暗示 Kerguelen 地幔柱至少早在侏罗纪最晚期或白垩纪最早期就开始了其孕育演化历史，支持国际上通过地貌研究取得的早期研究认识。我们将藏南羊卓雍错东南地区第 1 种 OIB 型镁铁质岩解释为来源于正在孕育的 Kerguelen 地幔柱，在该地幔柱物质上涌过程中，不同程度地捕获了周围的亏损软流圈物质组分，这可用来解释错那地区第 2 种镁铁质岩中观察到的亏损软流圈物质组分。藏南羊卓雍错东南地区白垩纪镁铁质岩的地球化学多样性很可能与东冈瓦纳大陆之下 150-145 Ma 到 130 Ma 岩石圈的渐进减薄有关。我们新的观察显示正在孕育的 Kerguelen 地幔柱可能在大印度、印度东部和澳大利亚南西部的裂解过程中发挥了积极主动作用。

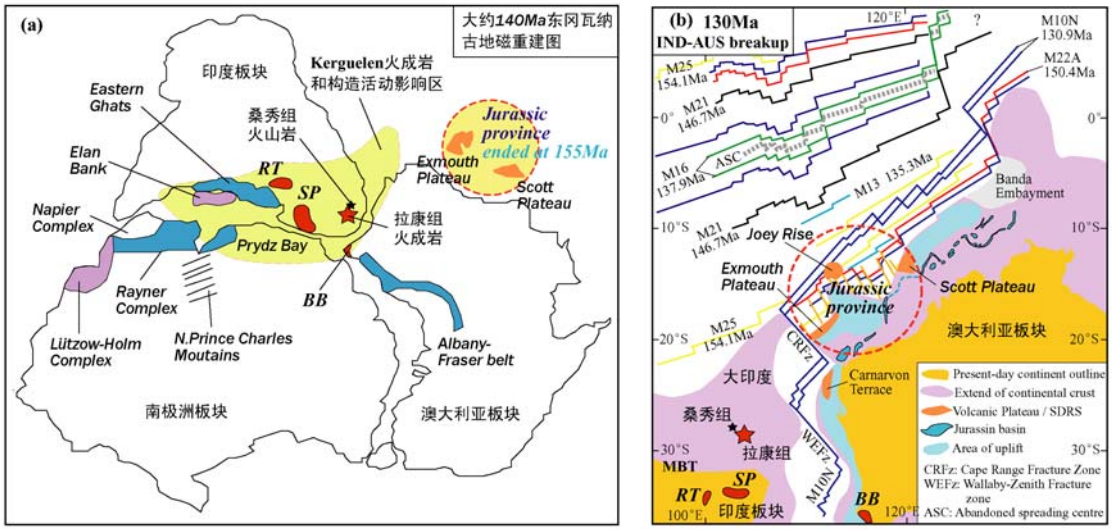


图 2 东冈瓦纳约 140Ma 板块构造重建图和约 130Ma 磁异常图

新疆阿尔泰三号伟晶岩中绿柱石的成分特征：宏观变化与微观不均一性

车旭东[1]，王汝成[1]，张文兰[1]，张爱铖[2]，张 辉[3]

（1. 南京大学地球科学系，成矿作用国家重点实验室；
2. 中国科学院广州地球化学研究所；3. 中国科学院紫金山天文台）

新疆阿尔泰三号伟晶岩脉是高度演化的伟晶岩（朱金初等 2000），稀有金属成矿作用形成了一系列稀有金属矿物组合，包括铌铁矿族矿物、锂辉石、锂云母、铯沸石、绿柱石等。绿柱石是该伟晶岩中唯一重要的铍矿物。正常绿柱石化学式为 $Be_3Al_2Si_6O_{18}$，但由于绿柱石是环状硅酸盐矿物，六方环中可吸纳 Na、Cs 等碱金属元素和通道水等组分，使得绿柱石的成分变得非常复杂。在绿柱石结构中，Be^{2+}可被 Li^{+}取代，Cs^{+}、Na^{+}等则作为电荷补偿元素，如此可形成富 Cs 的新矿物种 pezzottaite [$Cs(Be_2Li)Al_2Si_6O_{18}$] (Hawthorne et al. 2004)，该矿物同属绿柱石族，两者构成固溶体系列。

本文利用电子探针技术对新疆阿尔泰三号伟晶岩脉 I-VII 带的绿柱石样品进行了系统的定量成分测定。结果表明绿柱石中 Cs_2O 成分有明显变化，从 I 带最低的 0.01wt%到最高 VII 带的 3.83wt%，平均含量 1.21wt%，Cs_2O 含量呈逐带上升的趋势；Na_2O 成分变化范围从 0.49wt%到 1.97wt%，平均含量为 1.25wt%。对这些绿柱石样品碱性元素含量变化，特别是 Cs_2O 含量变化所作柱状图，总体上可将绿柱石的演化分为 2 个阶段，即 I—IV 带的岩浆阶段和 V－VII 带的岩浆－热液过渡阶段。

阿尔泰三号伟晶岩脉中的绿柱石中还存在晶体尺度的微观不均一性，尤其表现在 Cs 的变化方面。这种不均一性表现为两种特征。一种是绿柱石中的细脉，它们具有较主晶更高的 Cs 含量，Cs_2O 含量可达约 7wt%；另一种是在背散射电子像中观察到的绿柱石的花斑状结构，主要表现为 Cs 含量较高的区域与 Cs 含量较低的区域混杂出现，这一现象与铯沸石的微区不均一性相似 (Wang et al. 2006)。绿柱石的微观不均一性一方面反映了阿尔泰伟晶岩浆体系内部岩浆－热液环境的变化 (Černý et al. 2003)，另一方面也与绿柱石本身的热液性质有关。

主要参考文献：

Černý et al. .2003 .Can. Mineral., 41, 1003-1011.

Hawthorne FC. et al.. 2004 .Mineral. Record, 35, 369-378.

Wang RC et al. .2006.Am. Mineral., 91, 729-739.

朱金初等.2000.高校地质学报，6(1)：40-52.

大别山北淮阳构造带的基性侵入岩：新元古代晚期裂解事件的记录*

陈 玲，马昌前，张金阳，佘振兵，王琳燕

（中国地质大学（武汉）地球科学学院，武汉 430074）

在大别山北淮阳构造带，从河南信阳市谭家河向东经柳林、定远、王母观至新县浒湾，出露有一条呈 NWW 向断续分布的基性侵入岩带，长约 100 km，与桐柏－商城断裂带重叠，由 10 余个长轴与区域构造线走向一致的岩体组成，岩性以辉长岩为主。笔者曾对该基性岩带的柳林辉长岩进行了 SHRIMP U-Pb 年代学和矿物化学研究，结果表明其结晶年龄为 611±13Ma，形成于板内伸展环境（陈玲等，2006），很可能是 Rodinia 超大陆裂解的延续。但该基性岩带上的岩体（主要是柳林、春秋庙－龙沟以及王母观岩体）在岩石地球化学上有无规律可循？它们是否也形成于同一构造环境？对此，笔者利用详细的岩石学和地球化学资料进行了较深入的研究。

研究表明，从东到西基性岩带中岩石的橄榄石含量逐渐减少：王母观岩体含橄榄石 5％～20％，春秋庙－龙沟岩体仅有一样品含橄榄石约为 3％，而柳林辉长岩体中没有发现橄榄石（张旗等，1995；匡少平等，2002；陈玲等，2006），暗示着从东到西岩浆演化程度的升高。基性岩带中的大部分岩石均属拉斑玄武岩系列，里特曼指数 δ<3，贫碱〔（K2O+Na2O）约 4%〕，K_2O/Na_2O 比值均小于 1，属钠质系列，CaO 较稳定（10%±）。轻稀土元素（LREE）、重稀土元素（HREE）分异程度不等：柳林辉长岩体 LREE、HREE 高度分异，LREE 富集，HREE 亏损，$(La/Yb)_N$=5.5，且具有明显的正 Eu 异常，δEu＝1.12；春秋庙－龙沟、王母观辉长岩体同样存在着 LREE、HREE 高度分异，但分异程度不同，春秋庙－龙沟$(La/Yb)_N$=3.9，但具有负 Eu 异常，δEu＝0.84，而王母观$(La/Yb)_N$=4.2，并具有微弱的正 Eu 异常，δEu＝1.06。同时，由于柳林辉长岩受到后期热液蚀变的影响（赵子福等，2003），辉石大部分蚀变成了角闪石，不仅造成其主量元素同基性岩带上其它岩体明显不同：柳林岩体 Mg#为 37，而该基性岩带上春秋庙－龙沟、王母观岩体无变质变形，其 Mg#分别为 44、66（匡少平等，2002），而且使其具有较高的稀土元素总量（ΣREE）（柳林岩体ΣREE 为 204.63，而该基性岩带上春秋庙－龙沟岩体的ΣREE 为 166.35，王母观岩体的ΣREE 为 69.04），同时从东到西岩体的单斜辉石含量也是逐渐升高的，这也会导致ΣREE 的增加。相关的微量元素图解显示，该基性岩带辉长岩具有板内玄武岩的特点，这一结论同陈玲等（陈玲等，2006）应用辉石、长石的矿物化学以及张旗等（1995）应用矿物学、地球化学得出的结论相一致。

总之，本项研究得出如下结论：（1）大别山北淮阳基性岩带从东到西岩浆演化程度逐渐增高；（2）该基性岩带从东到西呈现轻、重稀土元素的明显分异，由于受后期热液蚀变的影响，稀土元素总量呈现上升趋势。（3）基性岩带形成于同一构造环境——伸展的构造环境，结合年代学的研究表明北淮阳构造带在新元古代晚期发生了一次重要的裂解事件，这一裂解事件很可能是Rodinia超大陆裂解的延续。（4）对这一基性岩带详细的年代学和岩石学研究将为了解新元古代大别山地质演化提供新的线索。

*国家自然科学基金重点项目资助(批准号: 40334037)

赣南地区中生代流纹质火山岩同位素年龄及其地质意义

陈 荣，邢光福，杨祝良，周宇章，余明刚，李龙明

（国土资源部 南京地质矿产研究所，江苏 南京 210016）

在江西南部地区，中生代火山岩集中分布于一些孤立的火山沉积盆地或火山穹隆构造中，其主体部分（相当于区域下火山岩系）被归为余田群，自下而上划为龙潭坑组、菖蒲组和鸡笼嶂组，其中龙潭坑组为正常沉积岩，菖蒲组主要由中基性、基性熔岩夹中酸性火山岩组成，之上的鸡笼嶂组则主要由流纹质火山碎屑岩构成。它们总体构成基性－酸性双峰式组合，地质时代被定为晚侏罗世（江西省地质矿产局, 1984; 1997），亦有意见认为应属中－晚侏罗世（巫建华等, 1998、1999、2002），或应归于早－中侏罗世（马孝达, 1999）。近年来，不少学者对余田群火山岩及相应的侵入岩开展了同位素年代学研究，所获得基性岩的同位素年龄值集中在 175±5Ma 左右（赖章忠等, 1996; 陈培荣等, 1999; 章邦桐等, 2002; Wang et al., 2003; 李献华等, 2003; 包括作者等未刊数据），属早侏罗世晚期至中侏罗世早期；但流纹质岩石的同位素年龄值变化较大，为 138~175Ma（赖章忠等, 1996; 左跃明等, 1999; 孔兴功等, 2000; 章邦桐等, 2002）。表明这套火山岩系，特别是不同盆地或火山穹隆构造中的流纹质火山岩可能属不同期次火山作用的产物。那么，赣南地区早侏罗－早白垩世火山岩可分为几期？其同位素年龄如何分布？这不仅是区域岩石地层划分，也是研究区域燕山早期至晚期之间构造－岩浆作用演化历史首先要解决的问题。本文在野外详细调查基础上，选择安远蔡坊、寻邬文峰、寻邬留车三个地区酸性火山岩开展了同位素测年工作，以探讨赣南地区中生代火山活动时间谱系。

1. 样品地质背景

采自安远蔡坊的样品为深灰色流纹质熔结凝灰岩，露头上呈块层状，相当于鸡笼嶂组近底部层位，横向及纵向上岩性变化不明显，在寻邬－安远一带具有一定代表性。通常堆积厚度巨大，下部不出现（菖蒲组）中基性火山岩，直接不整合于前中生代地层之上（或以断层与其他地质体接触），构成火山穹隆。原归上侏罗统。安远鸡龙嶂、岩背和大坝头等地的鸡笼嶂组与其大致相同。

采自寻邬文峰的样品为深灰色流纹质粒状碎斑熔岩，碎斑熔岩在平面上呈椭圆型分布，由外往内岩石结构渐次变粗，至向中间过渡为花岗斑岩，原原划鸡笼嶂组，归上侏罗统。

寻邬留车样品为流纹岩，采自留车石马剖面（江西地矿局区调大队, 1980）的中上部。该剖面中下部以中基性熔岩为主，划为菖蒲组；上部以酸性火山岩为主，原划为菖蒲组上段，《江西省岩石地层》（1997）将其作为“鸡笼嶂组”的选层型，两组之间为“整合接触”，构成“双峰式”火山岩组合，时代均定为晚侏罗世。但本次调查未能追索到接触关系（覆盖不清），所采样品为紫红色流纹岩（局部为石泡流纹岩），系“鸡笼嶂组”下部，其上为紫红色流纹质熔结凝灰岩。

2. 测年方法及结果

用人工重砂方法选出锆石并挑纯后，进行锆石 U－Pb 法测年。其中蔡坊熔结凝灰岩样品采用 SHRIMP 法，测试在北京离子探针中心完成，测定结果为 140±4Ma。文峰碎斑熔岩和留车流纹岩采用单颗粒锆石稀释法，测试在宜昌地质矿产研究所完成，测定结果分别为 127±3Ma 和 161±3.5Ma。三个年龄值与野外地质事实相吻合。

3. 讨论

赣南地区相当于区域下火山岩系（王中杰等, 1989）的酸性火山岩，主要有三种产状：

一是作为菖蒲组玄武岩的夹层出现，岩性以斜长流纹岩为主，与玄武岩构成双峰式组合，两者的同位素年龄接近或一致，在 175±5Ma 左右，如龙南桥头（章邦桐等, 2002）。

二是位于以中基性熔岩为主的地层之上，或仍被划为菖蒲组，或被划为鸡笼嶂组，岩性主要为流纹英安质火山岩，它们与其下的中基性火山岩亦被当作“双峰式”组合，但位素年龄明显小于基性端元，如寻邬白面石菖蒲组流纹斑岩为 164.8Ma（孔兴功等, 2000）、龙南东坑菖蒲组流纹岩为 166Ma（张树明,1997）、寻邬留车鸡笼嶂组流纹岩为 163±6Ma（左跃明等, 1999）。如果不考虑分析误差，可以认为它们与下部以中基性熔岩为主的“菖蒲组”之间有一个“间断”，为另一期火山活动的产物（从地层划分上来看，应划到另外一个组，如“鸡笼嶂组”），置于中侏罗统。本次测得留车鸡笼嶂组流纹岩为 161±3.5Ma，为这期火山活动提供了大致上限。

三是单独产出，形成厚度巨大的酸性火山岩堆积，岩性以流纹质熔结凝灰岩为主，夹有流纹岩及其他类型火山碎屑岩类，岩石学特征及组合与浙、闽及赣东北等地区的“下火山岩系”（如鹅湖岭组、黄尖组等）类似，归为“鸡笼嶂组”。目前此类火山岩的高精度测年数据较少，现有的年龄值（均为全岩 Rb-Sr 等时线法）一般小于 140Ma，如岩背鸡笼嶂组火山岩为 121~138Ma（刘昌实等, 1994; 赖章忠等, 1996），大坝头鸡笼嶂组火山岩为 140Ma（左跃明等, 1999）。本次测得蔡坊鸡笼嶂组火山岩 SHRIMP 锆石 U－Pb 法年龄为 140±4Ma。确认寻邬－安远一带被划为“鸡笼嶂组”的巨厚层酸性火山岩，与区域下火山岩系底界的形成时代一致（在闽浙一带为 140Ma 左右，作者等未刊资料），按《国际地层表》（2004），属于早白垩世早期。

以上三种产出类型的酸性火山岩，大致勾勒出赣南地区早侏罗－早白垩世（即 195~145Ma）期间三个主要的火山活动阶段，即 180~170Ma、168~160Ma，和 140±5Ma 之后。其中 180~170Ma 期间以板内（拉张环境）基性－酸性双峰式火山岩组合为特征；168~160Ma 以英安质－流纹英安质火山岩为主，形成环境与前者相似，显示一定的继承性，但部分（特别是对应的侵入岩）具钙碱性系列特征，显示与俯冲作用有关；140±5Ma 之后（115Ma，或早白垩世晚期之前）形成的中酸性火山岩总体属高钾钙碱性系列，具明显的大陆弧火山岩特征，与前两期显著不同。这些信息暗示中国东南部中生代构造体制的转换，大约开始于 170Ma 之后，完成于 160Ma 前后，之后则总体受太平洋构造域的控制。

值得注意的是，区域上几乎缺失晚侏罗世（160~145Ma 期间）火山－沉积岩系（仅闽东局部有出露，有待进一步发现和确认），而在此之前的中侏罗统可见强烈的挤压变形构造（如龙南临江，定南月子等地的“鸡笼嶂组”火山－沉积岩）。表明在早白垩世大规模火山活动之前，研究区经历了区域性挤压隆升作用，可能正是这次作用，造成晚侏罗世火山（沉积）岩系的缺失。

太行山北段中生代花岗质岩石及其包体锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素性质及其地质意义

陈智超，陈 斌

（北京大学地球与空间科学学院，北京，100871）

1. 引言

华北中生代岩浆作用成因及地球动力学背景涉及到壳幔相互作用、岩石圈拆沉、地幔演化等基本地学问题，一直备受学术界关注。太行山北段有规模巨大的中生代岩浆岩带出露，以中酸性岩分布占绝对优势,且普遍含有基性微粒包体。为了更深入了解太行山中生代岩浆作用的成因，我们在前人研究工作的基础上进一步对太行山北段中生代侵入岩及其包体进行锆石 Hf 同位素研究，以便揭示岩浆源区性质和岩浆演化过程的特征。

2. 地质背景和岩石学特征

太行山北段中生代深成岩岩基的代表性岩体是大河南岩体和王安镇岩体，侵位于前寒武纪岩石中。中酸性岩分布占绝对优势，主要岩石类型包括石英闪长岩，花岗闪长岩，二长闪长岩，石英二长岩，二长花岗岩等，中基性岩类主要是辉长闪长岩-闪长岩类，分布局限，主要以小型岩基和基性微粒包体形式出现。本文研究对象为两个石英二长岩样品(DH-9,采自大河南岩体；WA-14，采自王安镇岩体)、两个辉长闪长岩样品（WA-3 和 XZ-6，采自王安镇岩体）和四个以石英二长岩为寄主岩石的包体样品（LY-1，LY-2，CW-2 和 CW-15，采自王安镇岩体）。

3. 实验方法

锆石样品的制备

锆石 SHRIMP 定年

LA-MC-ICPMS 锆石 Lu-Hf 同位素原位测量

4. 实验结果

4.1 锆石 SHRIMP 年代学

我们对同一地区的一个包体样品（CW-15）作了锆石 U-Pb SHRIMP 定年，有两个分析点分别给出了晚太古－早元古的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄 2036±17Ma 和 2045±22Ma，其它 15 个点给出加权平均的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 126.1±2.5Ma，在误差范围内与寄主岩石年代相同，支持该区中生代岩基属于壳幔岩浆混合成因。

4.2 锆石 Hf 同位素数据

4.2.1 石英二长岩质岩基

4.2.2 辉长闪长岩样品

4.2.3 微粒基性包体

5. 讨论和结论

5.1 包体的形成时代和成因

太行山北段中生代岩基中的包体形成于～126Ma，大致与寄主岩石同期形成。包体可能代表来自富集地幔的基性岩浆注入到酸性岩浆房并与后者相互作用(岩浆混和)而形成，这得到包体的锆石 Hf 同位素的有力支持。

5.2 太行山中生代岩基的源区性质和成因

基性岩主要来自非常富集的地幔的部分熔融，还有部分来自下地壳(主要为相当亏损放射性成因 Hf 因而具有很低的 ε_{Hf}（t）值的 TTG 岩石)的组分。太行山地区的中生代中酸性岩基可能是壳幔岩浆混合作用的产物。这一结论论同样得到我们新的锆石 Hf 同位素数据的支持。

5.3 地质意义

地球化学特征表明太行山中酸性岩基不可能直接来自基性下地壳的部分熔融。太行山中生代岩浆作用的成因很可能是这样的：太行山地区下覆有长期富集的 EMI 型岩石圈地幔中生代期间华北克拉通处于张性环境之下，这些富集的岩石圈地幔部分在上涌的软流圈物质的作用下发生部分熔融产生基性岩浆，底侵的基性岩浆在下地壳聚集，巨大的热流促使下地壳物质（主要是太古代 TTG）发生部分熔融产生长英质岩浆，长英质岩浆与已经历充分演化的基性岩浆混合形成混浆，再发生一定程度的分离结晶作用，从而形成太行山地区类型复杂、成分变化大的岩浆岩体。

主要参考文献：

Amelin Y, Lee DC and Halliday AN. 2000. Early-middle Archean crustal evolution deduced from Lu-Hf and U-Pb isotopic studies of single zircon grains. Geochim. Cosmochim. Acta, 64：4205-4225.

Blichert-Toft J and Albarede F. 1998. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and evolution of the mantle-crust system. Earth Planet. Sci. Lett. , 148：243-258.

Cai JH, Yan GH, Chang ZS, et al. 2003. Petrological and geochemical characteristics of the Wanganzhen complex and discussion on its genesis. Acta Petrologica Sinica,19（1）：81-92.

Chen B, Jahn BM, Arakawa Y, et al. 2004. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive complexes from the southern Taihang Orogen, North China Craton: elemental and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. Contrib Mineral Petrol, 148: 489-501.

Chen B, Liu CQ, Tian W. 2006. Magma-mixing between mantle- and crustal-derived melts in the process of Mesozoic magmatism, Taihangshan: constraints from petrology and Geochemistry. Earth Science Frontiers, 13（2）: 140-147.

Chen B, Zhai MG. 2003. Geochemistry of late Mesozoic lamprophyre dykes from the Taihang Mountains, north China, and implications for the sub-continental lithospheric mantle. Geol. Mag., 140：87-93.

Cheng ZM, Lu FX, Li CN, et al. 2003. Genesis of microgrnular enclaves in Shouwangfen granodiorites, Hebei province. Geoscience, 1: 20-26.

Cole JW, Gamble JA, Burt RM, et al. 2001. Mixing and mingling in the evolution of andesite-dacite magmas: evidence from co-magmatic plutonic enclaves, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Lithos, 59：25-46.

陈斌，田伟，翟明国等. 2005. 太行山和华北其它地区中生代岩浆作用的锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征及其岩浆成因和地球动力学意义. 岩石学报，21：13-24.

陈斌，田伟，翟明国等. 2005. 太行山和华北其它地区中生代岩浆作用的锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征及其岩浆成因和地球动力学意义. 岩石学报，21：13-24.

陈斌，翟明国，邵济安. 2002. 太行山北段中生代岩基的成因和意义：主要和微量元素地球化学证据. 中国科学（D 辑），32：896-907.

浙江新昌儒岙岩石包体群的发现及其地质意义

董传万，闫 强，张登荣，竺国强

（浙江大学地球科学系 杭州 310027）

花岗质岩石中常有各种各样的岩石包体， 它们蕴藏着花岗质岩石的岩浆生成、演化、形成过程等信息，可作为研究深部地质作用的窗口，帮助我们了解上地慢及深部地壳的结构、物质组成、热状态等性质与岩浆底侵作用、壳-幔作用、岩浆混合作用等，是花岗岩类研究的重要内容，一直受到岩石学家的重视，对岩石包体的研究方兴未艾。

作者最近在新昌野外地质考察时，在新昌儒岙花岗岩中发现了较大规模的岩石包体群。本文概要报道该岩石包体群寄主岩的锆石SHRIMP年龄、岩石包体群的岩石地球化学特征，并讨论其地质意义。

儒岙岩石包体群的寄主花岗岩体位于新昌县南部儒岙镇附近，平面上呈椭圆形小岩株侵入到晚侏罗世火山碎屑岩中，出露面积约 4km^2。儒岙岩体的岩性主要是黑云母花岗岩，主要由石英、钾长石、斜长石和少量黑云母等组成，局部发育花斑结构和小的晶洞构造，指示其形成于地壳较浅部位，属浅成花岗岩。儒岙花岗岩体的岩性特征类似于其附近的龙皇堂岩体。用 SHRIMP U-Pb 同位素测年法测得儒岙花岗岩的锆石 $^{206}Pb/^{238}Pb$ 表面年龄值在 129～109Ma 之间，12 个年龄值的谐和年龄为 116±3Ma，说明新昌儒岙花岗岩形成在早白垩世，是晚中生代岩浆活动的产物。

岩石包体群出露在儒岙花岗岩岩体的边部，展布面积约 200m^2，密集分布。包体个体大小悬殊，长径从几厘米到数米；它们的形态多种多样，有球形、次圆状、橄榄型、哑铃形等，也有的呈不规则状、撕裂状，有的还呈塑性变形形态。有的岩石包体具冷凝边或锯齿状、细褶状边缘，与寄主花岗岩截然接触，有时见有与寄主岩成分相同的反向脉；也有的岩石包体与寄主花岗岩岩之间呈弥散状接触，以上包体的形态指示岩石包体与寄主花岗岩曾以熔融体状态共存，并与花岗岩浆发生过不均匀的混合。

岩石包体常为微粒到细粒结构，主要由中性斜长石、角闪石组成，也含有不等数量的石英、钾长石，偶见有普通辉石，按以上各矿物的相对含量，岩石包体的岩性可分为辉长闪长岩、闪长岩、二长闪长岩、石英闪长岩等。有的包体具有眼斑状石英和/或钾长石，这种石英和钾长石来自寄主花岗岩，并受到温度较高的包体岩浆的熔蚀而形成。包体的岩石薄片中常见针状磷灰石，它们的长宽比最大可达 50：1。这种磷灰石属淬冷成因，指示岩石包体是在较大温度梯度下快速冷却淬火的结晶而成。以上岩石包体的形态特征、矿物组合及矿物学特征都表明它们不是捕掳体或残留体，而是由岩浆混合作用形成的淬冷包体。

岩石包体与寄主花岗岩的常量元素分析表明它们属钙碱性或高钾钙碱性岩系，它们的岩石化学变异曲线呈直线趋势，在判别岩浆作用方式的 TFeO-MgO 图解中明显偏离结晶分异趋势线而落在岩浆混合作用趋势线上。它们都具有轻稀土元素富集、稀土配分曲线整体右倾的特点，除寄主花岗岩具有较明显的铕亏损外，不同岩性的包体与寄主花岗岩的稀土元素配分曲线相似并且重叠。岩石包体与寄主花岗岩的微量元素的特征也相似，都以富集大离子亲石元素 Sr、K、Rb、Ba、Th，而亏损高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 为特征，微量元素洋中脊标准化曲线基本同步。岩石包体的地球化学同样显示它们为岩浆混合成因的特点。

新昌儒岙岩石包体群的产状、岩相学及它们与寄主花岗岩的稀土元素、微量元素地球化学性质的趋同性，都证明它们属岩浆混合成因。类似的岩石包体，也出现在新昌的一些复合岩流中。周金城等在拔茅复合岩流的流纹岩中也找到大量具各种塑性形态的高钾安山岩包体，它们也具有淬冷的特征，含有来自寄主岩浆的已受熔蚀的石英斑晶和钾长石巨晶，它们的化学成分在哈克图解上均具有良好的线性关系，在元素的比值-比值图上呈双曲线分布，在共分母的比值-比值图上也呈线性分布，包体及中性岩的成分点位于端元岩石橄榄拉斑玄武岩和流纹岩之间等，均显示岩浆混合的特点。由此说明，新昌的岩浆混合作用不仅可以发生在侵入岩中，也可以发生在火山岩和次火山岩中。

岩浆混合作用是玄武岩浆底侵、壳-幔作用的重要表现形式。新昌儒岙花岗岩及其岩石包体的形成过程可理解为：在晚中生代东亚陆缘区地壳发生伸展减薄活动的构造背景下，幔源玄武质岩浆底垫于下地壳，高热促使壳源物质部分熔融，产生酸性花岗质岩浆。当来自地幔的高温低粘度的玄武岩浆注入到晶粥状态的花岗岩浆中时，由于两种共存岩浆之间存在较大的温度差和粘度差，彼此之间不能发生完全的化学混合形成均一的岩浆，主要表现为机械混合，这种未完全均匀混合的岩浆团块在酸性岩浆中淬冷结晶形成了微粒包体。

在浙东南沿海晚中生代钙碱性花岗岩中，广泛存在暗色微粒岩石包体，如浙江青田地区的青田花岗岩、海溪斑状花岗岩，石前花岗闪长岩及舟山地区的普陀花岗岩等，它们都具有类似的特征和相同的成因。因此岩浆混合作用在浙江沿海、乃至中国东南部晚中生代普遍存在，是中国东南部钙碱性花岗质杂岩及火山岩形成的重要成岩过程。新昌儒岙花岗岩中较大规模的岩石包体群的发现，为深入研究东南沿海玄武岩浆底侵、壳-幔作用、岩浆混合、花岗岩成因等提供了一个新的实例。

本研究获得国家自然科学基金(批准号:40372035) 资助。

主要参考文献：

Ferla P, Meli C. 2006. Evidence of magma mixing in the “Daly Gap” of alkalines suites: a case study from the enclaves of Pantelleria (Italy). Journal of petrology, 47 (8): 1467-1507.

Giampiero Poli and Simone Tommasini. 1999. Ggeochemical modeling of acid – basic magma interaction in the Sardinia – Corsica Batholith: the case study of Sarrabus, southeastern Sardinia,Italy. Lithos, 553-571.

Jean Didier. 1988. 包体研究对认识花岗岩浆起源和演化的意义. 地质科技情报,. 7 (2)（2）： 49-54.

Tepper T H, Kuehner SM. 2004. Geochenistry of mafic enclaves and host granitoids from the Chilliwack batholith, Washington: chemical exchange processes between coexisting mafic and felsic magmas and implications for the interpretation of enclave chemical traits. The Journal of Geology, 112: 349-367.

董传万, 陈小明, 徐夕生, 周新民. 1998. 闽东南晚中生代的岩浆混合作用：平潭火成杂岩的岩石学证据. 自然科学进展, 8 (5): 581-586.

董传万, 彭亚鸣. 1992. 浙江青田花岗岩中岩石包体特征及成因.岩石矿物学杂志, 11 (1): 27-30.

杜杨松, 车勤建, 秦新龙, 楼亚儿. 2003. 花岗质岩石中岩石包体研究的新进展.矿物岩石地球化学通报, 22 (4): 334-339.

徐夕生, 周新民. 1988. 花岗岩类中的岩石包体. 南京大学学报 (地球科学版), (1): 233-241.

张晓琳, 邱检生, 王德滋, 王汝成, 徐夕生, 陈小明. 2005.浙江普陀山黑云母钾长花岗岩及其岩石包体的地球化学与岩浆混合作用. 岩石矿物学杂志, 24 (2): 81-92.

周金城, 张海进, 俞云文. 1994. 浙江新昌早白垩世复合岩流中的岩浆混合作用. 岩石学报, 10 (3): 236-247.

胶东大规模金成矿作用构造－岩浆－流体动力学背景

范宏瑞，胡芳芳，杨进辉，翟明国

(中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029)

胶东金矿集区所在的华北东部在古生代末－早中生代，经南(大别-苏鲁)北(兴蒙)两条东西向碰撞造山带的焊接成为欧亚大陆东缘的一部分，随后强烈卷入到北北东向的滨太平洋构造域，使区内大陆地壳的演化进入了一个崭新的阶段(陆内造山)。这一剧烈的构造体制转折，标志着前中生代盆山系统演化的终结，并奠定了晚中生代至今的华北克拉通基本的构造格局，近年来，我国地球科学家已发现并证实华北东部在中生代前后动力学机制发生过重大转折。

作为对中生代构造转折和岩石圈减薄这一陆内动力学过程的直接响应，华北东部陆壳特别是下地壳物质发生剧烈重组和重熔，壳幔物质大比例的交换和混合，引发了强烈的花岗质岩浆活动，流体作用异常活跃，形成了一个新的岩浆－流体－成矿系统。由此爆发的短时限、高强度、大规模的巨量金属堆积(金成矿作用)，是胶东矿集区金矿形成的根本原因。胶东矿集区内各类型金矿是在同一成矿背景下形成的矿床，与区域内中生代构造体制转折作用有关，也是中生代构造体制转折的表现形式之一。

胶东地区岩石圈减薄是一个连续过程，在侏罗纪晚期(160～140Ma)形成了以玲珑、昆嵛山和滦家河为代表的大面积壳源二长花岗岩，表明当时地壳厚度仍比较大。到白垩纪中期(130～125Ma)，形成了以郭家岭等为代表的相对深源的花岗闪长质岩浆以小岩体或岩株形式侵位。地幔物质的上涌致使地壳拉张和花岗岩体的抬升、去根，形成花岗岩穹隆－拆离构造。随着持续的地幔上隆和壳幔相互作用的发展演化，出现地壳浅表层次的构造作用(如断陷盆地和脆性断裂的形成)，为地幔物质侵位(区域和矿区大量 125～110Ma 的 NNE 和 NE 向基性或煌斑岩墙)及金矿成矿热液的运移和沉淀提供了通道和场所。流体包裹体数据及前人的同位素资料表明，石英脉型和蚀变岩型金矿应该是来源于同一热液源区的流体通过水/岩反应、流体混合等作用矿质卸载成矿的，这两种类型金矿化的热液性质和成矿物理化学条件基本相同，差别只反应在容矿空间的多样性上，是容矿构造中构造岩变形程度不同造成的。因为区域规模的断裂形成早，经历了多期变形的叠加，是每次变形中应力释放的场所，构造岩破碎程度高，其内部空间一般呈连续的弥散状，在成矿热液作用下，发生以交代、渗透作用为主的成矿作用，形成蚀变岩型金矿化。而次级断裂或小规模的断裂活动期次相对较少，构造岩破碎蚀变程度较低，多形成连续或不连续的开放空间，这利于成矿热液充填，形成石英脉型矿化。在区域规模断裂中，一般从中心向外变形程度逐渐降低，因而断裂中心为浸染状矿化，向外渐变为细脉和浸染状矿化，再向外渐变为石英—硫化物细脉状矿化。当然在石英脉的上部或下部，围岩(构造岩)也可以形成蚀变岩型矿化。而在盆地边缘，由于基底与盆地火山－沉积岩的形变差异性，造成了构造层间滑移和破碎，成矿热液沿此通道上升，形成了蚀变岩型特例－层间滑动角砾岩型蚀变矿化。

兴蒙造山带东段斑岩 Cu、Mo 矿的成岩成矿时代

葛文春[1]，吴福元[2]

（1. 吉林大学地球科学学院 长春 130061;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029）

中国东部存在大量斑岩型 Cu、Mo 矿床，其中兴蒙造山带东段大兴安岭地区的多宝山斑岩铜矿和张广才岭的大黑山钼矿是中国东部斑岩型 Cu、Mo 矿床的典型代表。其形成时代对讨论兴蒙造山带东段区域构造演化具有重要意义。

黑龙江省西部的多宝山是东北地区最重要的铜富集区，分布着~10 个铜矿床（点），多宝山铜矿是该区的典型代表，其次是三矿沟铜矿和铜山铜矿。该区的早古生代地层为一套中性火山岩和碎屑岩建造为主的多宝山组和铜山组，而晚古生代地层为泥盆-石炭纪的中酸性火山岩、火山碎屑岩、陆源碎屑岩夹灰岩透镜体。区内花岗质岩石主要由花岗岩、花岗闪长（斑）岩和花岗斑岩组成，其中花岗闪长质岩石多与多宝山和三矿沟铜矿化有密切的成因联系，但铜山铜矿则赋存于早古生代火山岩系之中，可能为火山岩型铜矿。吉林省中部大黑山地区主要由花岗闪长质岩石和早古生代砂板岩和变质中基性火山岩组成，区内花岗闪长质岩石划分为早期不含矿的粗粒花岗闪长岩和晚期含矿的花岗闪长斑岩。

多宝山地区斑岩型铜钼矿的形成时代一直没有定论。多宝山铜矿的形成时代多数学者认为形成于海西期，其同位素年龄为 292 Ma 和 283Ma（杜琦，1988），多宝山花岗闪长岩和花岗闪长斑岩的形成时代主要为 310－256 Ma（赵一鸣等 1997），刘弛等通过激光显微探针确定了多宝山矿的水热成矿时代为 253－220 和 183－162Ma。最近，赵一鸣等（1997）对多宝山和铜山辉钼矿的 Re-Os 同位素测定结果显示，Re-Os 的模式年龄为 521－476 Ma，认为该年龄代表辉钼矿源岩的年龄。本文的年代学结果发现，多宝山斑岩铜矿花岗闪长岩的锆石全部为具有振荡环带的岩浆结晶锆石，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 485±8 Ma，应该反映花岗闪长岩浆结晶年龄。因此，多宝山铜矿的成岩成矿时代为早古生代，而非前人认为的海西期。三矿沟铜矿位于花朵山岩体的西侧，属于矽卡岩型铜矿。与成矿有关的花朵山岩体－角闪黑云母花岗闪长岩（GW04512）和黑云母花岗闪长岩(GW04516)的锆石均显示清晰的岩浆环带结构，其锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为 177±3 和 176±3M a。位于多宝山铜矿东南的铜山铜矿体则产于早古生代蚀变安山岩中。苗来成（2002）对该区蚀变安山岩的 SHRIMP 的测定结果表明，其形成时代为 510Ma，可能代表了铜山铜矿的成矿时代。因此，多宝山地区的铜矿至少存在两次重要的成矿时期，分别为早古生代（510~485Ma）和侏罗纪（175Ma）。

定年结果显示，吉林大黑山钼矿的早期花岗闪长岩(GW04542)和成矿花岗闪长斑岩（GW04530）的锆石 206Pb/238U 年龄分别为 170±3 和 178±3 Ma，代表了花岗闪长岩和花岗闪长斑岩的岩浆结晶年龄，也代表了大黑山钼矿的成岩成矿时代。

根据东北地区花岗岩的时空分布及区域构造演化资料，多宝山地区早古生代铜矿的形成时代与塔河杂岩体的就位时间一致，其形成可能与兴安地块和额尔古纳地块间碰撞后构造背景有关（葛文春等，2005）。东北地区侏罗纪花岗岩总体上具有 NE 向带状分布的特征，并具有类似于活动大陆边缘的火成岩组合，其形成可能与太平洋板块的俯冲作用有关。在这一构造背景下，形成我国东部自北而南分布的乌奴格吐铜矿、弓棚子铜矿、大黑山钼矿、杨家杖子钼矿、小寺沟钼矿和德兴铜矿等侏罗纪斑岩铜钼矿，它们的成岩成矿时间主要介于 182－170 Ma，比长江中下游地区的矽卡岩型铜矿形成约早 40 Ma，构成中国东部大规模的侏罗纪斑岩型铜钼矿带。

In-situ LA-ICPMS U-Pb zircon dating of the Shidong complex and enclaves, western Guangdong, China: implications on the crustal evolution

Geng Hongyan*, Xu Xisheng, Wang Xiaolei

(*State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, P.R. China*)

The Shidong complex, composed of the Shidong complex main body, the Wulong, the Deqing, and the Xinghua body, have the lithology of granitoids. Our previous geochemical studies showed that all these granitoids derived from the Proterozoic crustal basement. In this paper, through in situ LA-ICPMS U-Pb zircon dating, we will address in 1) the report of the Indosinian magamatism with accurate dating, 2) the occurrence of the Proterozoic crustal basement, which could offer direct evidence on the derivation of granitoids in the studied area.

Systematic in situ LA-ICPMS U-Pb zircon dating reveals that the Wulong body has the age of 242±2.3 Ma, being the product of Indosinian; the Deqing and the Xinghua bodies, with the age of 99±2 Ma and 94±1 Ma respectively, are the product of Late Yanshanian (Cretaceous).

In the Cretaceous bodies, i.e. the Deqing and the Xinghua bodies, occurred numerous dark color microgranitoid enclaves. In situ LA-ICPMS U-Pb zircon dating shows that these enclaves can be divided into: the residual enclave and the quenched enclave. The former, ellipse-shaped, developing in the Deqing body, has the age of 244 - 250 Ma, which are also the product of Indosinian. The latter, develop in the Xinghua body, ellipse-shaped or band-shaped, showing obvious interactions with the host rocks, has the age of 93±3 Ma.

Besides, some enclaves, show zircon U-Pb concordant ages of 2523 Ma, 1670 Ma, 1338 Ma, 1130 Ma, 905 Ma, but no younger zircon has been dated, which may belong to the residual Proterozoic basement materials.

* a PhD candidate in the University of Hong Kong at present

东天山黄山-镜儿泉地区幔源岩浆内侵与过铝花岗岩成因*

顾连兴[1,2]，唐俊华[1]，张遵忠[1]，吴昌志[1]，三金柱[3]，

汪传胜[1]，张光辉[1]

（1. 成矿作用研究国家重点实验室(南京大学)，
南京大学地球科学系，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，北京 100083;
3. 新疆有色地质勘查局 704 地质队，839000）

地质学家早已认识到底侵是壳幔相互作用和花岗岩浆生成的重要方式，也是陆壳生长的重要机制。近年来已认识到幔源岩浆可在壳内发生内侵（Pitcher, 1993; Vaughan et al., 1997; Snoke et al., 1999; Gu et al., 1999; Petford, et al., 2000; 马昌前等，2005**），但迄今为止，文献中对内侵这一术语不过是只言片语地提及而已，对内侵体的存在及其对花岗岩浆生成所起作用的实例研究尚罕见。

东天山黄山-镜儿泉一带存在着多个过铝质花岗岩体（图 1）。本文旨在探讨这些过铝花岗岩与幔源岩浆内侵的成因联系。

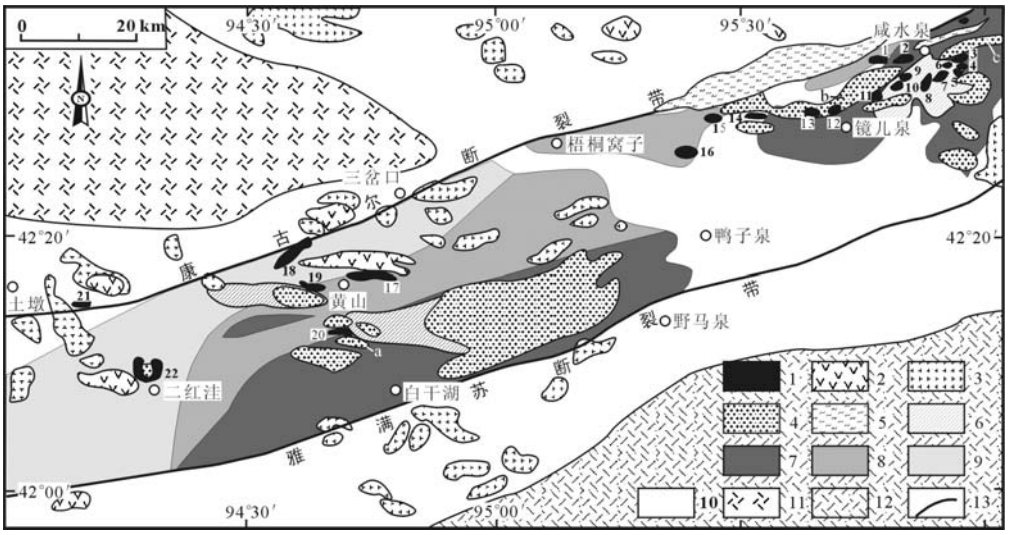


图 1 黄山-镜儿泉地区镁铁-超镁铁岩、花岗岩和变质相分布图。变质相界线据王赐银等（1992）。

1-镁铁-超镁铁岩；2-闪长岩；3-黑云母花岗岩（±角闪石）；4-白云母-二云母花岗岩（a-黄山南，b-镜儿泉，c-图拉尔根沟）；5-片麻状花岗岩；6-混合岩；7-角闪岩相；8-钠长绿帘角闪岩相；9-绿片岩相；10-石炭纪火山-沉积岩；11-吐鲁番-哈密地块；12-中天山地块；13-深断裂带。

*本文为国家自然科学基金项目（40472042, 40672040）和国家重点基础研究发展规划项目（2001CB409802）合作成果。
**马昌前，李建威，续海金，张超. 2005. 大别山晚中生代岩浆大爆发：岩浆底侵和内侵的作用. 全国岩石学与地球动力学研讨会（11 月 14-20 日，杭州）论文摘要：138-139。

1. 区域地质特征

黄山-镜儿泉一带除了发育过铝花岗岩外，还以石炭纪地层的强烈变质、韧性剪切，以及镁铁-超镁铁质小岩体的广泛发育为特征。此带位于一个区域重力布伽异常的南部边缘（马瑞士等，1997）。

1.1 围岩及其变质作用

黄山-镜儿泉过铝花岗岩主要围岩为晚石炭世干墩组砂泥质-碳酸盐建造和梧桐窝子组钠质火山岩建造。这两个组沉积于觉罗塔格岩浆弧北侧的弧后盆地中。该盆地在 300 Ma 前后因觉罗塔格弧与吐-哈陆块碰撞而闭合，并随后进入碰撞后伸展环境。

黄山-镜儿泉一带干墩组和梧桐窝子组的一个突出特点是其变质作用外围地层的不协调性。王赐银等（1992）曾确定，无论黄山还是镜儿泉，发生于二叠纪的变质作用均达到角闪岩相，镜儿泉一带达高级角闪岩相，并出现混合岩化。在这个宽度不过 30 多公里的带上如此强的变质作用，与南侧雅满苏-沙泉子-白干湖和北侧哈尔里克两个带几乎未发生变质的特征成了鲜明对照，表明黄山-镜儿泉地区存在一个二叠纪的热穹隆。

1.2 韧性剪切作用

黄山-镜儿泉地区属于康古尔剪切带的东段。该剪切带的显著特征之一是剪切作用与镁铁-超镁铁岩和花岗岩岩浆活动在时间上具有重叠性。王瑜等（2002）根据克孜尔塔格岩体角闪石和黑云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄测定得出结论，该带的剪切作用主要发生在 276 Ma～254 Ma 期间。据前人不同方法定年结果，镁铁-超镁铁岩年龄分布于 288～269 Ma 之间（秦克章等，2002；毛景文等，2002；Li et al., 2003; Han et al., 2004; Zhou et al., 2004）。最近，作者等将选自黄山西岩体辉长岩中的锆石在澳大利亚塔斯马尼亚大学作了 LA-ICP-MS 法 U-Pb 定年，获得 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄 284.5±2.5 Ma（MSWD=0.32，95%的置信度），与前人资料基本一致。这些年龄表明韧性剪切与镁铁-超镁铁岩浆活动大体同时或较之略晚。

康古尔剪切带的另一个显著特征是沿走向的不均一性。西段康古尔地区镁铁-超镁铁岩体数量较少，过铝花岗岩并不重要，变质作用仅达绿片岩相的黑云母带（徐湘康等，1994），混合岩化不发育，剪切变形以脆-韧性为特征（徐湘康等，1994），花岗岩主要属钙碱性和高钾钙碱性，成矿作用以韧性剪切带型和浅成热液型金矿床为特征。与此成对照的是，东段黄山-镜儿泉地区镁铁-超镁铁岩体成群分布（图 1），过铝花岗岩多处出现，变质作用普遍达到角闪岩相，在镜儿泉地区可达高级角闪岩（王赐银等，1992），混合岩化广泛出现，剪切变形以韧性为特征。东、西两段的这些差异表明在剪切带形成期间，东段比西段具有更高的地温梯度。顾连兴等（2006）曾推测，这一带的变质作用和韧性剪切深度可能不超过 7～8 km。

1.3 镁铁-超镁铁岩浆活动

黄山-镜儿泉一带分布着 20 多个镁铁-超镁铁岩体（图 1），其中相当一部分产有铜镍硫化物矿床。研究表明，这一带的镁铁-超镁铁岩具有如下特征：1）这些岩体规模均较小，最大者不足 10 km^2，小者只有几平方米。2）岩体与围岩呈侵入接触关系，围岩受到明显热变质而形成各种成分的角岩，而镁铁-超镁铁岩的边部有时受到围岩的强烈同化混染。3）有些

岩体受到区域剪切作用的显著影响（如黄山东、香山、咸水泉南等），而另有些岩体（如黄山西）则影响甚微。作者等的新近研究表明，黄山东岩体中岩浆固结阶段形成的剪切带还控制了岩体中颇具规模的热液铜镍矿体（17 号矿体）的形成。4）岩石类型复杂，侵位具有多期性，有些岩体具有堆晶层理（如黄山西）。5）超镁铁岩岩石化学 m/f 平均值均小于 6.5[m/f=$(Mg^{2+}+Ni^{2+})/(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn^{2+})$]，属于吴利仁（1963）所划分的铁质超镁铁岩，而镁铁岩的成分投影则主要落入拉斑玄武岩区。6）同位素年龄均属二叠纪，表明这些岩体是在东天山大陆主碰撞期（300±10 Ma，Li et al., 2003）以后幔源岩浆活动的产物。

2. 过铝花岗岩特征

2.1 分布及地质特征

黄山-镜儿泉一带过铝花岗岩以二红洼、黄山南、镜儿泉和图拉尔根沟岩体（图 1）为代表。这些侵入体在空间上与镁铁-超镁铁岩密切相伴。二红洼和镜儿泉岩体直接侵入在镁铁-超镁铁岩中，有些地段将之切割成孤岛状残留体。在接触部位镁铁-超镁铁岩可受到强烈蚀变。二红洼和黄山南白云母花岗岩体未受显著剪切变形，镜儿泉和图拉尔根沟岩体也只是局部地受到剪切，表明过铝花岗岩侵位时康古尔剪切带的活动已近尾声。

2.2 岩石学、地球化学和成矿特征

二红洼、黄山南和镜儿泉岩体的岩性为白云母花岗岩，图拉尔根沟岩体为二云母花岗岩。这些岩体均含有不等量的粉红色至浅棕色石榴子石。黄山南、镜儿泉和图拉尔根沟三个岩体的岩石化学 ACNK 值为 1.02～1.27，在 ANK～ACNK 值投影图中均落入过铝花岗岩区，稀土元素配分曲线均为轻稀土富集型，但铝过饱和度、LREE/HREE 和铕亏损特征不但在不同岩体中有显著差异，即使在同一个岩体中也有明显变化（图 2）。根据我们最近在中国科学院地质地球物理研究所所作的测定，黄山南(t=259 Ma)和镜儿泉岩体(t=260 Ma)的 $\varepsilon_{Nd}(t)$分别为+5.5 和+6.5，ε_{Sr} 分别为-84.7 和-18.2，表明其源岩为来源于亏损地幔的初生地壳岩石。

在镜儿泉白云母花岗岩中产有含绿柱石、锂辉石和锂云母的伟晶岩矿床。

2.3 同位素年龄

Gu et al.(1996)和车自成等(1989) 分别测得镜儿泉白云母花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄 260.2±6.2 Ma 和 260±6 Ma。最近，我们在西北大学大陆动力学国家重点实验室用锆石 La-ICP-MS U-Pb 法对黄山南岩体作了定年，获得其 9 个测点的谐和年龄为 258.8 Ma (MSWD=16)，$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 259.9±1.4 Ma (MSWD=0.86)，而另外 6 个测点的谐和年龄为 300.1 Ma (MSWD=1.3)，$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 300.3±1.6 Ma (MSWD=0.27)。该岩体的年龄中，较新的数值应代表岩体侵位年龄，而较老的数值则可能代表源岩的残留锆石年龄。因此，镜儿泉和黄山南两个过铝花岗岩侵位于二叠纪晚期，其时代晚于伴生的镁铁-超镁铁岩大约 20 Ma，其中黄山南岩体的源岩可能为晚石炭统梧桐窝子组火山岩地层。

3. 讨论和结论

形成时代相近的高级角闪岩相变质作用、混合岩化，以及较浅层次的韧性剪切，表明黄

山-镜儿泉地区存在一个二叠纪的热背斜。该热背斜决非那些规模甚小的镁铁-超镁铁岩所能引起，因此可以推测在目前地表一定深度之下的地壳中存在一个幔源岩浆内侵体。正是这个内侵体造成了不同成份地壳岩石的部分熔融，形成了该区的过铝花岗岩浆和 Li、Be 等稀有金属矿床。产生于不同源岩、不同熔融条件的岩浆的分异演化和混合，造成了不同花岗岩体之间，乃至同一岩体不同部位岩性和地球化学的变异。与内侵有关的变质作用和部分熔融所释放出的流体和熔体改造经过韧性剪切的地壳岩石，即形成了片麻状花岗岩。黄山-镜儿泉内侵体形成于碰撞后伸展环境，可能与底侵体相伴产出，而众多的镁铁-超镁铁岩则是底侵和内侵岩浆在地壳浅部的显示。过铝花岗岩与镁铁-超镁铁岩之间大约 20 Ma 的时差代表了从内侵开始到花岗岩浆生成、上升和固结所需的时间。所以，内侵是壳幔相互作用、壳源岩浆生成和陆壳垂向生长的重要机制。

黄山-镜儿泉地区的研究表明，幔源岩浆内侵体可以通过如下地质特征的组合来识辩：1）反映壳内高密度和高磁性体的区域重、磁异常；2）与外围地区不协调的高级变质作用；3）形成于较浅层次的韧性剪切带；4）在韧性剪切带基础上形成的片麻状花岗岩；5）代表地壳岩石部分熔融的块状过铝花岗岩；6）与改造型花岗岩有关的稀有金属矿床。

主要参考文献：

Gu LX, Hu SX,Chu Q, Yu CS and Xiao XJ. 1999. Pre-collision granites and post-collision intrusive assemblage of the Kelameili-Harlik orogenic belt. Acta Geologica Sinica (English edition), 73(3): 316 – 329.

Gu LX, Yang H, Yan ZF, Liao JJ. 1996. Geology and genesis of peraluminous granites in East Tianshan Upper Paleozoic island arc belt. Chinese Journal of Geochemistry, 15(1): 33 – 43.

Han BF, Ji JQ, Song B, Chen LH, Li ZH. 2004. SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni bearing mafic and ultra-mafic complexes, North Xinjiang, and geological implications. Chinese Science Bulletin, 49(22): 2424 – 2429.

Li JY Xiao WJ, Wang KZ, Sun GH, Gao LM. 2003. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolugion of Eastern Xinjiang, NW China. In: Mao, Goldfarb, Seltmann, Wang, Xiao & Hart (eds), Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. Proceedings Volume of the International Symposium of the IGCP-473 Project in Urumuqi and Guidebook of the Field Excursion in Xinjiang, China: August 9-21, IAGOD Guidbook Series 10: CERCAMS/NHM London, 31-74.

Petford N, Cruden AR, McCaffrey KJW, Vigneresse JL. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature, 408(7): 669 – 673.

Pitcher WS. 1993. The nature and origin of granites. Blackie Academic & Professional, London. 1 – 321.

Snoke AW, Kalakay TJ, Quick JE, Sinigoi S. 1999. Development of a deep-crustal shear zone in response to syntectonic intrusion of mafic magma into the lower crust, Ivrea–Verbano zone, Italy. Earth Planet. Sci. Lett., 166: 31 – 45.

Vaughan APM, Wareham CD, Millar I.L. 1997. Granitoid pluton formation by spreading of continenetal crust: the Wiley Gracier comples, northwest Palmer Land, Antarctica. Tectonophysics, 283: 35 – 60.

Zhou MF, Lesher CM, Yang ZX, Li JW, Sun M. 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, Eastern Xinjiang, Northwest China: implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt. Chem Geol., 209: 233-257.

顾连兴，顾连兴，张遵忠，吴昌志，王银喜，唐俊华，汪传胜，郗爱华，郑远川．2006．关于东天山花岗岩与陆壳垂向增生的若干认识．岩石学报，22(5): 1103-1120.

马瑞士、王赐银，叶尚夫．1993．东天山构造格架与地壳演化．地质出版社：225pp．

毛景文，杨建民，屈文俊，杜安道，王志良，韩春明．2002．新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义．矿床地质，21（4）: 323-330.

北京西山房山岩体岩浆底辟构造及其地质意义

何 斌[1]，徐义刚[1]，王雅玫[2]，韦必则[2]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室，广州 510640;
2. 中国地质大学，武汉 430074 ）

花岗质岩浆的上升定位机制是地球科学中的一个古老的地质难题。岩浆底辟是指岩浆上升或上拱并发展成“刺穿”性强力挤入围岩的一种作用，作为岩浆上升和定位的理论之一，上世纪 90 年代以来受到广泛的质疑。本文通过对北京西山房山岩体边缘围岩构造、变形和应变的研究，厘定出岩体边缘的高温剪切带、周缘向斜、呈穹状分布陡倾的线理和面理，并结合对西山区域构造事件分析后提出房山岩体为典型的岩浆底辟构造（Hot-Stokes Diapir）。

主要依据有：（1）房山岩体边缘围岩发育一条宽 1km 左右圆环形高温剪切带，带中岩石遭受高温热动力变质作用，形成各种糜棱岩和构造片岩。剪切带内地层发生强烈减薄（可达 90％）和缺失；拉伸线理和小褶皱枢纽陡倾并呈穹状分布，各种运动学标志表明剪切带的运动方向为岩体向上围岩向下的垂向运动。在高温剪切带以外地区，地层厚度基本稳定，拉伸线理和小褶皱枢纽为近水平的 SW-NW；（2）岩体周围发育一个环状分布的周缘向斜，由东岭子、凤凰山、北岭和太平山向斜组成。周缘向斜靠岩体一侧岩层产状近于直立，甚至倒转；而远离岩体的另一侧岩层产状较缓，向斜均没有与之对应的背斜。这些特征说明向斜可能是房山岩体底辟上升过程中围岩相对下降拖曳下形成的；（3）在房山岩体北部边缘出现一条宽 30-300m 的混合岩化带，通过详细的野外和室内薄片研究，不仅确定北缘存在这样一条混合岩化带，而且在构造上表现为一高温剪切带，长石发生塑性变形，带中闪长岩脉也遭受片理化；（4）岩体的平面形态为近似圆形，岩体与围岩整合接触，岩体具有明显的成分和结构分带。上述观察事实与国际上公认的岩浆底辟物理和数值模拟所预测的十分相似。

这项研究不仅证实了岩浆底辟的存在，而且对理清北京西山地区的地质构造格架和演化序列具有十分重要的意义。作者认为北京西山房山地区可能不存在变质核杂岩；房山岩体边缘的关坻太古宙杂岩是基底岩石随岩体底辟流动上升带到地壳上部的；原先确定的一些印支期“剥离断层”是房山岩体岩浆底辟的刺穿构造或围岩高温剪切作用造成的地层缺失；太平山和凤凰山等向斜是岩体底辟过程中围岩拖曳下形成的周缘向斜。

胶东文登长山南石英二长岩岩浆混合成因

胡芳芳，范宏瑞，杨进辉，翟明国

（中国科学院地质与地球物理研究所 岩石圈演化国家重点实验室和矿产资源研究重点实验室，北京 100029）

胶东昆嵛山杂岩体东南部的文登长山南石英二长岩体内发育有大量闪长质包体，为探讨其源区特征及成因提供了可能。这些闪长质包体大小不一(几 cm 至几 m)，长径一般在十～数十 cm，有些长径达数 m。包体颜色较寄主岩深，粒度细，与寄主岩呈突变关系，无冷凝边和烘烤边。包体在岩体中分布不均匀，约占岩体总面积的 10%～20%，多为椭圆形或纺锤形，定向性好，有的包体沿岩浆流动方向被拉长，反映了岩浆侵位时局部呈液态或半固态(Vernon et al., 1988)。部分包体中包有与寄主岩相似的钾长石斑晶。

分别采集了新鲜的石英二长岩(04R008)及其中的闪长质包体(04R009 和 03R078)样品，从中分选出可供 LA-ICPMS U-Pb 测试的锆石。石英二长岩(04R008)中锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 114 ± 1 Ma(2σ, MSWD=0.6)，闪长质包体(04R009、03R078)中锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 114 ± 1 Ma(2σ, MSWD=4.2)，这两个年龄在误差范围内完全一致，说明石英二长岩及其中的闪长质包体是同时形成的。

包体和寄主岩石具有相似的矿物组合，主要矿物都为斜长石、钾长石、石英、黑云母及角闪石组成，但铁镁质矿物及斜长石含量明显比寄主岩石高，而石英和钾长石含量低于寄主岩石；镜下包体具有明显的不平衡反应结构，针状磷灰石的广泛发育说明岩浆侵位过程中曾经历过快速冷凝阶段。对闪长质包体和寄主岩石英二长岩中的斜长石、角闪石、黑云母和辉石进行了电子探针分析，结果表明包体中斜长石、黑云母和角闪石的化学组分与寄主岩中的非常相似，表明包体和寄主岩石至少已经达到了局部平衡(Allen, 1991)。

在地球化学特征上，包体和寄主岩石都富集大离子亲石元素和轻稀土元素，亏损高场强元素，并具有相近的 Sr、Nd 同位素组成，I_{Sr} 为 0.70784～0.70818，ε_{Nd} 为-15.0～-15.5，表明两者可能来自均一的岩浆源区。在 I_{Sr}-$\varepsilon_{Nd}(t)$图上，包体和寄主岩石的投影点都落在胶东地区早白垩纪钙碱性煌斑岩(Guo et al., 2004)和基性脉岩范围内，但完全不同于昆嵛山杂岩体中形成时代为 160～130 Ma 的二长花岗岩 Sr-Nd 同位素特征。

文登长山南闪长质包体与寄主岩具有相似的微量元素、稀土元素及 Sr 和 Nd 同位素特征，但主量元素和 Hf 同位素却有差异：包体和寄主岩石的主量元素在相关图上呈明显的线性关系，呈现出典型的岩浆混合或结晶分异演化趋势；闪长质包体的 ε_{Hf}(114Ma)值为-15.1～-11.6；寄主石英二长岩的 ε_{Hf}(114Ma)值除了一个较高值(-9.6)外，主要集中在-16.8～-13.3，可以看出两者锆石 Hf 同位素组成有大部分的重叠，似乎是锆石在岩浆混合(熔体中 Hf 同位素达到平衡)之后结晶所致，包体中部分锆石呈现不同的 Hf 同位素组成则反映它们可能是从岩浆混合前的基性岩浆中结晶出来的，从而保存了原始岩浆的部分特征。所以，锆石 Hf 同位素组成的不均一性表明寄主岩和闪长质包体可能不是同一种岩浆演化的产物，至少可能存在两种不同性质的岩浆参与了成岩作用。寄主岩中的锆石和闪长质包体中与寄主岩 CL 图像

相似的锆石，其 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 初始值都较低，最低的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值都偏向昆嵛山晚侏罗世花岗质岩石中锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$平均值(-22.9±1.2)，显示了其壳源成因；然而，闪长质包体和寄主岩中部分锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 初始值较高，其 $\varepsilon_{Hf}(t)$值接近于富集岩石圈地幔的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值(-9.0±0.7，杨进辉等未发表数据)，表明可能有幔源物质参与了成岩作用。

岩石学和锆石 Hf 同位素特征表明文登长山南岩体在成岩过程中发生了镁铁质岩浆和长英质岩浆的混合作用。在岩浆混合过程中，全岩 Sr、Nd 同位素和晚期生成的矿物组成比较快速地达到了均一化，而主量元素和高温矿物锆石 Hf 同位素组成则残留了原始岩浆的部分特征。研究表明，锆石 Hf 同位素在岩浆混合作用过程中不容易达到同位素平衡，其同位素组成比全岩 Sr、Nd 同位素更能有效地示踪混合岩浆的源区特征和岩浆混合过程。

主要参考文献：

Allen C M. 1991. Local equilibrium of mafic enclaves and granitoids of the Turtle pluton, southeast California: Mineral, chemical, and isotopic evidence. American mineralogist, 76: 574 – 588.

Griffin W L, Wang X, Jackson S E, Pearson N J, O'Reilly S Y, Xu X S, Zhou X M. 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 M, Wang Y J, Zhang M. 2004. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. Lithos, 78: 291 – 305.

Holden P, Halliday A N, Stephes W E. 1987. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. Nature, 330: 53 – 56.

Lesher C E. 1990. Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. Nature, 344: 235 – 237.

Scherer E E, Cameron K L, Blichert-Toft J. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64: 3413 – 3432.

Vernon R H, Etheridge M A, Wall V J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. Lithos, 22: 1 – 11.

汪相, W L Griffin, 王志成, 周新民, 汪传胜. 2003. 湖南丫江桥花岗岩中锆石的 Hf 同位素地球化学. 科学通报, 48 (4): 379 – 382.

江苏东海片麻状碱性花岗岩的地球化学及其构造指示意义*

胡 建，邱检生，王汝成，蒋少涌，倪 培，于津海

（南京大学地球科学系及成矿作用研究国家重点实验室，南京，210093）

在大别-苏鲁造山带内，80%以上为遭受强烈角闪岩相退变质作用改造的花岗质片麻岩所占据（刘福来等, 2004）。已有的定年资料表明，这些岩石原岩的年龄主要集中在 700~800 Ma，峰期年龄是~750Ma（Zheng et al., 2003）。近年来，越来越多的学者注意到这些花岗质片麻岩中的部分岩石具有 A 型花岗岩的特性，并将它们与晚元古时期 Rodinia 超大陆的裂解联系起来。因此，这套岩石的系统研究对于深入认识大别-苏鲁造山带在晚元古代时期的构造演化具有重要意义。本文以苏北东海地区含碱性铁镁矿物的片麻状花岗岩为对象，通过矿物化学和元素地球化学的系统研究，阐明了这套岩石的成因类型归属，并探讨了其构造指示意义。

东海片麻状碱性花岗岩均侵入于新太古代－古元古代变质表壳岩中（东海岩群），后遭第四系地层覆盖，基岩出露不佳，典型岩体包括房山、虎山、牛山、驼峰、磨山和宋山等。该套岩石特征矿物组合主要为石英+钠-更长石+钾长石+铁质或钠铁质角闪石+霓（辉）石+少量黑云母。其中角闪石可细分为二类，一类具有相对偏低的硅、钠和钛含量，以及较高的钙和铝含量，这类角闪石多见于房山和宋山岩体中，具淡黄绿-墨绿多色性；另一类则具有相对较高的硅、钠和钛含量，以及偏低的钙和铝含量，它们主要发育于牛山岩体中，多色性为淡黄绿-深蓝绿。二类角闪石均具有富铁贫镁的特征，按 Leak et al.（1997）提出的角闪石分类方法，第一类角闪石应属绿钙闪石（hastingsite），而第二类角闪石则属亚铁钠闪石（arfvedsonite）。在东海牛山、驼峰和磨山岩体中发育有数量不等的霓（辉）石。这些碱性辉石极富铁贫镁，且富钠贫钙，可归为 Na 质辉石亚类（Morimoto et al., 1988）。在 WEF-Jd-Ae 三元分类图解上，样品点均投影在霓石-霓辉石区域，明显区别于以围岩或捕虏体形式存在的榴辉岩中的绿辉石，因为后者往往具有相对偏高的钙、铝、镁含量，而钠、铁含量则较前者低。上述暗色矿物均以不规则状断续条带分布，与长英质矿物定向条带相间，构成片麻状构造。

地球化学上，该套岩石具有富硅（SiO_2= 73.43%~77.38%）、富碱[ALK（K_2O+Na_2O）= 8.19%~9.53%]、富铁贫镁[$FeO^*/(FeO^*+MgO)$= 0.83~0.94]的特征。岩石过碱指数（AKI 值）为 0.99~1.22，铝饱和指数（A/NKC 值）小于 1.0，在 A/CNK-A/NK 图解上，所有样品点投影在准铝-过碱区域，表现出过碱性 A 型花岗岩的化学组成特征。在微量元素方面，东海地区片麻状碱性花岗岩主要富 Rb、Th、U、Pb，贫 Sr、P、Ti。相对原始地幔标准化蛛网图上，Sr、P、Ti 呈显著的“V”型谷，指示原岩成岩过程中应存在较显著的斜长石、磷灰石和钛铁矿等矿物的分离结晶。东海地区片麻状碱性花岗岩的稀土总量变化较大，ΣREE= 71×10^{-6}~558×10^{-6}，除个别样品外，所有样品均表现出轻稀土富集的特征，$(La/Yb)_N$= 2.08 ~ 17.89，其中轻稀土分馏较重稀土更加明显，$(La/Sm)_N$ 和 $(Gd/Yb)_N$ 比值分别为 2.04~6.16 和 0.91~2.47。铕元素中-强亏损，δEu=0.12~0.66，表明经历了较为显著的斜长石分离结晶作用。岩石的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线呈明显右倾斜型，与典型 S 型花岗岩常表现出的

*本文为国家重点基础研究发展规划项目（2003CB716507）、国家创新研究群体科学基金项目（40221301）和教育部新世纪优秀人才支持计划项目（NCET-04-0459）联合资助成果。

“海鸥型”稀土配分形式有较明显的差别，而相似于典型的 A 型花岗岩（Qiu et al., 2004）。

东海片麻状碱性花岗岩以含典型亚铁钠闪石和霓（辉）石等碱性铁镁矿物为主要特征，过碱指数（AKI 值）也基本在 1.0 以上，富 Ga，10^4×Ga/Al 值大（=2.76~5.15），Y、Zr、Hf 等高场强元素的含量高，利用 Whalen et al.（1987）提出的以 Ga/Al 比值为基础的多种图解进行判别，样品点均投影在 A 型花岗岩区。在区分 A 型花岗岩与分异的 I 型、S 型花岗岩的有关判别图解上，样品点也均落在 A 型花岗岩区。按 Watson & Harrison（1983）方法计算锆石饱和温度表明，东海地区片麻状碱性花岗岩的成岩温度变化于 801℃~956℃（平均值为 875℃），与 A 型花岗岩中过碱性亚类的锆石饱和温度极为接近（平均值为 883℃，刘昌实等, 2003），而显著高于典型的 I 型和 S 型花岗岩（平均值分别为 781℃和 764℃，King et al., 1997），较之铝质 A 型花岗岩（平均值为 800℃，刘昌实等, 2003）也偏高，因此，这套岩石应属于过碱性 A 型花岗岩。

A 型花岗岩岩石学亚类的进一步划分是上世纪 90 年代以来这类岩石的研究热点之一，如 Eby（1992）区分出 A1 与 A2 两类构造环境和来源不同的 A 型花岗岩，A1 组以其元素比值与洋岛玄武岩相似为特征，岩浆来源于地幔并产于大陆裂谷或地幔热柱、热点环境；A2 组类似平均地壳及岛弧玄武岩，岩浆起源于地壳或由岛弧岩浆派生，产于碰撞后或造山期后的张性构造环境。洪大卫等（1995）也认为，A 型花岗岩至少可分成非造山（AA）和后造山（PA）二类，并指出拉张规模和深度的不同是产生非造山和后造山 A 型花岗岩的重要原因。将东海片麻状碱性花岗岩投影在 Y/Nb-Rb/Nb 和 Y/Nb-Ce/Nb 图解上，可以看出，它们均投影于 A2 区。同样，在 Nb-Y-Ce 及 Nb-Y-3Ga 三角投影图上，样品点也落在 A2 区域，显示岛弧玄武岩（IAB）的亲缘性。结合岩石具显著的 Nb、Ta、Ti 亏损特征，表明它们残存有先期“弧”岩浆作用产物的地球化学印记，应形成于后造山的伸展引张环境。

中-新元古代时期（1.3~0.8Ga），一个全球性的超级大陆（Rodinia）逐渐形成并随之裂解（Lindsay et al., 1987；McLelland et al., 1996；Meert & Torsvik, 2003）。近年来，针对上述大陆拼合-裂解机制的探讨方兴未艾，成为国内外前寒武纪地质研究的一个热点。作为 Rodinia 超大陆的重要组成部分之一，扬子陆块周边新元古代岩浆活动频繁，岩石成因类型多样。对此，前人研究并总结出俯冲-碰撞-伸展-裂解这样一套具“威尔逊旋回”特征的地球动力学过程，认为约 1000~880 Ma 是 Rodinia 超大陆聚合过程中洋壳消减俯冲及陆-陆碰撞的阶段，以出现岛弧岩浆作用和同碰撞 S 型花岗岩为特征（Ling et al., 2003；陆松年等, 2004；张成立等, 2004；王涛等, 2005；吴荣新等, 2005；王超等, 2006）。到 825 Ma 左右，受地幔柱（或超级地幔柱）事件影响（Li X H et al., 2003），超大陆发生裂解，岩浆活动愈趋频繁，在成岩时序上表现为两个峰期，分别为 830~795 Ma 前裂谷岩浆活动（pre-rift magmatism）和 780~745 Ma 同裂谷岩浆活动（syn-rift magmatism）（Li Z X et al., 2003）。Zheng et al.（2004）对大别-苏鲁地区大范围片麻状花岗岩的研究表明，这些花岗岩在成岩过程中均伴有大规模水-岩反应并普遍具有亏损的氧同位素特征，认为它们为裂谷岩浆作用的产物。然而，就东海片麻状碱性花岗岩而言，它们成因上属后造山 A2 亚型，地球化学上具有 Nb、Ta、Ti 亏损特征，残存有先期“弧”岩浆活动产物的印记，明显区别于同裂谷阶段形成的碱性花岗岩，后者常显著富集高场强元素。为此，我们认为东海片麻状碱性花岗岩应形成于从碰撞造山转向伸展塌陷（collapse）的最早阶段，它们的出现标志着碰撞造山作用的结束。国外也有类似的实例报道，如埃塞俄比亚西部的 Homa 岩体为典型的含碱性铁镁矿物的片麻状过碱性花岗岩, 被认为可能起源于晚元古代因造山作用崩塌（collapse）而引起的陆下岩石圈地幔的减压熔融（Kebede & Koeberl, 2003）；赞比亚 Lufilian Zambezi 带新元古片麻状 A 型花岗岩被认为形成于大陆裂谷最初期的引张环境（Katongo et al., 2004）。因此，东海地区片麻状碱性花岗岩的准确厘定，不仅为苏鲁造山带在晋宁期从碰撞造山转向伸展塌陷提供了可靠的岩石学证据，而且对深入认识并细化 Rodinia 超大陆的裂解机制也是一个有益的补充。

华南不同成因类型花岗岩的成岩-成矿作用差异*

华仁民，张文兰，姚军明，陈培荣

（南京大学成矿作用研究国家重点实验室，花岗岩火山岩及成矿理论研究所，南京大学地球科学系，南京 210093）

华南地区是我国重要的有色、稀有和贵金属矿产资源产地。大量研究成果表明，华南的大规模金属成矿作用，与各种花岗岩类、尤其是中生代花岗岩类有密切的成因关系。上世纪70-80 年代，与国际上一些学者提出 S 型和 I 型、钛铁矿系列和磁铁矿系列花岗岩基本同时，国内学者主要针对华南地区广泛发育的花岗岩类也提出了若干成因分类的方案，其中以徐克勤等提出的（大陆地壳）改造型和（过渡地壳）同熔型这两个成因系列最具有代表性。

随着研究的不断深入，对花岗岩类的物质来源及形成方式也有了许多新的认识。从物质来源的角度来看，除了数量相对较少的幔源花岗岩外，世界上大部分的花岗岩不是地壳来源就是壳-幔混合来源。从形成方式来看，壳源花岗岩主要由较为成熟的大陆地壳物质的熔融或部分熔融而生成，尽管这一熔融可能直接受到地幔上隆的影响，但是地幔主要是提供了熔融所需的热量而不是物质来源。而壳-幔混合来源的花岗岩类则或多或少地有地幔物质成分的参与。

华南不同成因的花岗岩类在成矿作用上的差异也是相当明显的，前人对此已经有大量的研究成果。笔者等曾把华南与花岗岩类有关的矿床归结为几个主要的成矿系统，其中最主要是：（1）与陆壳重熔型花岗岩类有关的钨锡铌钽稀有金属及铀成矿系统，在华南，它们主要分布在扬子板块以东南的加里东造山带，尤其是南岭及其周边地区。（2）与（壳-幔混合来源的）钙碱性火山-侵入花岗质岩浆活动有关的“斑岩-浅成热液金-铜成矿系统”，主要与 Cu、Pb-Zn、Au、Ag 等金属的大规模成矿作用有关；在华南，它们主要分布在东南沿海地带、长江中下游、陆内的板块-地体结合部位及断裂拗陷带。

笔者等近年来在研究工作中发现，华南地区两种不同类型花岗岩在成岩-成矿的时间跨度上也有相当明显的差异。

1. 陆壳重熔型花岗岩类的成岩-成矿作用之间存在明显的时间差

如果把与花岗岩有关的成岩-成矿作用作为一次事件，那么，对于许多陆壳重熔型花岗岩类来说，这一事件延续的时间相当长；其实质是，花岗岩类的成岩作用与相应的成矿作用之间存在着较为明显的时间差。南岭地区中生代陆壳重熔型花岗岩类的侵位在燕山中期的160Ma左右达到高潮，但与其相关的W、Sn、Nb-Ta等金属成矿作用却明显滞后，主要发生在150~138Ma。

以赣南西华山钨矿为例，剔除早年跨度较大的K-Ar法测年数据，西华山花岗岩的成岩年龄数据集中在157~150Ma。而目前较为可靠的西华山钨矿成矿年龄是李华芹等所测定的萤石Sm-Nd等时线年龄为137.4±3Ma，黑钨矿Sm-Nd等时线年龄为139.2±2.8Ma，而石英中流体包裹体的Rb-Sr等时线年龄则为139.8±4.5Ma，三者相当一致，表明西华山钨矿的成矿年龄应在139 Ma左右。依据这个年龄，那么西华山钨矿的形成比西华山花岗岩至少要晚10多个百万年。

赣南大吉山花岗岩中与钨成矿关系较密切的中细粒白云母碱长花岗岩的年龄为 161Ma。

*国家自然科学基金项目（40572057）资助。

而笔者等对采自大吉山黑钨矿石英脉中的两件云母进行的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 快中子活化法测年结果分别为 144Ma 和 147Ma，比大吉山白云母花岗岩年龄晚了 10 多个百万年。

湘南的骑田岭花岗岩目前较可靠的年龄为 157~161 Ma。但是，近年来有发表的芙蓉锡矿白腊水矿石 Rb-Sr 等时线年龄为 136 Ma， 10 号矿脉的 Rb-Sr 年龄为 137±5 Ma，19 号矿脉的 Rb-Sr 年龄为 133±15 Ma 等；比花岗岩的成岩年龄晚了 10Ma 以上甚至 20Ma 以上。

湘南的黄沙坪矿床，与成矿关系密切的花岗斑岩的年龄是 161.6±1.1Ma，而黄沙坪矿床的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 154.8±1.9Ma，二者之间也有 7Ma 的时间差。

在桂北姑婆山，笔者等用 LA-ICPMS 测定的姑婆山各单元花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 167~161Ma；而最近测定的与姑婆山花岗岩体有关的烂头山锡矿的成矿年龄（Rb-Sr 等时线法）为 136Ma，比相关的岩体年龄晚 20 多个百万年。

由此看来，南岭地区陆壳重熔型花岗岩类成岩作用与相关的成矿作用之间存在较长的时间差并不是个别、偶然的现象，而是带有一定的普遍性。

对于这种成岩-成矿时间差，人们一般解释是由于要经历花岗岩浆冷凝、挥发份聚集、热液运移、金属矿物沉淀等较漫长的过程而造成的。但是笔者认为，一般来说这一时间不会很长，而本文所列举的花岗岩类与相关成矿作用之间 10~20Ma 以上的时间差已经不能用正常的岩浆-热液过程来解释了；它所反映的，可能是陆壳重熔型花岗岩类与成矿作用二者在物质来源、形成背景和条件等方面的根本性差异。

2. 壳-幔混源的钙碱性浅成花岗岩类基本上没有成岩-成矿时间差

华南地区中生代壳-幔混源的钙碱性浅成花岗岩类主要分布在华南的东部地区，属于中国东部中生代火山-侵入岩带的一部分。这类岩浆活动的重要特征之一就是火山岩与浅成侵入岩的密切共生。它们大多是富钾的，与它们有关的成矿作用包括斑岩型铜（金）及银多金属矿床、浅成热液金（铜）矿床、以及介于二者之间的“中成热液”多金属矿床，以及其他一些被称为“陆相火山岩型”的矿床。这类岩浆活动的产物还常形成一些夕卡岩型矿床。华南与这类花岗岩有关的矿床主要形成于燕山早期的 180~170 Ma 和燕山晚期的 140~95 Ma 这两个阶段。

研究表明，这一成矿系统（尤其是斑岩型矿床）的成矿物质主要来源于岩浆岩本身；而且总体来说，成矿流体中岩浆挥发组分是非常重要的。与陆壳重熔型花岗岩明显不同，这类壳-幔混源的花岗岩类与其伴随的成矿作用之间基本没有时间上的差距。

以著名的江西德兴斑岩铜矿为例。目前为止发表的铜厂等花岗闪长斑岩的年龄数据均在 180~170 Ma，最近的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 171±3Ma。而德兴斑岩铜矿的辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 170.4±1.8Ma，与花岗闪长斑岩的年龄基本一致。

湘南的宝山铜多金属矿床与其成矿主岩——宝山花岗闪长斑岩的年龄也相当一致。宝山花岗闪长斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 173.3±2.9Ma；而笔者等最近用黄铁矿 Rb-Sr 等时线法测定的宝山成矿年龄为 174.4Ma。

除了华南以外，其他地区这类岩石的成矿作用也同样如此。例如我国西部的玉龙斑岩铜矿带，据报道，对该带 5 个赋矿斑岩体的 300 多个锆石年龄测定结果为 40.9~37.1Ma；而辉钼矿 Re-Os 年龄为 36~35 Ma。近年来我国在西藏发现了规模巨大的冈底斯斑岩铜矿带并进行了一定程度的研究，现有成果表明，含矿岩体（二长花岗斑岩、石英二长斑岩）的年龄为 17.6~14.5 Ma，而由不同作者测定的若干典型矿床的 40 件辉钼矿 Re-Os 年龄为 16.7~13.6 Ma，岩体年龄与成矿年龄是一致的。

3. 讨论与结论

陆壳重熔型花岗岩与有关的成矿作用在物质来源上是有差异的。许多矿床的成矿物质不象成岩物质的来源那么简单。近年来大量研究表明，华南尤其是南岭地区中生代陆壳重熔型花岗岩类具有较高的 Isr 值、较低的 εNd、较古老的 Nd 模式年龄，它们的成岩物质主要地都是来源于该地区的基底岩石。这些壳源花岗岩所含有的较丰富的 W、Sn、Bi、Mo、Nb、Ta、REE、U 等成矿元素主要也来源于基底岩石。然而，参与成矿作用的其他物质和组份，例如成矿流体的来源，就要复杂一些了。以华南花岗岩型铀矿床为例，目前已普遍认同，铀主要来源于印支期花岗岩，归根结底是来源于地壳；但是参与成矿的流体则有相当部分是来源于地幔。一些作者还强调了幔源 CO_2 是铀成矿过程中必不可少的组分。

除了铀的成矿作用与地幔物质密切相关外，南岭地区与燕山期陆壳重熔型花岗岩有关的 W、Sn 及其他稀有金属的成矿作用也显示出地幔物质参与的特征，例如发育与成矿时间相近的基性岩脉、煌斑岩等；但迄今为止国内关于地幔或深部流体参与这类成矿作用的专题研究尚不多见。Burnard 等研究了葡萄牙中部与海西期花岗岩有关的 Panasqueira 矿床的 He-Ar 同位素，结果表明，虽然该花岗岩是 S 型，但相关的 W-Cu(Ag)-Sn 矿床的毒砂、黑钨矿所捕获的 He 有 75%来源于地幔，因此提出了幔源流体在花岗岩热液成矿作用中的重要意义，并进一步推论成矿作用是（花岗岩形成）以后的幔源热-流体脉动（pulse）的结果。这一研究虽然没有提供花岗岩与矿床的年龄，但实际上已经表明，Panasqueira 矿床不是与花岗岩同时形成的。

地幔物质及地幔流体参与了成矿，但陆壳重熔型花岗岩本身却没有地幔物质或地幔流体参与成岩的证据，这也佐证了二者形成于不同的时间和构造背景。华南地区中生代陆壳重熔型花岗岩类的侵位主要发生在印支期（245~205Ma）和燕山中期（170~ 150Ma）；而具有明显地幔成份特征的基性岩脉在华南的大规模活动要到 140Ma 左右才开始。因此，华南大规模的铀成矿作用始于燕山晚期也就不足为奇了。

除了基性岩脉等明显的地幔来源岩石外，笔者注意到在华南许多规模较大的陆壳重熔型花岗岩内部或附近，发育着大量的长英质或偏碱性浅成岩脉，其时代也明显晚于主体花岗岩。过去往往认为它们是主体花岗岩演化晚期的产物，但笔者认为，它们很可能是另一次构造–岩浆–热事件的产物。再以湘南为例，与骑田岭花岗岩邻近的杉山岭正长岩为 141.30 Ma；而切穿邻近千里山花岗岩的 NE 向花岗斑岩脉的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 144.41Ma、等时线年龄为 142.34Ma，此外，该地区的辉绿玢岩脉 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 142.34Ma，这些都显示该地区在 140 Ma 前后有一次重要的热事件。笔者认为芙蓉锡矿、柿竹园多金属矿的成矿作用可能与 140 Ma 前后的热事件有关，从而使成矿年龄比其主岩骑田岭花岗岩、千里山花岗岩要晚 20 Ma 左右。李华芹等最近测定的与芙蓉锡矿成矿关系密切的花岗斑岩、细粒花岗岩 SHRIMP 年龄为 140~145 Ma，实际上已经是骑田岭主体花岗岩侵位 10 多个 Ma 后的另一次构造-岩浆-热事件产物了。由于它们形成于更为拉张的环境，能够带来深源的热和流体，导致了较早侵位的陆壳重熔型花岗岩中分散的成矿元素运移、富集而成矿

事实证明，发生于大陆内部的大规模金属成矿作用，必然与拉张的动力学背景、壳-幔相互作用、高的热流值，以及深部流体的参与密切相关。而印支期（245~205Ma）和燕山中期（170~ 150Ma）的陆壳重熔型花岗岩类，由于没有这样的条件，所以不会直接成矿。这可能也是为什么印支期壳源花岗岩极少成矿的原因吧。

至于壳-幔混源的钙碱性浅成花岗岩类，其物质来源、形成的构造背景及侵位方式已经满足成矿条件了，所以成矿作用完全可以与岩浆活动伴随发生而不存在时间差。

玉龙斑岩铜矿含矿与非含矿斑岩成因机制

姜耀辉，蒋少涌，戴宝章，凌洪飞

（南京大学地球科学系成矿作用研究国家重点实验室，南京 210093）

斑岩型铜矿床是铜矿主要矿床类型。位于青藏高原东部的玉龙斑岩铜矿带是我国迄今发现的最大的斑岩铜矿带。该矿带长约 300 公里，带内已发现中酸性斑岩体近百个。但目前仅有 19 个斑岩体被查证为含矿斑岩，其余均因研究程度所限而难以确定其含矿性（唐人鲤和罗怀松，1995）。因此，开展含矿与非含矿斑岩成因机制研究，从众多的斑岩体中准确地评价出含矿斑岩，对于普查找矿具有重要的实际意义。我们的前期研究成果表明，玉龙斑岩铜矿带内斑岩体（包括含矿与非含矿斑岩）直接起源于富集岩石圈地幔的低程度部分熔融（Jiang et al., 2006，姜耀辉等，2006）。本文在此基础上，以该矿带中最大的斑岩铜矿床—玉龙特大型铜矿床为例，通过该矿区内含矿与非含矿斑岩体地质地球化学综合分析对比研究，阐明了含矿与不含矿的内在控制因素。地质地球化学对比研究表明，玉龙含矿与非含矿斑岩是由岩石圈地幔中交代成因的金云母－石榴石单斜辉石岩脉发生不同程度部分熔融而形成的。含矿斑岩是最早阶段熔融体，主要是由交代成因脉中副矿物（如磷灰石和碳酸盐矿物等）和含水矿物金云母发生部分熔融而形成的，因而富含 F、Cl 和水等挥发份，加上该阶段岩浆具有高氧化性特征，从而富含 Cu 等成矿元素；非含矿斑岩是交代成因脉相对较高熔融程度的产物，单斜辉石和石榴石介入了熔融作用，岩浆熔体相对贫乏 F、Cl 和水等挥发份，加上该阶段岩浆具有较低的 $f0_2$，从而使其发展成为非含矿斑岩。斑岩体全岩的 F 和 Cl 含量（含矿斑岩 F＞1200 ppm, Cl＞150 ppm; 非含矿斑岩 F＜1200 ppm, Cl＜150 ppm）、K_2O/Na_2O（含矿斑岩＞1.2，非含矿斑岩＜1.2）和 Sm/Yb（含矿斑岩＞6.5，非含矿斑岩＜6.5）比值以及黑云母中的 Fe^{3+}/Fe^{2+}比值（含矿斑岩＞0.7，非含矿斑岩＜0.7）是区分含矿与非含矿斑岩的重要地球化学参数。

主要参考文献：

Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F and 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.

姜耀辉，蒋少涌，凌洪飞，戴宝章.2006. 陆－陆碰撞造山环境下含铜斑岩岩石成因——以藏东玉龙斑岩铜矿带为例.岩石学报，22：697－706.

唐仁鲤，罗怀松.1995.西藏玉龙斑岩铜（钼）矿带地质.北京：地质出版社，320p.

华南锡成矿作用类型与成因研究

蒋少涌，赵葵东，邱检生，姜耀辉

(南京大学地球科学系成矿作用国家重点实验室，南京 210093;
Email: **shyjiang@nju.edu.cn**)

华南是世界上重要的锡矿产地之一，该地区集中了我国 95%以上的锡矿。华南地区锡矿分布广泛，类型多样，尤其是大型-超大型锡矿众多，是研究锡成矿作用的理想地区。华南大部分锡矿都是与陆壳改造型(S 型)花岗岩有关，这些花岗岩通过结晶分异作用，在晚期形成富锡的岩浆热液流体，再通过成矿作用来形成各类与花岗岩有关的锡矿化。在这些锡矿中，广泛存在着各种热液蚀变，最主要的蚀变类型是碱化、绢英岩化、粘土化以及夕卡岩化。尽管有时有大气降水在成矿晚期的参与，但岩浆流体对锡的富集和转移起了关键性作用。

近年来，我们通过对华南锡矿的研究，发现了几类不同于传统的花岗岩浆热液型锡矿床，即以广西大厂超大型锡多金属矿床为代表的泥盆纪海底喷流沉积型矿床（但同时该矿床也受到燕山期岩浆热液的叠加改造作用）；以云南云龙锡矿为代表的混合岩化热液型锡矿床; 以湖南芙蓉锡矿为代表的岩浆期后大气降水热液蚀变型锡矿床。尽管这三个矿床曾被某些研究者认为是传统的花岗岩浆热液矿床，但我们通过矿床地质研究、微量和稀土元素地球化学、氢、氧、硼、硫、铅、氩、氦同位素地球化学、以及矿石矿物的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素年代学等几方面的综合研究，阐明这些矿床的成矿地球化学过程和矿床成因新类型。此外，我们的研究表明，江西会昌密坑山锡矿也不是传统的与 S 型花岗岩有关的锡矿床，而是一种与 A 型花岗岩有关的岩浆热液锡矿床, 壳幔相互作用和幔源物质的参与对这类矿床的形成具有重要的贡献。

本研究受国家自然科学基金委优秀创新群体科学基金：华南大陆岩石圈层圈相互作用成岩成矿过程的地球化学（40221301）项目的资助。

大冶地区晚中生代埃达克质侵入岩时代、成因及地球动力学意义*

李建威[1,2]，马昌前[1,3]，赵新福[2,4]，周美福[4]

（1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，湖北武汉 430074;
2. 中国地质大学资源学院，湖北武汉 430074;
3. 中国地质大学地球科学学院，湖北武汉 430074;
4. *Department of Earth Sciences, The Univeristy of Hong Kong, Pokfulum Rd, Hong Kong SAR*）

埃达克岩或埃达克质岩石是国内地学界近年来广泛关注和颇受争议的一个研究课题。随着工作的深入，已经厘定了数十个埃达克质侵入岩或火山岩。对其成因，目前一般认为是加厚陆壳或拆沉下地壳在榴辉岩相或含榴辉石角闪岩相条件下发生部分熔融的结果。大冶地区是我国重要的铁铜多金属成矿区，区内主要矽卡岩型和斑岩型矿床与中生代侵入岩有密切的时间、空间和成因联系，因此，对这些侵入岩的研究不仅有助于深化岩浆起源、演化及构造环境等的理解，而且可以为区域大规模成矿作用提供有用的信息。与中国东部其他地区相比，大冶地区的侵入岩岩石学研究相对滞后，从 90 年代初期至今尚未开展系统的年代学和岩石地球化学研究工作。Wang et al. (2004)最近讨论了殷祖花岗闪长岩岩基和铜山口花岗闪长岩岩株的成因，认为它们分别是加厚下地壳和拆沉下地壳部分熔融的产物。我们最近的工作表明，大冶地区埃达克质侵入岩的成因可能主要与闪长岩质岩浆的分离结晶作用有关。

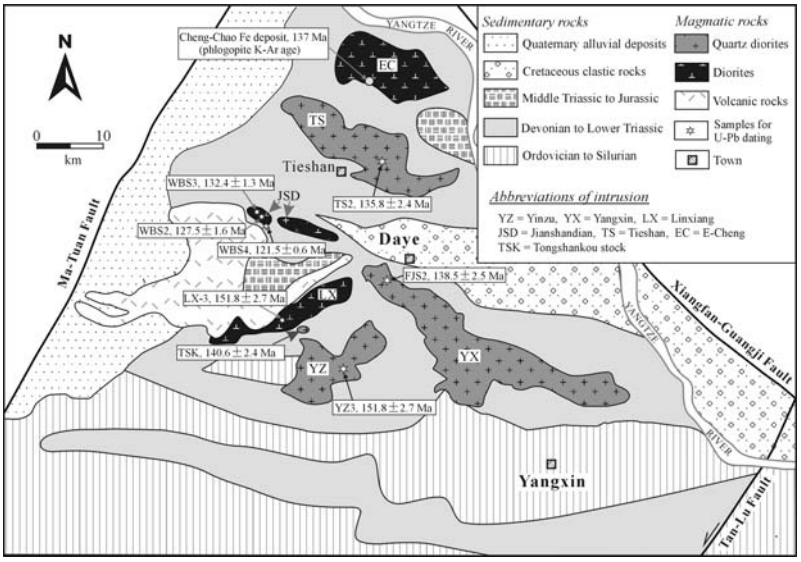


图 1 大冶地区主要侵入岩体分布及同位素年龄（据舒全安，等，1992）

大冶地区位于扬子克拉通的东北缘，以北毗邻大别超高压变质带。研究区由郯庐断裂、襄樊-广济断裂和麻-团断裂所围限，并被长江深断裂横切。区内侵入岩很发育，主要包括六个侵入岩体，从北向南依次为鄂城、铁山、金山店、阳新、灵乡和殷祖 （图 1），其中阳新和殷祖岩体的岩性以石英闪长岩为主，金山店和灵乡岩体主要为闪长岩，铁山岩体由石英闪长岩（边缘相）和闪长岩（中间相）组成，而鄂城岩体则由闪长岩和花岗岩组成。石英闪长岩的主要造岩矿物为斜长石、钾长石、角闪石、黑云母、石英，副矿物含量很高，包括磁铁矿、磷灰石、榍石、锆石。闪长岩的矿物组成与石英闪长岩很相似，只是在具体矿物的含量上有差别。SHRIMP 锆石 U-Pb、激光剥蚀 ICP-MS 锆石 U-Pb、辉钼矿 Re-Os 及金云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年一致表明，大冶地区的岩浆侵位始于侏罗纪末期（殷祖花岗闪长岩，~152 Ma），并于白垩纪早期（141-136 Ma）达到高潮；~132 Ma 侵位的金山店岩体标志着本区大规模岩浆侵

位的结束。因此，大冶地区的岩浆侵位是长江中下游和中国东部晚中生代巨量岩浆活动的组成部分。

微量元素地球化学、全岩 Sr-Nd 同位素及锆石 Lu-Hf 同位素分析结果一致说明，石英闪长岩与闪长岩均起源于古老的富集地幔。微量元素的地球化学模拟表明，闪长岩可能由富集地幔（含 2%石榴子石±2%角闪石±2%金云母）经 8-20%部分熔融和一定程度的橄榄石分离结晶形成 （图 1）。石英闪长岩具有与埃达克岩相似的地球化学特征，如低 Y (7-19 ppm)、Yb (0.5-1.8 ppm)、Sc (5-15 ppm)，高 Al_2O_3 (15-19 wt.%), Sr (630-2080 ppm), Na_2O (>3.5 wt.%)、Sr/Y (45-200)及 La/Yb (31-63)比值。但是它们与典型的埃达克岩又有诸多不同，例如 MgO 含量低（平均 1.38 wt.%）、富钾（2.3-3.3 wt.%）、具有富集的 Sr-Nd 同位素组成[$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ <0.7076，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ <0.5123]等。地质和地球化学特征表明，大冶地区的埃达克质侵入岩（石英闪长岩）不是由加厚陆壳或拆沉下地壳部分熔融形成的，更不可能是俯冲洋壳发生熔融的产物，其成因很可能与幔源闪长质岩浆的结晶分离作用有关。

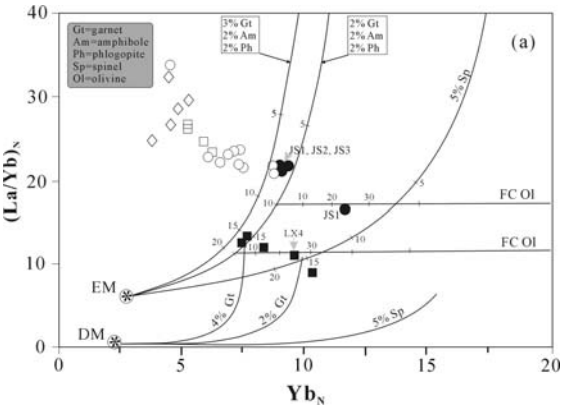


图 2 大冶地区主要侵入岩体的$(La/Yb)_N$-Yb_N 图解

表 1 大冶地区闪长岩和石英闪长岩的主-微量元素模拟

样品	C_O (LX4)	C_L (TS4)	C_L'	Cumulate (%)	
SiO_2 (wt.%)	53.46	64.4	64.53	角闪石	= 50.67
TiO_2	0.89	0.54	0.08	斜长石 (An_{50})	= 40.06
Al_2O_3	18.29	16.61	16.74	钾长石	= 4.98
Fe_2O_3t	9.33	4.88	5.26	磁铁矿	= 3.42
MgO	3.54	1.61	1.28	磷灰石	= 0.88
CaO	8.62	4.46	4.67		
Na_2O	3.56	4.37	4.21	FC (%)	= 64
K_2O	1.87	2.88	3	r^2	= 0.58
P_2O_5	0.44	0.25	0.26		
Ba (ppm)	790	904	850		
La	32.9	44.6	44		
Nb	9	20	20		
Rb	63	87	95		
Sr	652	1059	1021		
Y	22	17	16		
Yb	2	1.29	1.3		
Zr	88	37	29		

在 Harker 图解上，从闪长岩到石英闪长岩，Al_2O_3, CaO, MgO, TiO_2, P_2O_5, Cr, Zr, Y, V, Yb 等具有连续的线性或准线性关系，说明两类岩石之间存在密切的成因联系。这些元素与 SiO_2 之间较明显的反相关关系证明从闪长岩到石英闪长岩的演化过程中，发生过较明显的分离结晶，主要的结晶分离相为斜长石+角闪石+磷灰石+铁/钛氧化物等。用 Störmer 和 Nicholls（1978）的模型进行分离结晶模拟可进一步证明分离结晶在本区埃达克质岩石形成过程中的作用，模拟的精度可用最小剩余平方和$\Sigma r^2 = \Sigma(m_i - c_i)^2$ 来衡量（m_i 和 c_i 分别代表某氧化物 i 的测定值和计算值)。选取最基性的样品 LX4（灵乡闪长岩）和较酸性的样品 TS4（埃达克质的铁山石英闪长岩）分别代表分异程度最低（C_O）和分异程度较高（C_L）的端元岩浆。

模拟（表 1）结果表明，样品 TS4 可以由样品 LX4 所代表的岩浆经过约 64%的分离结晶而形成，所分离的矿物相主要为角闪石、斜长石，其次有钾长石、磁铁矿和磷灰石。由模拟得出的分离相与 Harker 图解给出的结果完全吻合，也与本区石英闪长岩的造岩矿物组成一致。模拟的最小残差平方和为 0.58，说明模拟结果可靠。

微量元素的模拟进一步支持主量元素的模拟结果。用 Rayleigh（1896）分离结晶方程 $C_L=C_O*F^{(D-1)}$ 进行微量元素的模拟（C_O 表示某种元素在母岩浆中的浓度，C_L 表示该元素在发生分离结晶后岩浆中的浓度，*FC* 代表分离结晶程度，*F=1-C*，*D* 为分配系数(Nielsen, 2006)）。当闪长质岩浆（LX4）发生 64%的分离结晶形成石英闪长岩（TS4）后，石英闪长质岩浆中典型大离子亲石元素和高场强元素浓度的计算值与实际样品中的测定值非常接近（表 1）。在 Y-Sr/Y 图解中（图 3），大冶地区的闪长岩和石英闪长岩样品基本上沿模拟的分离结晶曲线分布，说明埃达克质侵入岩（石英闪长岩）的确源自闪长质岩浆（其成分类似于灵乡岩体）的分离结晶。

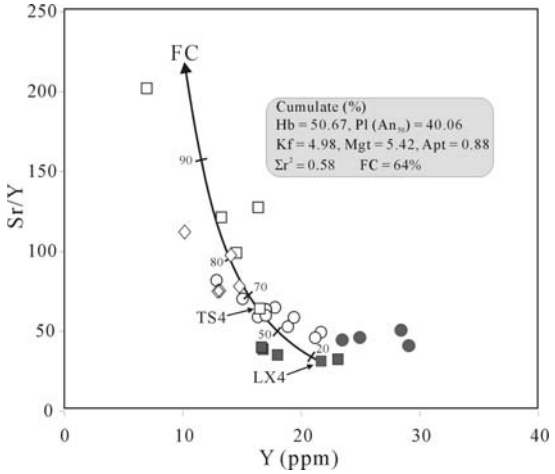


图 3 大冶地区侵入岩 Y-(Sr/Y) 图解

区域年代学资料分析表明，长江中下游地区各矿集区的岩浆活动基本同步，并可以明显划分出两个阶段。早期（152-132 Ma）以高钾钙碱性岩浆侵位为主，晚期（130-113 Ma）则表现为 shoshonitic 碱性岩浆（玄武质-英安质）喷发、小规模碱性岩（正长岩）和基性岩脉的侵位。大量同位素和地球化学资料表明，长江中下游地区岩浆岩的源区为富集地幔；因此，大冶和整个长江中下游地区侏罗纪末期-白垩纪早期的巨量岩浆活动反映这一时期存在大规模的地幔部分熔融。由深地震反射剖面资料揭示的岩浆底侵作用（吕庆田等，2004）为长江中下游地区存在广泛的地幔熔融提供了进一步的证据。地幔部分熔融的先决条件，也是最重要的条件，是存在异常、持久的热源。多种地质证据（碱性和基性岩浆活动、断陷盆地发育等）显示长江中下游地区白垩纪早期的构造环境以强烈的岩石圈伸展为主。注意到长江中下游岩浆岩和热液矿床的分布基本上受几条岩石圈断裂（长江深断裂、阳新-常州断裂、郯-庐断裂）控制；沿郯-庐断裂带南段（近长江中下游的庐-枞地区）韧性剪切带的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年代学研究表明，郯-庐断裂大规模的平移发生在白垩纪初期（~139-143 Ma; Zhu et al., 2005），与长江中下游地区大规模岩浆活动的时间一致。因此，岩石圈断裂的活动可能诱发了软流圈的上涌和岩石圈的伸展，从而为地幔部分熔融提供热源。

白垩纪早期岩浆活动在整个中国东部都存在；多数作者认为这种巨量岩浆活动与岩石圈拆沉有关。近年来在华北地台东缘陆续发现了中生代厚地壳、榴辉岩包体和高镁埃达克质岩石等支持岩石圈拆沉的证据（Zheng et al.,2003, 2004; Gao et al., 2004; Xu WL et al., 2006），说明岩石圈拆沉在某些地区（如大别造山带、华北地台东缘）的确存在，而且拆沉下地壳的熔融被认为是华北地台某些埃达克质岩石的主要原因（Gao et al., 2004; Xu et al., 2006）。除大冶地区外，长江中下游其他地区（铜陵、庐-枞、宁镇）也陆续有埃达克质侵入岩的报道（王强等，2003；Xu JFet al., 2004; Wang et al., 2006）。虽然这些作者也将其成因解释为加厚玄武质下地壳或拆沉下地壳的部分熔融，但迄今为止还没有在长江中下游地区找到令人信服的有关岩石圈拆沉和中生代厚地壳的证据，而且这些埃达克质岩石不具备华北地台东部与拆沉有关的埃达克质岩的诸多地质、地球化学特征（Gao et al., 2004; Xu WL et al., 2006）因此拆沉可能不是长江中下游白垩纪岩浆活动的控制因素。长江中下游地区的晚中生代岩浆活动可能受岩石圈断裂活动的控制，而其中的埃达克质岩石与母岩浆的分离结晶作用有关。

湖南芙蓉锡矿田的He、S、Pb同位素地球化学

李兆丽[1,2]，胡瑞忠[1]，杨经绥[2]

（1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学重点实验室，贵阳 550002;
2. 中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室，北京 100037）

芙蓉锡矿田位于湖南省骑田岭花岗岩体的南部，是一个新近发现的超大型锡矿田（预测Sn 资源量可达 70 多万吨）。与以往所研究的与 S 型花岗岩有关的锡矿床不同，这个矿田在时空上都与骑田岭 A 型花岗岩密切相关。该矿田矿石硫化物流体包裹体的 $^3He/^4He$ 测定值为 0.13~2.95Ra，低于地幔的 $^3He/^4He$ 值(6~7Ra, Dunai & Touret, 1995)，且高于地壳的 $^3He/^4He$ 值(0.01~0.05Ra, Stuart et al, 1995)。这表明芙蓉锡矿田成矿流体中的 He 具壳幔两端元混合的特点（图 1）。骑田岭花岗岩长石铅的分布特征($^{206}Pb/^{204}Pb$=18.547~19.180, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15.598~15.825, $^{208}Pb/^{204}Pb$=37.912~39.068, 除个别样品外)与芙蓉锡矿田矿石铅的分布特征($^{206}Pb/^{204}Pb$=18.467~18.836, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15.503~15.772, $^{208}Pb/^{204}Pb$=38.607~39.099)基本一致。这表明它们之间具有同源关系，且两者中的铅均主要来源于上地壳，部分来自地幔或造山带。该矿田硫化物的 $\delta^{34}S$ 值变化范围很大(-22.8‰~+0.1‰)，但主要集中分布在+0.2‰~ +10.4‰范围内（均值+5.9‰）。这表明该矿田成矿热液中的硫同位素主要来源于岩浆流体，同时有幔源硫、地层硫及生物硫的富集。He、S、Pb 同位素特征都表明芙蓉锡矿田的成矿流体主要来源于与骑田岭花岗岩有关的岩浆热液。

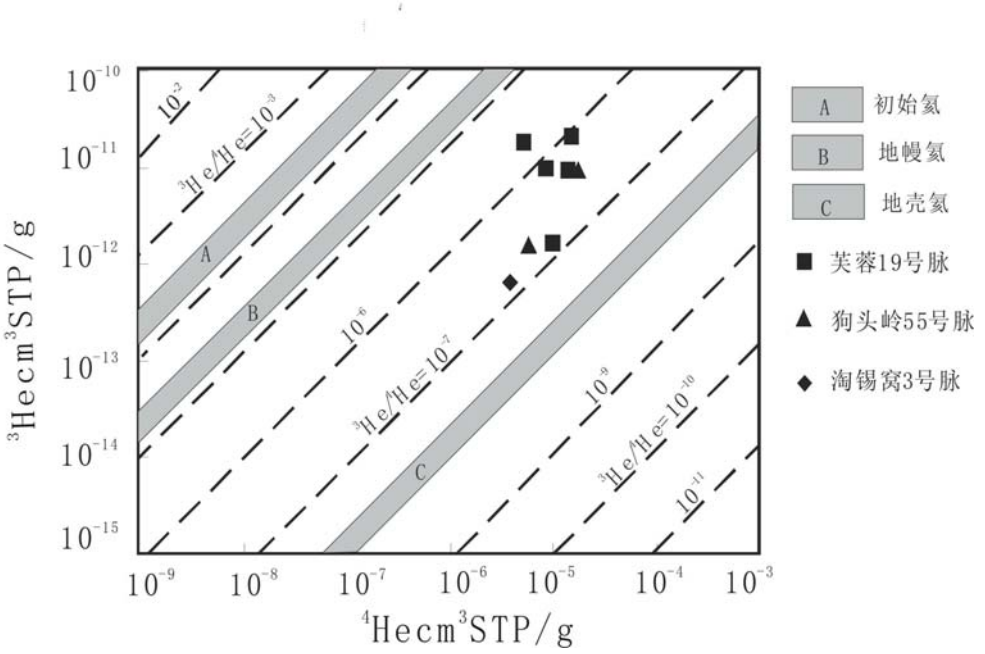


图 1　芙蓉锡矿田 He 同位素组成演化图（图底据 Mamyin et al., 1984）

骑田岭花岗岩属造山期后张性环境下形成的 A 型花岗岩类(郑基俭等, 2001; 汪雄武等，2004)，其形成环境与地幔上涌、地壳拉张作用相关。芙蓉锡矿田就产在骑田岭岩体的内外接触带或岩体中，且其主成矿期与骑田岭岩体的形成时间相当吻合。上述研究表明骑田岭岩体形成及芙蓉锡矿田矿化的地球动力学背景可能均与中生代华南岩石圈的拉张、伸展作用密切相关。

赣南白面石-河草坑地区铀成矿类型及控矿因素探讨

林锦荣，范洪海

（核工业北京地质研究院，北京，100029）

在对前人资料综合分析及野外观察研究基础上，本文对赣南白面石—河草坑地区铀矿空间展布及成矿特征进行了总结，对该区铀成矿类型及控矿因素进行了探讨。作者认为无论是河草坑地区花岗岩、火山岩中铀矿化，还是白面石地区构造带、砂岩中铀矿化，均为热液成因，区域上具有相同热液来源，不同的矿化类型只是铀矿赋存空间的差别。

1. 地质背景

赣南白面石—河草坑地区基底为元古代－早古生代变质岩，海西期－燕山期岩浆活动强烈，地幔热隆作用伴随白面石岩体、富成岩体等酸性岩浆侵入，多旋回火山活动及多期热液活动。

该区分布众多铀矿化，铀成矿作用主要发生在燕山晚期，铀矿赋存于花岗岩岩体、火山岩体内及接触带构造带中，也赋存于火山盆地砂岩层中。

2. 铀矿化类型

铀矿化赋存于断裂构造破碎带，火山岩（火山机构）、花岗岩及砂岩中均匀铀矿化，砂岩中铀矿化被认为是与沉积作用有关的砂岩铀矿。

铀成矿特征显示该区铀矿化具典型热液成矿作用特征。

河草坑地区：河草坑地区铀矿化主要集中在富成岩体西部与红盆接触带北东向控盆断裂及其次级断裂带中，该断裂热液作用强烈。

赋矿岩石主要为构造破碎带中碎裂火山岩、花岗岩。

铀成矿热液活动具多期性，铀成矿年龄为 103～72Ma。

铀矿化有关热液蚀变为绿泥石化、水云母化。含矿脉体矿物组合：沥青铀矿、铀石－黑色萤石－黄铁矿，沥青铀矿－绿泥石，沥青铀矿－水云母，热液蚀变本身伴有铀矿化。

矿前热液作用强度较弱，期次单一，为北东向、东西向断裂充填白色石英脉，热液蚀变为水云母化。

矿后热液活动主要发育在控盆断裂带，为大规模浅兰色萤石脉（萤石矿床）。

白面石地区：

白面石地区铀矿化赋存于火山盆地断裂带、层间破碎带及砂岩层中。砂岩中的铀矿化被视为与沉积作用有关砂岩型铀矿，从其成矿特征及矿化成因看，实际上砂岩中铀矿具有明显热液铀矿化特征，属热液型铀矿。

含矿热液来自区域断裂构造，与断裂构造连通的渗透性砂体、层间或接触面破碎带等为铀矿赋存空间。

铀成矿具多期性，铀成矿年龄为 156～86Ma。

铀矿化既有含炭质砂岩吸附及浸染状矿化类型，也见脉状铀矿化，矿脉既产于砂岩中，也见产于断裂构造带中。

含沥青铀矿热液脉体矿物组合有紫色萤石－沥青铀矿、硅质－沥青铀矿、红色方解石（萤石）－沥青铀矿，沥青铀矿脉铀含量最高可达 24％。矿脉普遍含黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等。

矿脉两侧砂岩岩石普遍发生强烈绿色水云母化。

3. 控矿因素

该区铀矿化受区域断裂构造及其次级构造带控制。

河草坑地区：

河草坑地区铀矿化主要集中在富成岩体西部与红盆接触带，铀成矿作用受控于北东向控盆断裂带，该断裂可能为深源断裂，断裂带既控制着深源火山作用，也可能为该区铀成矿溶液主要导矿构造。

该区坑道中发现较大规模深灰色基性岩株，侵入到花岗岩中。基性岩与该区酸性火山岩可能构成双峰式火山岩。

富成岩体西北部北东向含矿断裂构造，为北东向控盆断裂次级连通构造。

断裂构造、热液活动主要集中在富成岩体西北部，构造活动强，断裂破碎带宽；远离控盆断裂之岩体中部及东南部，断裂构造、溶液活动较弱。

白面石地区：

白面石地区铀矿化区域上受东西向断裂带控制。

该区处于区域东西向断裂带中。该区北西向（可能与区域东西向断裂连通）断裂构造既为导矿构造也是容矿构造，该组断裂切穿下部花岗岩，断裂带向下延伸规模变大，预测可能存在较大规模铀矿化。

含矿断裂构造带两侧与其连通含炭质渗透性砂体为铀矿有利容矿空间。砂体上覆玄武岩为上升热液顶盖。北东向次级断裂一直被认为是主要导矿构造，实际上这些断裂活动为成矿后，断裂切穿矿体，矿体明显错位。

4. 结论

无论是产于河草坑花岗岩（花岗岩型）、火山岩（火山岩型）中的铀矿化，还是产于白面石地区断裂构造带、层间破碎带及砂岩中铀矿化，均具有热液铀矿成矿特征，为热液成因，区域上具有相同热液来源，含矿热液可能具有深源性。不同的矿化类型只是铀矿赋存空间的差别。

该区北东向、东西向区域断裂构造带，特别是花岗岩与红盆接触带控盆断裂，可能为该区区域导矿控矿构造，其连通次级断裂构造、火山机构、层间破碎带、渗透性砂体等为铀矿有利容矿空间。

广东省22个燕山期花岗岩的源区特征及成因：元素及Nd-Sr同位素证据

凌洪飞[1]，沈渭洲[1]，孙 涛[1]，蒋少涌[1]，姜耀辉[1]，倪 培[1]，

高剑峰[1]，黄国龙[2]，叶海敏[1]，谭正中[2]

（1. 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(南京大学)，
南京大学地球科学系，南京 210093;
2. 核工业290研究所，韶关 512026）

根据主要元素组成，将所研究的 22 个广东省燕山期花岗岩分为强过铝花岗岩和弱过铝花岗岩两类，后者又区分出分异和未分异两种。它们总体具有较为相似的微量元素和稀土元素组成，即都是以大离子元素明显富集、Ba, Sr, Nb, Ta, P 与 Ti 呈负异常、Eu 亏损为特征，但分异弱过铝花岗岩（包括禾洞、大埔、荷泗、白浆岩体）的 Ba、Ti 呈负异常和 Eu 亏损更为明显。强过铝和弱过铝花岗岩的 Nd 同位素组成区别明显：象头山等 6 个强过铝花岗岩体具有低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值（–13.4～–10.0，平均为–12.1）和较老的 Nd 模式年龄（1.76～2.08Ga，平均为 1.96Ga），是由成熟度较高的陆壳部分熔融形成；在弱过铝花岗岩中，石背岩体以及禾洞和大埔两个分异岩体具有高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值（–3.6～–4.9，平均为 –4.4）和年轻的 Nd 模式年龄（1.23 ~ 1.34Ga，平均为 1.3Ga），反映其源区存在一定数量的地幔物质；佛冈等其余 12 个弱过铝花岗岩体（包括荷泗、白浆 2 个分异花岗岩）的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值（–12.3～–8.1，平均为 –9.7）和 Nd 模式年龄（1.56 ~ 1.94Ga，平均为 1.74Ga）都介于上述两类花岗岩之间，但相对较接近于强过铝花岗岩，主要是由成熟度不同程度地低于强过铝花岗岩源区的陆壳变质岩部分熔融形成。广东省燕山期花岗岩主要是在伸展构造及玄武岩底侵条件下，由以沉积变质岩为主的中下陆壳部分熔融形成。

大兴安岭南段林西地区花岗岩类的源岩：地壳生长的时代和方式

刘 伟，潘小菲, 谢利雯

（中国科学院矿产资源重点实验室，中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029）

大兴安岭南段经历了中亚造山带和环太平洋或陆内伸展构造 2 期大地构造演化。本文选择大兴安岭南段林西地区的 5 个典型花岗岩体，在岩相学、全岩主微量元素组成和 Nd-Sr 同位素组成研究的基础上，对 5 个岩体的继承锆石和岩浆锆石进行了系统的 SHRIMP U-Pb 年龄测定和 LA-MC-ICPMS Hf 同位素组成测定，试图阐明林西花岗岩源岩的年龄和性质，进而解决大陆地壳生长的时代和方式。锆石的 SHRIMP U-Pb 定年表明：大部分林西花岗岩侵位于早白垩世(135—125 Ma)，它们的源岩的年龄为~146 Ma。一部分花岗岩类是在早三叠世(241 Ma)和晚侏罗世末(146 Ma)侵位的，它们的源岩的年龄分别是 263 Ma 和 165 Ma。测定了 100 个锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄，都年轻于 300 Ma，反映在下地壳源区不存在前寒武纪岩石。做了 175 个锆石 Hf 同位素组成测定，均给出高正值 $\varepsilon_{Hf}(t)$，说明源岩具有新生地壳的性质。$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄 t = 263–165 Ma 的锆石的$(^{176}Hf/^{177}Hf)_t$比值构成近乎平行于亏损地幔 Hf 同位素演化线的趋势列，揭示了在中亚造山带体制(263–241 Ma)和环太平洋或陆内伸展体制(165 Ma)下不断的底侵以及底侵岩石的重熔。t = 146–125 Ma 的锆石的$(^{176}Hf/^{177}Hf)_t$比值大幅度降低；同时，从晚侏罗世末到早白垩世，发生了强烈的花岗质岩浆活动。上述 2 方面的现象可以用拆沉作用解释。底侵镁铁质岩石和古生代俯冲增生杂岩为林西花岗岩类的形成提供了物质来源；底侵作用和上涌软流圈地幔则分别为拆沉前后花岗岩类的形成提供了热源。岩套 1 花岗岩类是镁质或 I 型花岗岩，岩套 2 则表现出 A 型花岗岩以及从典型到不典型的铁质花岗岩的特征。岩套 1 和岩套 2 花岗岩类的地球化学特征取决于源岩的性质。岩套 1 的源岩是相对氧化和含水的；岩套 2 的源岩则由相对还原和贫水的底侵拉斑玄武岩以及不同比例的氧化和含水的石炭纪—早二叠世俯冲增生杂岩构成。

西南天山古生代构造演化及地壳增生

——来自花岗岩的证据

龙灵利[1,2]，高 俊[1]，钱 青[1]，熊贤明[1,2]

（1.中国科学院地质与地球物理研究,100029；2.中国科学院研究生院, 100039）

位于伊犁-中天山板块和塔里木板块之间的南天山造山带为一古生代造山带（高俊等，2006）。蛇绿岩的 600Ma-331Ma 年龄（王学潮等，1995；杨海波等，2005；龙灵利等，2006）表明前寒武纪晚期南天山洋可能开始形成。南天山 490Ma 二云母花岗岩的产出可能与南天山洋的扩张有关（韩宝福等，2004）。中天山南缘代表俯冲碰撞时件的峰期榴辉岩相变质年龄为 345Ma，早于 290Ma（高俊等，2006；Klemd R et al,2005），表明南天山洋于石炭纪末闭合，塔里木板块与中天山伊犁板块碰撞。天山二叠纪广泛分布的磨拉石也是造山隆升的证据。

沿中天山南、北缘分布大量的古生代花岗岩，本研究以那拉提山一带花岗岩类为主。岩石类型主要有花岗岩，花岗闪长岩，闪长岩，二长岩，二长闪长岩，石英正长岩。铝饱和指数（A/CNK=0.45-1.27），A/NK=0.94-3.16，及里特曼指数 σ=0.82-4.36（大多数小于 4）指示西天山花岗岩类主要为偏铝质、过铝质钙碱性岩，具造山带花岗岩特征。稀土元素总量介于 26.4-355ppm 间，变化较大,大多具有岛弧花岗岩特征。

SHRIMP 和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究表明 479-246Ma 间的花岗岩西天山均有发育。479-323Ma 之间的花岗岩多具有岛弧花岗岩的特征，其形成与南天山洋的俯冲消减有关。杨天南等（2006）及朱志新等（2006）对中天山南缘花岗岩研究表明区内发育有 436-366Ma 的火山弧，其形成与南天山洋向北俯冲有关。朱永锋等（2005）对西天山 334-394Ma 的火山岩研究表明其具有典型的大陆弧特征，为南天山洋的火山岛弧产物。479Ma 岛弧花岗岩的出现表明南天山在早古生代就开始俯冲，南天山洋演化过程中形成了大量的同碰撞花岗岩类和火山岩。298-277Ma 间花岗岩量少，大部分具有 Pearce（1984）所划分板内花岗岩的特征，形成于拉张环境。说明西南天山构造体制由碰撞向碰撞后拉张转变。姜常义等（1999）对南天山花岗岩研究表明其为形成于石炭纪末到早二叠世末期的 A2 型花岗岩，形成于后造山垮塌阶段。夏祖春等（2005）认为石炭-二叠纪花岗岩为后碰撞花岗岩，形成于裂谷环境。综合来看，南天山洋在前寒武纪晚期开始形成，奥陶纪开始沿中天山南缘向北俯冲，并一直持续到石炭纪。在俯冲期间形成大量的同碰撞花岗岩类和火山岩。晚石炭纪开始塔里木板块与中天山微板块发生碰撞，二叠纪前碰撞结束，之后进入后碰撞造山环境，相应发育拉张环境的花岗岩类。

中亚造山带是显生宙地壳增生的重要地区（Sengor et al, 1993;John et al,2000）。其一显著特征就是广泛发育古生代-中生代的花岗岩，它们与通过先存大陆地壳循环演化所产生的花岗岩不同，大部分具有低的初始 Sr 同位素比值、正 εNd（t）值、年轻的 Sm-Nd 模式年龄的特征。天山造山带是中亚造山带的重要组成部分，其周边准噶尔、阿拉套山、阿尔泰地区、

东天山地区研究发现均有显生宙地壳增生事件的存在（Han et al,1997;Chen et al,2005;周泰禧等，1996；王涛等，2005；顾连兴等，2006）。西天山也有相关信息发现（熊小林等，2001），但较为缺乏。对西天山花岗岩 Nd，Sr 同位素进行研究，$\varepsilon_{Nd}(t)$=-9.12-3.39，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.691-0.716。除很少数 ε_{Nd}（t）值为较大负值，大多数在 0 值附近或为正值，对应的（$^{87}Sr/^{86}Sr$）$_i$ 也较低，具有与中亚造山带花岗岩类似的特征，反映西天山地区存在古生代地壳增生。

主要参考文献：

Chen B,Arakawa Y.2005.Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt(NW China),with implications for Phanerozoic continental growth.Geochemica et Cosmochimica Acta,69(5):1307-1320.

Han B F,Wang S G,Jahn B M,et al.1997.Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang,China:geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence,and implications for Phanerozoic crustal growth.Chemical Geology,138:135-159.

Jahn B M,Wu F Y,Chen B.2000.Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in Phanerozoic.Transactions of the Royal Society of Edinburgh:Earth Science,91:181-193.

Klemd R, Brocker M, Hacker BR, et al. 2005. New age constraints on the metamorphic evolution of the high-pressure /low-temperature belt in the western Tianshan Mountains, NW China. The Journal of Geolgy, 113: 157-168.

Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984.Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25:956-983.

Sengor A M C, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364:299-307.

高俊，龙灵利，钱青等，2006.南天山：晚古生代还是三叠纪碰撞造山带？岩石学报，22（5）1049-1061.

顾连兴，张遵忠，吴昌志等.2006.关于东天山花岗岩与陆壳垂向增生的若干认识.岩石学报，22（5）：1103-1120.

韩宝福，何国琦，吴泰然等. 2004. 天山早古生代花岗岩锆石 U－Pb 定年、岩石地球化学特征及其大地构造意义. 新疆地质 22(1): 4-11.

姜常义，穆艳梅，白开寅等.1999.南天山花岗岩类的年代学、岩石学、地球化学及其构造环境. 岩石学报, 15(2):298-308.

龙灵利，高俊，熊贤明等. 2006. 南天山库勒湖蛇绿岩地球化学特征及其年龄. 岩石学报, 22(1): 65-73.

王涛,洪大卫,童英等.2005.中国阿尔泰造山带后造山喇嘛昭花岗岩体锆石 SHRIMP 年龄、成因及陆壳垂向生长意义.岩石学报， 21（3）：640-650.

王学潮，何国琦,李茂松等.1995.南天山南缘蛇绿岩岩石化学特征及同位素年龄.河北地质学院学报,18(4):295-302.

夏祖春，徐学义，夏林圻等. 2005. 天山石炭－二叠纪后碰撞花岗质岩石地球化学研究. 西北地质, 38(1): 1-14.

熊小林,赵振华,白正华等.2001.西天山阿吾拉勒 adakite 型纳质中酸性岩及地壳垂向增生.科学通报,46(4),281-287.

杨海波，高鹏，李兵等.2005. 新疆西天山达鲁巴依蛇绿岩地质特征. 新疆地质 23(2): 123-126.

杨天南，李锦轶，孙桂华等. 2006. 中天山早泥盆纪陆弧: 来自花岗质糜棱岩的地球化学及 SHRIMP-U/Pb 定年的证据. 岩石学报, 22(1): 41-48.

周泰禧,陈江峰,李学明.2001. 新疆阿拉套山花岗岩类高 εNd 值的成因探讨.地质科学，31（1）：71-79.

朱永峰，张立飞，古丽冰等. 2005. 西天山石炭纪火山岩 SHRIMP 年代学及其微量元素地球化学研究. 科学通报, 50(18): 2004-2014

朱志新，王克卓，郑玉洁等. 2006. 新疆伊犁地块南缘志留纪和泥盆纪花岗质侵入体锆石 SHRIMP 定年及其形成时构造背景的初步探讨. 岩石学报，22(5):1193-1200.

柴北缘塔塔楞环斑花岗岩的 SHRIMP 年龄及意义

卢欣祥[1]，孙延贵[2]，张雪亭[2]，
肖庆辉[3]，王晓霞[4]，尉向东[1]，谷德敏[1]
（1. 河南省国土资源科学研究院，郑州 450053; 2. 青海省地调院，西宁 810012;
3. 国土资源部信息中心，北京 100812; 4. 长安大学，西安 810054）

塔塔楞环斑花岗岩套位于柴达木盆地北缘大柴旦以北的塔塔楞河地区，是秦岭—昆仑巨型环斑花岗岩带的一部分，大地构造位于柴北缘加里东构造带，岩体规模很大，面积超过 350km^2，是我国目前发现的最大环斑花岗岩体。

岩体的岩石类型主要为浅灰色、肉红色两种粗粒—巨粒球斑花岗岩、环斑花岗岩，球斑及环斑结构、块状构造。在环斑花岗岩体中心具白色斜长石环边的环斑钾长石十分发育，几乎全为典型的环斑钾长石。斑晶钾长石呈灰白色及红褐色，环斑长石粒度一般为 2～4cm，大者可达 6～7cm，少数达 10cm 以上，小的不足 1 厘米，并且多具白色斜长石环。钾长石球斑中有斜长石、石英及暗色矿物包裹体（以黑云母为主）。由于长石斑晶不易风化，使岩石表面呈瘤状。环斑含量 50-60%，局部高达 90—100%。基质呈粗粒花岗结构，粒度可达 0.5-1cm 左右，矿物成分主要为钾长石、斜长石、石英、黑云母等。

岩体由环斑花岗岩（石英二长岩）、粗粒斑状二长花岗岩，中粗粒正长花岗岩，中细粒二长花岗岩、细粒微粒电气石化花岗岩和云英岩化花岗岩和基性岩脉等组成，成为一个完整的环斑花岗岩套，类似于维堡环斑花岗岩的组合。

锆石的 SHRIMP 的 U-Pb 年龄，锆石的阴极发光（CL）图象分析是在北京大学电子探针仪上完成。锆石的 SHRIMP U-Pb 定年是在中国地质科学研究院北京离子探针中心 SHRIMP Ⅱ上完成的，锆石的阴极发光图显示：锆石发育密集的震荡环带，表明这些锆石属岩浆锆石。锆石中未见核边结构，表明这是一种原生锆石。环斑花岗岩中的锆石，选择了 12 个颗粒进行测试，锆石 Th 和 U 的质量分数较低，12 个点中 Th 含量为（97.97——310.92 ×10-6）一般为 97——270（×10-6）其中 2，3，9，三个测点小于 100×10-6，1 号点则高达 310.92×10^{-6}。表现变化范围较大的特点。U 含量为（83.82—375.24）×10^{-6}，与 Th 的情况相似，Th/U 比值除 4，9 号测点小于 0.5 外，其余皆大于 0.5，最高达 2.24，但 12 个测点则给出了近于一致的 431—466Ma 的表面年龄，所以一致曲线图上的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 441±140ma（2σ），mswd=32，信度为 95%，表明塔塔楞环斑花岗岩形成于古生代加里东晚期。

塔塔楞花岗岩属加里东期的确定，也为我国环斑花岗岩的时代研究增添了一新的构造岩浆时代的成员，从而使秦岭—昆仑造山带成为世界罕见的元古代—古生代—中生代每个大的构造岩浆旋回的末期都有环斑花岗岩发育的造山带并且是全国唯一一个具多旋回、多期次的环斑花岗岩带。在世界造山带中十分罕见和有趣。

根据区域已有研究成果，表明塔塔楞环斑花岗岩的时代，晚于柴北缘 UP-UPF 榴辉岩、岛弧火山岩及俯冲型花岗岩的时代约 30—50Ma 左右，形成于造山运动由挤压造山向后碰撞拉张体制的转折构造环境，代表了加里东运动的终结。榴辉岩—岛弧型火山岩—俯冲花岗岩—环斑花岗岩共同构成了柴北缘构造岩浆演化的完整旋回。塔塔楞环斑花岗岩的发现和时代的准确确定对认识柴北缘加里东构造带的构造演化特征和物质组成具有重要科学意义，为阐明柴达木北缘加里东运动的构造演化和结束提供了重要的岩石学约束。

西阿尔卑斯Piemont－Ligurian大洋斜长花岗岩（钠长岩）成因的地质证据*

马昌前[1,2]，F.Guillot[2]

（1. 中国地质大学地学院，地质过程与矿产资源国家重点实验室，武汉，430074;
2. *Uni.Sci.Tech.Lille1 - UMR PBDS-CNRS，France*）

众所周知，欧洲阿尔卑斯记录了在非洲板块与欧洲板块汇聚期间地中海地区若干洋盆的关闭历史。近年来的研究表明，阿尔卑斯其实是分别发生于白垩纪和第三纪的两次造山运动的产物，前者是与深入到Apulia板块内的港湾状的Meliata洋的关闭有关，后者则是在Apulia板块和欧洲板块之间的阿尔卑斯特提斯洋关闭的结果（Schmid et al., 2004）。今年夏天，本文作者再次考察了西阿尔卑斯，对出露于法国东南部的Montgenevre和意大利西北边境的Serra Del Parco蛇绿岩套开展了野外研究。本文结合现有资料，对其中的钠长岩（斜长花岗岩）的成因提出初步的认识。

Montgenevre－Serra Del Parco蛇绿岩块是Piemont- Ligurian洋（中生代特提斯洋的分支）岩石圈和洋壳的碎块，由于在晚白垩世和早第三纪期间的俯冲和蛇绿岩的仰冲，洋盆逐渐变小。该蛇绿岩套是在阿尔卑斯造山运动期间剥露出地表的。不像阿尔卑斯其它地区的大多数蛇绿岩套残余，Montgenevre－Serra Del Parco蛇绿岩块在第三纪阿尔卑斯期造山运动中没有发生强烈的韧性变形和变质作用。该蛇绿岩套由蛇纹石化橄榄岩、辉长岩和枕状熔岩组成，此外有闪长岩和钠长岩的岩脉和岩墙。这里的岩石组合特点与典型的大洋中脊扩张模式并不一致，既没有连续的厚的玄武岩层出现，也没有真正的席状岩墙杂岩存在（Lemoine et al., 1987），这被认为是由于发育了缓倾的不对称拆离断层而使地幔剥露的结果。辉长岩具有现代大洋中脊的岩石学和地球化学特征，并显示了在阿尔卑斯期构造－变质事件之前发生强烈的洋内变形和角闪岩相变质作用的证据。

蛇绿岩套中的闪长岩脉基本上出露于岩套上部的剪切辉长岩内。与闪长岩脉不同，钠长岩脉通常切过蛇纹石化二辉橄榄岩和糜棱岩化辉长岩，有的钠长岩呈透镜状产于蛇纹石化橄榄岩和辉长岩内，大的钠长岩露头约500m^2大小，小的仅为数厘米宽。钠长岩无韧性变形，细粒结构，主要矿物为钠长石（约90％），角闪石（多变为透闪石－阳起石），少量石英，含大量副矿物褐帘石、磷灰石和锆石。岩石富硅（SiO_2>62%）、富铝（Al_2O_3>16%）、高钠（Na_2O～9%）,具有高的Sr(>1200 ppm)和Ba(>120 ppm)。Costa and Caby(2001)对Montgenevre 蛇绿岩套中的钠长岩进行岩浆锆石的U-Pb定年，得到了148±2Ma的结晶年龄。

关于钠长岩的成因和地质意义，还存在很大争论。有的认为是拉斑玄武岩成分的幔源岩浆分异产物，有的认为是闪长岩浆的衍生的残余液相。基于如下理由，本文认为，这些钠长岩或斜长花岗岩是大洋地壳在伸展拆离过程中辉长岩和闪长岩部分熔融岩浆

*国家自然科学基金重点项目资助(批准号: 40334037)

结晶产物：（1）从蛇纹石化橄榄岩、辉长岩到闪长岩，都发生了较强烈的韧性变形，而钠长岩具典型岩浆结晶结构，无韧性变形；（2）钠长岩脉切过了糜棱岩化辉长岩，且韧性变形的辉长岩中也出现细小的钠长岩脉体；（3）钠长岩的锆石U-Pb年龄（148±2Ma）比闪长岩结晶年龄（锆石U-Pb年龄为156±3Ma）和辉长岩熔体侵位于地幔橄榄岩中的年龄（Sm-Nd全岩等时线年龄为198±22Ma）要年轻（Costa and Caby，2001）；（4）根据Altherr et al(2000)的A/MF～C/MF图，该蛇绿岩套中的钠长岩具有由基性岩部分熔融形成的熔体的成分特征。Kopeke et al.(2004)的实验证明，在洋脊缓慢扩张的条件下，含水的基性岩洋壳发生高温的韧性剪切，就会出现部分熔融并形成相似于本区钠长岩成分的熔体。这些资料表明，用斜长花岗岩或钠长岩年龄代表蛇绿岩套侵位年龄或洋壳年龄要十分慎重。

主要参考文献：

Altherr,R., Holl,A., Hegner,E et al., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European variscides: northern Vosges(France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos,50:51-73.

Costa,S., Caby,R., 2001.Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare-earth element geochemistry of the Montgenevre ophiolite (France). Chem. Geol., 175:449-466.

Koepke,J., Feig,S.T., Snow., J. et al., 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. Contrib. Mineral. Petrol., 146: 414–432.

Lemoine，M.,Tricart,P., Boillot,G.,1987.Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. Geology，15(7):622–625.

Schmid,S.M., Fügenschuh,B., Kissling.，E. et al., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae geol. Helv.，97: 93–117.

南苏鲁晚中生代花岗岩的形成年龄及源区

孟繁聪，史仁灯，李天福，刘福来，许志琴

（中国地质科学院地质研究所，北京，100037）

采用 LA-ICP-MS 方法对苏北未变形的中生代花岗岩中的锆石进行了年龄测定，李埝二长花岗岩中多数锆石的年龄为 120Ma，夹山花岗闪长岩中多数锆石的年龄为 120Ma，表明这些岩体主要形成于白垩纪，是中国东部燕山期岩浆活动的一部分。两个岩体中都含有新元古代的继承锆石（650-750Ma），表明白垩纪的花岗质岩浆中继承了部分新元古代的物质，可能为经历超高压变质和未经历超高压变质的各类新元古代岩石。

但是白垩纪花岗岩与围岩片麻岩的 Sr-Nd 组成存在明显差别。花岗岩的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 比值为 0.145-1.06，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7082-0.7092, 片麻岩的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 比值为 4.36-8.11，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.731-0.760。 二者的 Nd 同位素组成也存在一定差别，花岗岩可分为两组，李埝岩体的 ε Nd（t）= -17，玉山石英闪长岩和苍山及抗日山花岗闪长岩的 ε_{Nd}（t）= -20~ -23；围岩片麻岩也可分成两组，一组 ε Nd（t）> -10（细柳庄、房山、牛山、虎山和碱厂片麻岩），另一组 ε_{Nd}（t）< -17(禹山、驼峰和徐山片麻岩)，这表明花岗岩的主要源区不是这类围岩片麻岩。结合区域上白垩纪基性岩浆活动的资料，认为花岗岩可能是地幔岩浆与不同比例的地壳岩浆（包括片麻岩）混合的产物。

江西会昌密坑山岩体的成因类型、冷却史及其对锡成矿作用制约的新认识*

邱检生[1]，蒋少涌[1]，胡 建[1]，McInnes B I A[2]

（1. 南京大学地球科学系及成矿作用研究国家重点实验室, 江苏 南京, 210093;
2. *CSIRO Exploration & Mining, Australian Resources Research Centre, Kensington, WA 6151*）

密坑山岩体位于江西省会昌县西南约 40km 处，该区为一晚中生代破火山，火山岩主要为上侏罗统鸡笼嶂组流纹质凝灰熔岩及火山碎屑岩，火口周围环状及放射状断裂发育，火口中心为浅成相的密坑山似斑状钾长花岗岩中央岩株侵入体所充填。上世纪 80 年代以来，在该岩体与流纹质凝灰熔岩的内外接触带相继发现了岩背、淘锡坝、苦竹崇、矿背、上湾等一批大、中型锡多金属矿床或矿点，表明这一岩体对成矿具有重要的制约作用。前人对该岩体的地球化学及相关锡矿（特别是岩背锡矿）的成矿特征进行了不同程度的研究(朱正书，1990；熊小林等，1994；沈渭洲等，1996；Liu et al., 1999)，但尚缺乏高精度的成岩与成矿定年资料，此外，对岩体的成因类型归属也存在分歧，因而从总体上制约了对该区锡成矿作用的认识。本文在对岩体元素－同位素组成系统分析的基础上，进一步阐明了岩体的成因类型归属，并结合成岩成矿年龄的精确测定，探讨了岩体的冷却历史及其对锡成矿的制约。

1. 岩体地质及岩相学特征

密坑山岩体地表出露总面积约 6 km2，主体岩性为钾长花岗岩，侵入于上侏罗统鸡笼嶂组流纹质凝灰熔岩及火山碎屑岩中，组成矿物为石英(30~40%)、钾长石(45~50%)、斜长石(5~10%, An=8~15)和少量黑云母（<5%），副矿物主要有锆石、独居石、铌钽矿、钛铁矿、磁铁矿、锡石、钍石和黄玉等。黑云母强烈富铁贫镁，Mg#值变化于 0.002~0.051，种属主要为铁黑云母或铁叶云母。其成分特征与华南 S 型花岗岩中的黑云母相似，但也可与尼日利亚等地碱性花岗岩中的黑云母相对比。

2. 元素地球化学

密坑山岩体在化学成份具以下特征：（1）富硅，SiO2=73.79%~76.34%，极度贫镁，MgO=0.04%~0.10%，分异指数高（D.I=92.5~96.5），反映岩体经历了高程度的分异演化作用。（2）碱含量较高，K2O+Na2O =7.50%~8.96%，且 K2O>Na2O，K2O/Na2O=1.13~1.71。岩石的碱度率指数（A.R 值）变化于 2.64~4.23，在 SiO2-A.R 关系图上，样品点均落在碱性区域。碱铝指数(AKI 值)介于 0.83~0.91，按赵振华等（2000）建议的碱性、偏碱性和钙碱性花岗岩 AKI 值分界线（>0.90、0.90~0.75 和<0.75），则岩体属偏碱性花岗岩。（3）铝弱过饱和，绝大多数样品的 A/NKC 值介于 1.0~1.1 之间，CIPW 标准矿物计算结果中均出现刚玉分子，但含量多在 1%以下，与典型的强过铝 S 型花岗岩（A/NKC>1.1, CIPW 标准矿物中刚玉分子含量>1%, Chappell & White, 2001）明显有别。（4）钛和磷的含量很低，P_2O_5 含量均在 0.015%以下，这点也与典型 S 型花岗岩有一定区别，后者常具较高的 P_2O_5 含量，且随分异作用的

*本项研究得到国家创新研究群体科学基金项目（40221301）、国家自然科学基金重点项目(40132010)和教育部新世纪优秀人才支持计划项目（NCET-04-0459）的联合资助。

进行 P_2O_5 有递增的趋势，因此，密坑山岩体并非是典型的 S 型花岗岩。

密坑山岩体稀土总量偏高，ΣREE= 150.1~397.0μg/g；富轻稀土，LREE/HREE=4.16~8.55, $(La/Yb)_N$=2.57~7.56；铕亏损强烈，δEu=0.01~0.14，稀土元素球粒陨石标准化配分型式呈“海鸥”形，与 S 型复式岩体演化晚期花岗岩的稀土分布模式相似，但更接近于法国科西嘉岛西南部及我国新疆祁曼塔格和福建沿海等地的铝质 A 型花岗岩，因为对于 S 型复式岩体演化晚期的花岗岩而言，其轻、重稀土（特别是轻稀土）的分馏相对不明显。

微量元素组成上，密坑山岩体富 Rb，贫 Sr、Ba，其 Rb/Sr、Rb/Ba 比值分别为 23.9~79.2 和 6.9~126.7（表 3），远高于 Whalen et al（1987）总结的 I 型和 S 型花岗岩的相应值。在相对于原始地幔标准化的蛛网图上，Sr、Ba 呈明显的“V”形谷。岩石的 U、Th 含量也显著偏高，可归属到产高热花岗岩(high heat production granite), Th/U 比值变化于 1.9~8.6，V、Cr、Co、Ni 等基性场元素强烈亏损，上述特征充分显示岩体经历了高程度的分异演化作用。该岩体微量元素的另一重要特征是富 Ga，Ga/Al 比值变化于 4.14~6.77（表 3），较之 A 型花岗岩的平均值（=3.75，Whalen et al., 1987）明显偏高，其 Nb、Zr 等高场强元素也具不同程度的富集，上述特征均可与 A 型花岗岩相对比。

3. 源区组成

密坑山岩体 Nd 同位素组成[Nd(t)= -3.56 ~ -5.13]较之华南典型 S 型花岗岩偏高，二阶段 Nd 模式年龄（＝1.21~1.33 Ga）较之华夏地块基底变质岩的 Nd 模式年龄（主要为早元古代）明显偏低，在 Nd(t)-t 关系图上，投影点位于华南元古代地壳演化域的上方，指示成岩过程中应有幔源组份的参与。以华南陆壳和亏损地幔作为混合端元，利用刘昌实等（1990）和 Faure（1986）提供的二端元参数，按简单的二元混合模拟计算，表明密坑山岩体地幔物质的卷入比例变化于 53.1%~60.0%，与福建沿海铝质 A 型花岗岩中地幔物质的混入比例(53.7%~65.4%，邱检生等，2000)相似，显示地幔物质在成岩过程中起重要作用。

4. 成因类型

一般认为，与 Sn 成矿有关的花岗岩主要起源于具 Sn 初始富集的地壳物质的部分熔融，这类花岗岩均经历了高程度的分异演化，成因类型主要为 S 型（Lehmann，1990; Blevin et al, 1995），但国外许多 Sn 矿床与 A 型花岗岩有关，如尼日利亚 Jos 高原的锡（铌、钨、锌）矿床(Hossain & Turaki, 1983)、巴西北部 Pitinga 锡（锆、铌、钽、钇、稀土）矿床(Lenharo, 2003)、巴西中部 Goias 洲的锡（铟）矿床(Botelho & Moura, 1998; Liverton & Botelho, 2001)、加拿大育空(Yukon)的 Seagull-Thirtymile 锡矿床(Liverton & Alderton, 1994)及波西米亚(Bohemia)西北部的锡矿床(Breiter et al., 1991)等。我国近年来也陆续报道了与 A 型花岗岩有关的锡矿床，如新疆贝勒库都克锡矿带中的萨惹什克锡矿床(毕承思等，1992)、四川西部连龙锡（银）矿床（曲晓明等，2002）等，对与湖南柿竹园超大型钨（锡、钼、铋）多金属矿床有关的千里山花岗岩也被认为属铝质碱性花岗岩（赵振华等，2000）。

采用 Whalen et al（1987）提出的以 Ga/Al 比值为基础的多种图解进行判别，密坑山岩体均投影在 A 型花岗岩区。在区分 A 型花岗岩与分异的 I 型、S 型花岗岩的有关判别图解上（如 $Zr+Nb+Ce+Y-10^4Ga/Al$、FeO^*/MgO，Eby, 1990），除个别样品投影于边界线附近外，其余样品也均落在 A 型花岗岩区。密坑山岩体成岩过程中有多量地幔物质参与的特征也指示其不应为 S 型花岗岩。按 Watson & Harrison(1983)方法计算的锆石饱和温度表明，密坑山岩体主体岩性——中粗粒钾长花岗岩的成岩温度变化于 785~817°C，较之与个旧超大型锡矿床有关花岗岩的成岩温度（660~670°C, 陈子龙和曾骥良，1995）明显偏高，而和澳大利亚 Lachlan 褶皱带（King et al., 1997）、我国南昆山(刘昌实等，2003)及福建沿海（邱检生等，

2000）等地的铝质 A 型花岗岩接近，较高的结晶温度同样不支持岩体为 S 型花岗岩。

从岩石产出的构造背景来看，南岭地区自早中生代开始（175Ma±）即处于软流圈上涌的陆内岩石圈伸展引张环境（陈培荣等，2002；王强等，2002；范蔚茗等，2003），具有形成 A 型花岗岩的动力地质前提。采用相关的构造环境判别图（如 Y-Nb，Pearce et al., 1984）投影表明，密坑山岩体均投影在板内区，也与 A 型花岗岩的基本特点一致。结合岩体铝弱过饱和特征，我们认为密坑山岩体应为铝质 A 型花岗岩。

5. 成岩成矿年龄、冷却史及其对锡成矿的制约

运用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb、全岩 Rb-Sr 和辉钼矿 Re-Os 同位素定年技术，对密坑山岩体及相关锡矿床的成岩和成矿年龄进行了精确测定，结果表明，密坑山岩体锆石 U-Pb 年龄（136.0±1.7Ma）与全岩 Rb-Sr 等时年龄（124.5±0.7Ma）有较明显的时差。按已有的各同位素计时体系封闭温度研究资料（锆石 U-Pb 体系为 700 ± 50°C，Dodson & McClelland-Brown, 1985；全岩 Rb-Sr 体系为 650°C，Harrison et al.，1979），经计算得到岩体的冷却速率为 8.7°C/Ma。由于锆石 U-Pb 体系的封闭温度近似于岩浆体系的液相线温度（King et al., 1997），而全岩 Rb-Sr 体系的封闭温度与岩体的结晶温度相当（Harrison et al., 1979），上述计算结果指示密坑山岩体在固结成岩前有相当缓慢的冷却史。辉钼矿 Re-Os 同位素定年结果表明，其模式年龄变化于（114.0±1.6）Ma～（120.2±5.3）Ma 之间，它们均明显晚于成岩年龄，如以全岩 Rb-Sr 等时年龄 124.5±0.7Ma 代表岩体固结年龄，则成矿晚于成岩约 4~10Ma。不同矿化类型的成矿年龄存在差异，反映该区热液系统的维系时间较长。

近年来，在华南相继识别出多条具低 T_{DM} 值的花岗岩带，密坑山岩体空间上处于 Shen et al (2000)划分的闽南－赣南－粤北近东西向展布的 T_{DM} 低值花岗岩带上（Ⅱ带）。尽管对这些 T_{DM} 低值花岗岩带的成因尚存在不同的认识，但多数学者均主张这些带应是幔源物质上涌带（Gilder et al., 1996; Chen & Jahn, 1998; Hong et al., 1998; Shen et al.，2000）。近年来对南岭地区稀有多金属矿床的研究也表明，壳幔相互作用和深部物质的参与对这类矿床的形成具有重要的贡献（华仁民等，1999；赵振华等，2000），如区内稀有多金属矿化花岗岩的分布基本都与超壳断裂有关（李逸群和颜晓钟，1991），矿区范围内普遍发育有具正$\varepsilon_{Nd}(t)$值的基性岩脉（赵振华等，2000；邓平等，2003），这些基本事实均暗示了幔源岩浆活动与稀有多金属矿床成矿的密切联系。赵振华等（2000）对柿竹园超大型矿床的研究指出，与该矿床形成有关的千里山花岗岩属铝质碱性花岗岩，成矿过程中伴随有较强烈的深源岩浆活动，壳幔相互作用是该矿床得以形成的重要因素之一。国外越来越多的学者也注意到幔源组份对锡等稀有多金属矿床的成矿具有重要贡献，如 Sun & Higgins（1996）对塔斯马尼亚北东部含锡花岗岩的研究认为，幔源岩浆的注入有利于维持花岗质岩浆的分异演化并最终导致锡矿床的形成；Lenharo et al（2003）对巴西北部 Pitinga 锡矿有关花岗岩的研究认为岩体形成过程中有不同比例地幔组份的参与。

对于含锡花岗岩而言，高分异演化是其普遍特征（Lehmann，1990；Muller et al., 2000），南岭地区 Sn 矿化花岗岩比 W 矿化花岗岩分异和演化得更彻底（徐克勤等，1989）。密坑山矿田范围内正是由于深部存在幔源物质的上涌，以及多量幔源组分参与了成岩过程，从而维系了该区高的地热场环境，这一高热场环境一方面有利于岩浆体系缓慢冷却，并使其得以高程度的分异演化，另一方面也导致了岩体具缓慢冷却史，并维系了长时间的热液循环系统，进而引发了长时间、多期次、大规模的锡成矿作用。

参考文献略

粤北寨头岩体的地球化学特征与成因研究

沈渭洲[1]，凌洪飞[1]，邓 平[2]，谭正中[2]

（1. 南京大学地球科学系，南京 210093;
2. 核工业 290 研究所，韶关）

寨头岩体是粤北贵东复式岩体西部的一个重要组成部分，出露面积达 230km^2. 它主要由中细粒黑云母花岗岩组成，局部为二云母花岗岩. 花岗结构，块状构造. 主要矿物组成为：石英、微斜长石、斜长石和黑云母，少量白云母以次生为主. 副矿物组合以锆石、磷灰石为主，独居石、磁铁矿和石榴子石少量出现. 寨头岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 163.0±2.0Ma，属于燕山早期岩浆活动产物.

寨头岩体以富硅(SiO_2=72.10% ~ 74.66%，平均 73.35%)、富碱(K_2O+Na_2O = 8.18% ~ 9.69%，平均 8.70%)和过铝(A/CNK=1.08 ~ 1.25)为特征；在 ACF 图解中，数据点都位于斜长石-黑云母-白云母组合范围内. 微量元素以富集大离子元素 Rb, Th 和稀土元素 Ce, Sm, Y，明显亏损 Ba, Sr, Ti 和轻微亏损 Nb, Ta 为特征，在蛛网图上，“峰”和“谷”区别明显，属于典型的低 Ba-Sr 花岗岩. Nb/Ta(4.24 ~ 6.51)和 Zr/Hf(28.8 ~ 31.3)比值较低，反映存在熔体与富挥发分流体之间的相互作用. Rb/Sr(5.42 ~ 68.32)和 Rb/Nb(11.35 ~ 16.04) 比值较高，反映它们源自成熟度较高的地壳物质. 稀土总量偏低且变化明显(44.48 ~ 196.0×10^{-6})，轻稀土富集，配分曲线明显呈右倾型，Eu 亏损明显(δEu = 0.17 ~ 0.23). 寨头岩体具有低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值(-10.7 ~ -9.7，平均为-10.2)和古老的 Nd 模式年龄(1760 ~ 1903Ma)，在 $\varepsilon_{Nd}(t)$－t 图上，数据点位于南岭地区前寒武纪地壳 Sm-Nd 同位素演化区域内. 上述元素和同位素地球化学特征表明，寨头岩体是由古元古代地壳物质熔融形成，属于壳源型花岗岩范畴.

寨头岩体具有低的 CaO/Na_2O 比值(0.07 ~ 0.31，平均为 0.17)，在 Rb/Sr－Rb/Ba 图解上，数据点均投影于右上角富粘土源岩区域内，加之它们的 $TFeO+MgO+TiO_2$ 含量(2.14 ~ 2.55%)又都明显低于 4%，说明寨头岩体的源岩由泥质成分岩石组成.

在 Rb－Y+Nb 图解上，岩体位于后碰撞花岗岩区域内；在 SiO_2－Al_2O_3 和 SiO_2－TFeO/(TFeO+MgO)图解上，寨头岩体都位于后造山花岗岩区域内. 由此可知，寨头岩体是在伸展的构造环境中形成的.

寨头岩体所处的南岭地区在中生代时期先后经历了印支运动和燕山运动两次大的构造－岩浆活动的强烈影响. 印支运动在南岭地区形成了骑田岭－九峰、大东山－贵东和花山－姑婆山－连阳－佛冈 3 个主要的东西向断裂带(或花岗岩带). 在燕山运动早期，由于初期俯冲角度较小，太平洋俯冲板片尚未达到华南地壳地表以下 110km 深度，不能诱发陆缘弧型岩浆作用，但由俯冲产生的应力则可通过华南的刚性地块，快速传递到内陆，形成伸展构造环境，并经伸展和断裂途径发生减压熔融，在南岭地区形成燕山早期板内花岗岩. 寨头岩体就是在这样一种构造背景下，由古元古代泥质变质岩源区物质通过低程度部分熔融的方式形成.

东准噶尔别里阿屯铝质 A 型花岗岩的年代及意义*

苏玉平[1,2]，唐红峰[1]，刘丛强[1]

（1. 中国科学院地球化学研究所地球深部物质与流体作用地球化学研究室，贵阳 550002；2. 中国科学院研究生院，北京 100049）

A 型花岗岩的命名意义在于强调岩石形成时的构造背景和岩浆条件，而不提供岩石物质来源等方面的信息（Loiselle and Wones, 1979）。它除了包括传统的碱性 A 型花岗岩外，还包括中等碱质、含少量水而不含碱性暗色矿物的铝质 A 型花岗岩。自从 King et al.（1997）提出铝质 A 型花岗岩这一概念以来，该类岩石就受到了高度的重视，很多原来被认为是 I 型或 S 型的花岗岩被重新厘定为铝质 A 型花岗岩。

新疆北部是我国 A 型花岗岩分布面积较广的地区之一，这些花岗岩都是晚古生代后碰撞岩浆活动的产物，且都具有低 I_{Sr} 和高$\varepsilon_{Nd}(T)$值的同位素特征。通过对这些花岗岩的研究，可以探讨准噶尔盆地基底性质、显生宙地壳生长模式及深部地质作用过程等重大基础地质问题。西准噶尔以铝质 A 型花岗岩为主（Chen and Arakawa, 2005），早期研究认为东准噶尔以碱性 A 型花岗岩为主。最近研究结果显示，东准噶尔部分准铝质甚至过铝质的后碰撞花岗岩在成因类型上属铝质 A 型花岗岩（苏玉平等，2006）。因此，需要对东准噶尔铝质 A 型花岗岩的时空分布及其与其他类型花岗岩的演化关系进行深入研究。

别里阿屯花岗岩体位于东准噶尔乌伦古河的东北侧，南距二台约 20km。主体岩石为碱长花岗岩，手标本上呈肉红色，具中粗粒花岗结构，块状构造。晶洞构造发育，晶洞内多充填有细小黑云母集合体和石英。岩石主要由碱性长石和石英组成，暗色矿物主要为黑云母但含量很少。岩石的化学成分特点为高度富硅（SiO_2=73.62%~78.35%）、富碱（Na_2O+K_2O=7.54%~8.53%）、贫镁（MgO=0.01%~0.10%）。在 A/NK-A/CNK 图中，这些岩石与也布山花岗岩一起落入过铝质花岗岩区。不相容元素蛛网图显示，岩石明显富集 Rb、Th 等大离子亲石元素及 Zr、Hf 等高场强元素而强烈亏损 Ba、Sr、Eu 及弱亏损 Nb、Ta 等元素。在 Whalen et al.（1987）以 10000×Ga/Al 比值为标准的花岗岩分类图上，岩石都落入 A 型花岗岩区。岩石的稀土元素含量较高（∑REE=277~410ppm），负 Eu 异常很明显，稀土配分模式呈富集轻稀土的右倾 V 字型。这些岩石与乌伦古河碱性 A 型花岗岩的地球化学特征（Han et al., 1997）存在一定差异，两个样品的$\varepsilon_{Nd}(T=280Ma)$值分别为+6.14 和+6.09，两阶段模式年龄分别为 547Ma 和 551Ma，高的$\varepsilon_{Nd}(T)$值和年轻的 Nd 模式年龄反映它们来源于具有亏损地幔同位素特征的年轻地壳。锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年结果显示，别里阿屯花岗岩的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄值为 282±2Ma（n=16，MSWD=2.7）。考虑到东准噶尔花岗岩晚石炭世的同位素年龄比较普遍，而早二叠世的年龄并不多见，为了进一步确定别里阿屯铝质 A 型花岗岩的形成时代，我们对该岩体另一样品采用锆石 SHRIMP U-Pb 法定年，结果显示其形成时代为 282±5Ma（n=11，MSWD=1.3），与 LA-ICPMS 定年的结果一致。对比区内已发表的花岗岩锆石 U-Pb 年龄和全岩 Rb-Sr 年龄不难发现，锆石 U-Pb 年龄对花岗岩的侵位时代给予了

* 中国科学院 2002 年度西部之光项目和国家重点基础研究发展规划项目(2001CB409805)资助

更严格的约束，而全岩 Rb-Sr 年龄一般比锆石 U-Pb 年龄低 15~30Ma。两种同位素体系年龄不一致的可能原因有：（1）Rb-Sr 同位素体系受到了后期热事件或热液蚀变的轻微扰动；（2）全岩 Rb-Sr 和锆石 U-Pb 体系的封闭温度不同。也布山铝质花岗岩的全岩 Rb-Sr 等时线年龄值为 268±4Ma（韩宝福等，1998），考虑到上述不同同位素体系年龄值的差异，该岩体与别里阿屯铝质 A 型花岗岩应是同一期岩浆活动的产物。

前人研究已充分证明东准噶尔地区晚石炭世属后碰撞的构造环境，但后碰撞环境的时限仍需进一步的厘定。别里阿屯和也布山铝质花岗岩在 Rb-Y+Nb 图中位于火山弧花岗岩区和板内花岗岩区的界线附近，在 Rb/Nb-Y/Nb 及 Nb-Y-3Ga 图中全部落入 A2 区，反映它们更应是一种后碰撞花岗岩。因此，晚石炭世碱性花岗岩的侵位并不能标志该区后碰撞环境的结束和板内演化阶段的开始，而在 280Ma 左右侵位的铝质花岗岩也是该区后碰撞岩浆活动的产物。最近，王京彬和徐新（2006）从地层（火山-沉积作用）的角度得到新疆北部早二叠世处于后碰撞阶段伸展期的认识，与本文从花岗岩角度得出的认识一致。

主要参考文献：

Chen, B., Arakawa, Y., 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(5): 1307~1320.

Han, B. F., Wang, S. G., Jahn, B. M., Hong, D. W., Kagami, H. and Sun, Y. L., 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China geochemistry and Nd–Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. Chemical Geology, 138: 135~159.

King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia. J. Petrol., 38: 371~391.

Loiselle, M. C., Wones, D. R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America, Abstract, 11, 468.

Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral Petrol., 95: 407~419.

韩宝福，王式光，孙元林，洪大卫，1998。正ε_{Nd}(T)值的准铝-过铝花岗岩：新疆也布山岩体。科学通报，43（12）：1323~1328。

苏玉平，唐红峰，刘丛强，侯广顺，梁莉莉，2006。新疆东准噶尔苏吉泉铝质 A 型花岗岩的确立及其初步研究。岩石矿物学杂志，25（3）：175~184。

王京彬，徐新，2006。新疆北部后碰撞构造演化与成矿。地质学报，80（1）：23~31.

大兴安岭东北部地区侏罗纪两类花岗岩的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及成因

隋振民[1]，葛文春[1]，吴福元[2]，张吉衡[1]，徐学纯[1]，程瑞玉[1]

（1. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029）

研究区位于大兴安岭东部大、小兴安岭结合部位，大地构造上位于兴安地块和额尔古纳地块之上，向南与松嫩地块相邻。该区不仅由于具有大型、超大型多金属矿产而一直是人们关注的热点地区之一，而且该区中生代花岗岩的年代学格架、岩石成因及其形成的构造背景研究，对理解小兴安岭－张广才岭直至延边地区侏罗纪花岗岩的时空分布，进而讨论东北地区中生代的构造演化具有重要意义。本文将报道我们对该区侏罗纪花岗岩所进行的锆石 U-Pb 年代学和地球化学研究新资料，并讨论花岗岩的岩石成因以及它们形成的地球动力学问题。

前人主要根据 K-Ar 法和部分 Rb-Sr 法同位素年龄资料，将研究区内大面积出露的花岗质侵入岩主要划分为晋宁期、加里东期和华力西期。本文的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果表明，上述晋宁期－华力西期花岗岩体中有相当一部分实为侏罗纪花岗岩，如正棋村岩体（190 Ma）、韩家园子岩体（188 Ma）、兴华-翻身屯岩体（178 Ma）、鸡尾甸子岩体（176~181Ma）和黑花山岩体（171 Ma）等。

正棋村岩体主要岩石组合为角闪花岗闪长岩及少量二长花岗岩和角闪石英二长闪长岩，花岗闪长岩中可以见到细粒闪长岩包体。岩石为中－细粒半自形粒状结构，块状构造。主要矿物组成为石英（15~25%）+碱长石（5~20%）+斜长石（40~50%）+角闪石（5~10%）+黑云母（±10%）。

韩家园子岩体主要岩石组合为角闪闪长岩、角闪石英闪长岩。岩石呈中细粒半自形粒状结构，块状构造。主要矿物组成为石英（5~20%）+斜长石（50~70%）+碱长石（0~20%）+角闪石（5~15%）+黑云母（5~10%）。

兴华-翻身屯岩体为一面积近 500Km^2 的巨大岩基。主要岩石组合为中细粒黑云母花岗闪长岩和中细粒黑云母二长花岗岩。岩石呈灰白色，粒度变化较大，多以半自形粒状结构为主，局部为似斑状结构。主要为块状构造，偶见片麻状构造。主要矿物组合为石英（25~35%）+碱长石（10~30%）+斜长石（50~60%）+黑云母（5~10%）+角闪石（±2%）。

鸡尾甸子岩体为一面积约 900Km^2 的巨大岩基，主要岩石组合为花岗闪长岩-二长花岗岩。普遍具有似斑状结构，斑晶为钾长石，斑晶大小在 1~2cm，斑晶含量约为 5~10%。块状构造为主，局部为弱片麻状构造。主要矿物组合为石英（25~30%）+斜长石（35~40%）+碱长石（25~35%）+黑云母（±5%）。

黑花山岩体出露面积约 1400Km^2，主要岩石组合为花岗闪长岩-二长花岗岩。岩石呈浅灰色。具有典型的花岗结构，局部为似斑状结构，斑晶为钾长石，块状构造为主。主要矿物

组合为石英（25~30%）+斜长石（35~50%）+碱长石（5~25%）+黑云母（2~5%）。

根据 Sr 和 Yb 的富集和亏损程度可将本区侏罗纪花岗岩划分为高 Sr 低 Yb 和低 Sr 高 Yb 两种类型，低 Sr 高 Yb 型侵位时间略早（188-190 Ma），如正棋村岩体、韩家园子岩体，高 Sr 低 Yb 型侵位时间略晚（171-181 Ma），如兴华-翻身屯岩体、鸡尾甸子岩体和黑花山岩体。高 Sr 低 Yb 型花岗岩以高 Sr (554.9 ~1019.6μg/g)、低 Yb（<2μg/g）、富铝（Al_2O_3: 14.45~17.6%）、富钠（Na_2O：3.28%~4.48%）、强烈亏损重稀土元素而与 adakite 岩相似，但与典型的 adakite 岩相比，K_2O 含量相对较高（K_2O=1.82~4.3%，），含镁指数较低（$Mg^{\#}$：0.29~0.57），过渡元素含量也相对较低（Cr 平均为 21.3μg/g，Ni 平均为 9.05μg/g），与俯冲板片熔融的典型 adakite 岩存在着一定的差别，不是俯冲板片熔融的典型 adakite 岩，而与增厚下地壳熔融成因的“C”型 adakite 岩相似。低 Sr 高 Yb 型花岗岩的 Sr<420μg/g，Yb>2μg/g，类似于正常组份的中酸性侵入岩。

锆石 Hf 同位素研究表明，本区侏罗纪花岗岩中黑花山岩体具有很高的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值：+7.18~ +11.60，反映其源区主要是来自亏损地幔的物质，其年轻的二阶段 Hf 模式年龄（平均为 0.8Ga）反映其源区物质为新元古代期间从亏损地幔中新增生的年轻地壳物质。正棋村、兴华-翻身屯、鸡尾甸子等岩体锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 为–2.89~ +2.75，反映这些岩体源区物质为来自地壳和地幔物质的混合物。韩家园子岩体的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为+1.77~ +5.34，显示出该花岗岩源区以来自亏损地幔的物质为主，也有部分地壳物质的参与。而高 Sr 低 Yb 和低 Sr 高 Yb 两类花岗岩的 Hf 同位素组成并未表现出明显的差别，反映二者具有相似的源区物质来源，即新增生的年轻地壳物质和较老的地壳物质不同程度的混合。

本区侏罗纪花岗岩以花岗闪长岩-二长花岗岩为主，常见暗色矿物为普通角闪石和黑云母，副矿物组合中出现榍石而未见富铝矿物，为准铝质或弱过铝质、高钾钙碱性系列的 I 型花岗岩。

锆石 Hf 同位素特征反映出两类花岗岩具有相似的源区物质来源，而相似的主量元素含量和一致的主量元素变异演化趋势，基本相同的含镁指数、微量元素（Ni、Cr、Co、V 等）和不相容元素的比值，表明两类花岗岩具有相同或相似的源区物质成分，基本排除了两类花岗岩起源于性质和成分完全不同的岩浆源区的可能性。两类花岗岩具有不同的 Sr-SiO_2 的变异演化线，而且闪长岩也具有低 Sr 高 Yb 的地球化学特征，表明低 Sr 高 Yb 花岗岩类不可能是高 Sr 低 Yb 花岗岩分异演化的产物。结合实验岩石学资料，我们认为两类花岗岩浆的源区组成类似但起源深度不同，高 Sr 低 Yb 型花岗岩形成于较高压力的下地壳，而低 Sr 高 Yb 型花岗岩则可能形成于较低压力的中地壳。

大兴安岭东北部侏罗纪花岗岩具有与小兴安岭－张广才岭和延边地区相同的岩石组合，类似于活动大陆边缘花岗岩的岩石组合特征。因此，上述侏罗纪花岗岩的时空分布及岩石组合特征暗示其可能形成于活动大陆边缘构造背景，即与古太平洋板块的俯冲有关。新的年代学资料表明，代表佳木斯地块与松嫩地块的拼合产物－黑龙江群构造混杂岩的变质年龄约为 165~180Ma，可能暗示佳木斯地块与松嫩地块的碰撞时间为侏罗纪。因此，我们推测本区两类花岗岩的形成与佳木斯地块和松嫩地块间的洋壳向松嫩地块下的俯冲和两地块间的拼合作用有关。

大兴安岭东北部地区早古生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及地质意义

隋振民[1]，葛文春[1]，吴福元[2]，张吉衡[1]，徐学纯[1]，程瑞玉[1]

（1. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029）

研究区位于大兴安岭东部大、小兴安岭结合部位，大地构造上位于兴安地块和额尔古纳地块之上，向南与松嫩地块相邻，是大兴安岭地区早古生代花岗岩花岗岩最为发育的地区。本文报道了大兴安岭东北部地区早古生代花岗岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年结果，并结合锆石 Hf 同位素资料，讨论了该地区早古生代花岗岩岩浆源区性质和地壳生长意义。

1：20 万区调资料和黑龙江省区域地质志主要根据 K-Ar 法和个别 Rb-Sr 全岩等时线法年龄，将内河、查拉班河、哈拉巴奇等岩体定为晋宁期，十八站、白银那等岩体被定为加里东期。由于缺少高精度同位素年代学资料，这些花岗岩体侵位时代确定的依据并不充分。作者对研究区内的花岗岩进行了系统的 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年工作，结果表明区内绝大多数花岗岩为早古生代花岗岩和燕山早期花岗岩，尚未发现有新元古代花岗岩体存在。本文测得十八站岩体、内河岩体、白银那岩体、查拉班河岩体的锆石 U-Pb 年龄分别为 499Ma、500 Ma、460Ma 和 465～481 Ma。所测锆石颗粒的阴极发光（CL）图象绝大多数具有清晰的岩浆型振荡生长环带，表明这些锆石为岩浆结晶成因，所测年龄应该代表花岗岩体侵位结晶的年龄，因此这些岩体的时代均为早古生代。结合本区哈拉巴奇岩体和塔河岩体的年龄资料，本地区 13 个早古生代花岗岩体的锆石 U-Pb 年龄均在 460 ~500 Ma 之间，因此，可以判定大兴安岭东北部地区早古生代花岗岩浆活动的时限为 460 ~500 Ma。

本区大多数早古生代花岗岩体如十八站岩体、白银那、哈拉巴奇岩体和查拉班河岩体部分样品的锆石 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值相对较高，多分布在 0.2825~0.2826 之间，$\varepsilon_{Hf}(t)$多为正值（最高达+6.27），在 $\varepsilon_{Hf}(t)$- t 图解上，这些花岗岩体的数据都落在球粒陨石演化线之上而且相对集中分布，表明其源区主要是来自亏损地幔的物质。其锆石 Hf 同位素两阶段模式年龄（t_{DM2}）为 1.5Ga ~ 1.9Ga，说明本区这些早古生代花岗岩的源区物质应该主要是大概在古、中元古代期间从亏损地幔中新增生的地壳物质。

内河岩体具有很低的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值（0.282040～0.282235）和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 负值（−15.16～−8.37），二阶段 Hf 模式年龄（t_{DM2}）相对较老，变化范围为 2.6 ~ 3.2Ma，说明其可能是纯粹的老地壳物质改造的产物。在 $\varepsilon_{Hf}(t)$- t 图解上，这些锆石位于元古代地壳演化范围内，并且靠近本区早古生代花岗岩中年龄最老的一颗锆石的核部和边部沿平均地壳成分的演化线，说明这些老地壳应该是 2.5 Ga 前后形成的古元古代陆壳，内河岩体是这些古元古代陆壳再循环的产物。

查拉班河岩体 GW05039 号样品的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值相对较低且变化范围较大（0.282090～0.282491），$\varepsilon_{Hf}(t)$集中在−3.5～−6.0 之间，二阶段 Hf 同位素模式年龄（t_{DM2}）在 2.1～2.4Ga

之间，明显高于十八站等岩体而低于内河岩体，在 $\varepsilon_{Hf}(t)$- t 图解上，这些数据落在 1.8Ga 地壳演化线附近。研究表明，该这些锆石来源于 2.5 Ga 之后形成的古元古代地壳但有新生地幔物质的加入。

因此，本区早古生代花岗岩应该有两个不同的源区物质来源，既古、中元古代期间新增生的年轻地壳物质和古元古代陆壳物质。这些从亏损地幔中新增生的年轻地壳物质应该主要是玄武质岩石，这与本区早古生代花岗岩具有 I 型花岗岩的特征相吻合。而起源于古元古代陆壳物质的内河岩体的岩石类型为角闪花岗闪长岩，可能暗示这些古元古代地壳物质应该主要是镁铁质岩石而非 TTG。

显生宙花岗岩的钕模式年龄（<1000 Ma）显示兴蒙造山带地壳增生主要在新元古-显生宙期间，本区早古生代花岗岩体的锆石 Hf 同位素模式年龄表明大兴安岭地区在古、中元古代期间发生过两期地壳生长事件：第一次地壳增生发生在大概 2.5 Ga 左右，代表本区古元古代陆壳的形成。第二次地壳生长发生在大概古、中元古代期间（1.5Ga ~ 1.9Ga），是本区元古代期间一次重要的地壳增生事件，这次地壳增生使大量年轻地壳物质从亏损地幔中增生出来，同时表现出新生地幔物质对先前古老地壳物质的改造作用。这次地壳增生事件的产物成为本区早古生代花岗岩的主要物质来源。

中亚造山带东段内的一些地块，如额尔古纳、兴安、佳木斯等地块一直被认为是具有前寒武纪结晶基底的古老陆块，但部分学者根据最近获得的一些高精度锆石 U-Pb 同位素年代学研究结果，对部分地块是否存在前寒武纪结晶基底，以及结晶基底时代或规模提出了质疑，认为这些“古老地块”的时代可能较以前的认识要新很多。本区部分早古生代花岗岩体具有很低的负 $\varepsilon_{Hf}(t)$值，高的 Hf 同位素两阶段模式年龄，显示部分古老陆壳物质参与了花岗岩的形成。其中有一颗锆石核部的近谐和年龄为 1.6 Ga ， Hf 同位素特征表明其是本地区古老岩浆锆石多次循环的产物。这些资料虽然未能准确限定本区结晶基底的时代和规模，但起码表明本区的确存在前寒武纪的结晶基底。

阿尔泰早石炭世碱性花岗岩的成因及其地质意义

童 英[1]，王 涛[1]，洪大卫[1]，韩宝福[2]，代雅健[1]

（1. 中国地质科学院地质研究所；2. 北京大学地球与空间学院）

过去一般认为阿尔泰造山带花岗岩主要形成于晚古生代。但是，最新的研究表明，阿尔泰造山带同造山花岗岩的主要形成于早、中古生代，主要岩石类型是钙碱性 I 型花岗岩，形成于俯冲增生过程；此外，在阿尔泰造山带南缘及准噶尔北侧仍然发育 382Ma 与俯冲有关的弧花岗岩；阿尔泰造山带南缘及东准噶尔蛇绿岩的年龄大致为 500Ma~460Ma。这些都说明了在早、中古生代阿尔泰造山带经历了俯冲、增生作用。那么，这些同造山花岗岩浆活动是何时结束的？区域何时由挤压环境转入拉张背景，造山运动是何时结束的？这是阿尔泰造山带构造演化的关键问题之一。

通常情况下，碱性花岗岩（碱质 A 型花岗岩）往往出现在一次岩浆旋回的晚期，总是形成于拉张的构造环境。到目前为止，布尔根岩体是阿尔泰造山带发现的最典型的碱性花岗岩体。发育晶洞构造和显微文象结构，含有碱性特征暗色矿物钠铁闪石和霓石，发育具有冷凝边结构的晚期碱性花岗岩脉。锆石 U-Pb 年龄显示其形成时代为早石炭世。地球化学特征显示其具有高硅、富钾、富钠，贫铁、锰、镁，低磷、钛，具有较高的 Al_2O_3 含量，与世界上典型的碱性花岗岩相一致。轻稀土相对富集，配分曲线呈一定程度的右倾，重稀土相对亏损，配分曲线近水平，具有明显的负铕异常，显示出强烈的分离结晶作用。微量元素特征亦与典型的 A 型花岗岩相一致，即高 Ga、Nb、Zr、Zn、Y，低 Ba、Sr、P、Ti。在原始地幔标准化的蛛网图解中，表现为典型的 Ba、Sr、P、Ti 的负异常。Sr 初始值比较低，具有高正的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值，高于阿尔泰早古代花岗岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$值，具有年轻的 Nd 同位素模式年龄，且低于早古生代花岗岩，表明了年轻幔源物质应是布尔根碱性花岗岩的重要物质来源，这与早古生代同造山期钙碱性花岗岩有不同。

以上特征表明，布尔根碱性花岗岩不可能熔自残留体；要求有地幔物质的加入，但不能单独从地幔岩浆直接衍生出来，也不能单独由早期俯冲的洋壳或弧物质部分熔融产生，应是多个物源贡献的结果。同时，它必须经历过强烈的结晶分异作用。一种可能的成因机制是由富集大离子亲石元素的年轻地幔岩浆底侵，导致基性下地壳（早期俯冲的洋壳或弧物质）发生重熔，同时一部分地幔岩浆加入，发生岩浆混合，在经历了强烈的结晶分异作用之后形成的。

论花岗岩构造岩浆组合

王德滋，舒良树

（南京大学地球科学系，南京 210093）

花岗岩构造岩浆组合主要反映花岗岩的岩浆类型与大地构造环境之间的关系。1979 年 WS.Pitcher 首先指出花岗岩与构造环境的成因联系，划分出安第斯型、海西型与阿尔卑斯型三种类型，开创了花岗岩与构造环境关系研究之先河。1983 年，他进一步提出花岗岩类型学（granite typology），他以板块理论为指导，将地质环境与熔融体系相结合，对花岗岩类型进行了划分，这是一项具有里程碑意义的工作（Pitcher,1979、1983）。2001 年，董申保提出花岗岩拓扑学（granite topology）的理念，其定义为："花岗岩拓扑学主要研究花岗岩成因及其与大地构造环境的联系，从整体上反映花岗岩自然体系的源区状态及演化过程的概貌，揭示出花岗岩形成时与大地构造类型中某一特定阶段的联系"，这一定义比较完整。董申保强调花岗岩的形成与大地构造演化的特定阶段联系的观点，发展了 Pitcher 有关花岗岩构造环境的理念（董申保，2001）。花岗岩的空间分布主要与板块聚敛边界有关，包括洋壳俯冲消减作用与陆-陆碰撞作用形成的花岗岩均如此，而板块离散边界（洋中脊、裂谷）形成的花岗岩相对而言居于次要地位。特别应指出的是，花岗岩与伸展构造的关系未被 Pitcher 所重视。事实上，无论是大洋板块向大陆板块俯冲的弧后环境，抑或陆-陆碰撞的后碰撞阶段，均足以说明伸展构造对于花岗岩形成的重要性，从而在一定程度上为弄清长期存在的花岗岩的空间问题提供了新思路。

花岗岩的岩浆类型主要根据主要造岩元素的重量百分比（或摩尔数）加以区分，I 型花岗岩和 S 型花岗岩均属钙碱性系列，A 型花岗岩则属碱质系列。铝饱和指数（ASI）是区分 I 花岗岩与 S 型花岗岩的重要参数。ASI 大于 1.1 为强过铝，属 S 型无疑。ASI 小于 1.0 为准铝，属 I 型。ASI 介于 1.1 与 1.0 之间为弱过铝，属 S 型抑或 I 型？应结合其他标志加以判别。如是否含富铝矿物（石榴子石、红柱石等）？是否含有具细粒火成结构的岩石包体？云母与普通角闪石的相对含量如何？以及花岗岩的成矿专属性等加以判别。

花岗岩的构造环境类型存在几种方案，有的方案相当繁琐，应当突出主要类型及其鉴别标志。从全球范围来看，并结合中国实际，花岗岩构造岩浆组合可以区分为下列五个主要类型：（1）洋壳俯冲消减型，如日本岛弧、安第斯型活动陆缘；（2）陆-陆碰撞型，如喜马拉雅-冈底斯碰撞造山带；（3）陆缘伸展型，如中国东南伸展型陆缘、北美西部盆岭省；（4）陆内断裂拗陷型，如长江中下游断裂拗陷、钱塘江-信江断裂拗陷；（5）裂谷型，如东非裂谷、攀西裂谷。

造山带花岗岩可以从一种构造岩浆组合演变为另一种构造岩浆组合。线形造山带花岗岩演变的一般规律是：俯冲型→碰撞型→伸展型，亦可表述为前碰撞花岗岩→同碰撞花岗岩→后碰撞花岗岩。但不能一概而论，对于不同的造山带必须具体情况作具体分析，如秦岭造山带花岗岩与南岭造山带花岗岩即各有其自身的演化历史（王德滋等，1999）。

秦岭是一个典型的复合型大陆造山带，其中不同时期、不同成因、不同类型的花岗岩类

十分发育，分布面积达 4 万平方公里，呈线形分布（张国伟等，2001）。主造山期花岗岩包括加里东期（6—4 亿年）和印支期（2.3—1.9 亿年），前者主要为岛弧型或俯冲型花岗岩类，主要岩石类型有闪长岩、石英闪长岩与奥长花岗岩；后者主要为碰撞型花岗岩类，岩石类型有黑云母二长花岗岩、黑云母花岗岩、二云母花岗岩和奥长环斑花岗岩。燕山期（1.8—0.8 亿年）属于后造山期花岗岩，岩石类型包括黑云母花岗岩、黑云母二长花岗岩、花岗斑岩和花岗闪长斑岩等。秦岭造山带花岗岩总体上反映了俯冲→碰撞→伸展的演变规律。

南岭及其邻区分布有多旋回的花岗岩类。总体而言，俯冲型花岗岩类不甚发育，主要发育碰撞型和伸展型花岗岩类。华夏地块与扬子地块之间至少经历了 3 次大的碰撞拼贴（晋宁期、加里东期、海西印支期），相应形成了 3 期碰撞型花岗岩（王德滋等，2003）。呈东西向展布的燕山早期花岗岩（即南岭花岗岩主体）属于典型的后造山花岗岩组合（陈培荣，2002），而燕山晚期花岗岩和火山岩主要呈北东向分布，其晚阶段出现双峰式火山岩、双峰式侵入岩和 A 型花岗岩构成的伸展型组合。无论是秦岭还是南岭，造山带花岗岩演化的共性是：A 型花岗岩的出现往往表明造山运动趋于尾声，这几乎成为所有造山带花岗岩演化的普遍性规律。

研究花岗岩的成因，除了研究其物源外，还必须研究其热源。按热源，造山带可以区分为两类（Brown, 1994），在演化过程中均能形成花岗岩浆：一类是由于挤压剪切、盆地倒转、地壳增厚使地温增加及随后的剥蚀减压导致地壳岩石的脱水熔融形成花岗岩浆；另一类是由于岩石圈减薄，软流圈地幔上涌，导致玄武岩浆的底侵作用，促使中下地壳部分熔融形成花岗岩浆。前者主要属于陆内造山带，后者多见于大陆边缘。自然界有时存在介于两类造山带之间的过渡情形。碰撞造山作用的后期发生的伸展作用会像大陆边缘一样引发玄武岩浆的底侵作用。

应该着重指出，花岗岩问题首先是地质问题。研究花岗岩的构造岩浆组合应重视野外地质调查，在此基础上进行岩石地球化学研究，获取精确的定年数据，弄清花岗岩的时空演化规律，结合利用微量元素进行构造环境判别（Pearce 图解），才能获得可靠的结论。有一种倾向应该避免，即不重视花岗岩的野外观察，仅凭采集少量地球化学样品，然后将分析数据在 Pearce 图解投点以确定花岗岩的构造环境类型，这是本末倒置的做法。

安徽铜陵朝山金矿含矿岩体的时代与成因

王建中[1]，李建威[1,2]，马昌前[2,3]，赵新福[1,4]

（1. 中国地质大学资源学院，湖北武汉 430074;
2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，湖北武汉 430074;
3. 中国地质大学地球科学学院，湖北武汉 430074;
4. *Department of Earth Sciences, The Univeristy of Hong Kong, Hong Kong SAR*）

朝山金矿是安徽铜陵矿集区典型的矽卡岩型金矿，矿体主要赋存在朝山岩体与三叠系南陵湖组灰岩的接触带上。朝山岩体的岩性主要为深灰色中-细粒或似斑状辉石闪长岩，造岩矿物以斜长石（An_{33-59}, 55-70 %）和辉石（5-25 %）为主，其次有角闪石（~8-12 %）和黑云母（ 5%），偶尔可见石英（<1 %）。副矿物主要为磁铁矿、磷灰石、榍石和少量锆石。岩体中含较丰富的辉石、角闪石巨晶及尖晶石辉石岩、角闪石岩和辉长质包体。辉长质包体以低硅、低铝、高镁和富碱为特点。

三个新鲜角闪石样品（采自朝山金矿-470m深处新鲜辉石闪长岩）的$^{40}Ar/^{39}Ar$坪年龄介于141.2-137.5 Ma（每个样品分析了3-5个单矿物颗粒，同位素分析在澳大利亚墨尔本大学地球科学学院利用VG 5400质谱仪完成）。同一样品不同颗粒的坪年龄在误差范围内基本一致，说明分析结果可靠。角闪石的$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄一般被解释为岩体的冷却年龄，但由于角闪石中氩同位素的封闭温度较高（500-550℃），因此其$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄有时可近似看作岩体的侵位年龄。本次测定的12个单矿物颗粒中，有两个给出了141.2 Ma的坪年龄，与王彦斌等（2004）的SHRIMP锆石U-Pb年龄（142.9 ± 1.1 Ma）非常接近，因此可以代表朝山岩体的侵位/结晶年龄；而吴才来和周珣若（1996）报道的黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄（136. 6 ± 1. 1Ma）代表朝山岩体冷却到300-350℃（黑云母中氩同位素的封闭温度）的时间。另外，由于朝山金矿矽卡岩的形成温度大致为500-400 ℃，与角闪石中氩同位素的封闭温度接近，因此，此处的角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄又可近似地看作朝山金矿的成矿年龄。

辉石闪长岩含SiO_2 52.9 -56.5 wt.%、Al_2O_3 16.2-17.1 wt.%、CaO 7.3-8.8 wt.%、MgO 2.9-3.6 wt.%、Na_2O 3.9-4.5 wt.%、K_2O 2.2-2.8 wt.%。在SiO_2- K_2O和A/CNK-A/NK图解中分别落入高钾钙碱性和准铝质区域。所有样品均富集大离子亲石元素（如Rb、Ba 、Th 、Sr）和LREE, 亏损高场强元素（如Nb、Ta 、Ti）。Sr的丰度很高（1007-1100 ppm），Rb/Sr比值较低（0.068-0.09）；在原始地幔标准化蛛网图上出现明显的Nb-Ta-Ti负异常。岩石的∑REE总量较高（228-239 ppm），稀土元素配分模式为向右陡倾斜型，La/Yb比值介于25.0-27.4，具有弱的Eu负异常（δ_{Eu}=0.75-0.85）。岩石具有放射性但很均一的Sr-Nd同位素组成，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ = 0.7065-0.7067,$\varepsilon_{Nd}(t)$ = -7.78～-8.01，在$(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$-$\varepsilon_{Nd}(t)$图解上，所有样品位于地幔阵列线上。Sr-Nd同位素组成与庐枞和宁芜地区早白垩世的玄武岩很相似。以上地球化学和Sr-Nd同位素组成特征表明，朝山岩体起源于富集岩石圈地幔的部分熔融，这与前人的铅同位素研究结果一致（邢凤鸣，1998；闫竣，2003）。

铜陵地区其他侵入岩的成因也基本上都与富集地幔的部分熔融有关（王元龙，2004）；

这些侵入岩的侵位时代也与朝山岩体大致同步（王彦斌等 2004b, c; 杨刚等 2004；梅燕雄等，2005）。此外，铜陵地区南北两侧的宣南坳陷和繁昌火山岩盆地也广泛出露侏罗纪-白垩纪火山-次火山岩（成分自玄武岩到流纹岩都有）。最近的深地震反射资料（吕庆田等, 2004）和部分岩体的堆积晶/堆积岩（邢凤鸣等 1995, 1996, 1997；吴才来等 1997；唐永成等 1998；杜杨松等 2003，2004）的研究结果均显示，铜陵地区在侏罗纪末期-白垩纪早期曾发生过广泛的玄武质岩浆底侵。这些资料一致表明，铜陵地区在白垩纪早期发生过大规模的地幔部分熔融。

地质和地球化学分析说明（王强，2001，2003；王元龙，2004），铜陵地区晚侏罗-早白垩的构造体制以岩石圈伸展为主。在这种伸展条件下，岩石圈地幔发生减压熔融，形成高钾钙碱性的玄武质岩浆，并底侵于壳幔边界附近或下地壳底部（周珣若等 1993；吴才来等 1997；杜杨松等，2004），形成深位岩浆房。随着温度的下降，岩浆房中的基性岩浆开始发生结晶分异作用，形成角闪石、辉石堆积晶/堆积岩（杜杨松，2004）。发生分离结晶后的中-基性或中性岩浆沿深大断裂上升到8-10km的上地壳，形成浅位中性岩浆房； 最后在2.5-3.2km深度的浅成环境下就位（任云生等，2004），形成朝山辉长闪长岩，并随之发生矽卡岩成矿作用。

主要参考文献：

Re-Os 年龄测定及其地质意义.地球学报，26(4):327-331

陈江峰，谢智，张巽，周泰禧. 2001.安徽的地壳演化：Sr-Nd 同位素证据.安徽地质，11(2): 123-130

杜杨松,李铉具.2004.安徽铜陵岩浆岩中辉长质岩石包体的发现及其地质意义.高校地质学报，10(3) : 332-342

黄顺生,徐兆文,顾连兴等.2004.安徽铜陵狮子山矿田岩浆岩地球化学特征及成因机制探讨.高校地质学报，10(2) : 217-226

吕庆田，侯增谦，史大年等. 2004.铜陵狮子山金属矿地震反射结果及对区域找矿的意义.矿床地质，23(3): 390-398

吕庆田，侯增谦等. 2003.深地震反射剖面揭示的铜陵矿集区复杂地壳结构形态.中国科学，33(5): 442-447

梅燕雄，毛景文，李进文，杜安道. 2005.安徽铜陵大团山铜矿床层状矽卡岩矿体中辉钼矿

任云生,刘连登等.2004.铜陵地区矽卡岩型独立金矿成矿深度探讨.大地构造与成矿学，25（4）：397-402.

王强，赵振华，熊小林等. 2001 底侵玄武质下地壳的熔融:来自安徽沙溪 adakite 质富钠石英闪长玢岩的证据.地球化学，30(4): 353-362

王强等. 2003.安徽铜陵地区的燕山期侵入岩的成因及其对深部动力学过程的制约.中国科学，33(4):329-332.

王彦斌,刘敦一等.2004.安徽铜陵地区幔源岩浆底侵作用的时代-朝山辉石闪长岩锆石 SHRIMP 定年.地球学报,25(4):423-427.

王元龙等. 2004.铜陵地区中生代中酸性侵入岩的地球化学特征及其成矿-地球动力学意义. 岩石学报，20(2):324-332.

吴才来, 周王旬若,黄许陈等.1997. 铜陵地区中酸性侵入岩的包体岩石学研究. 地球学报, 18(2) : 182-191.

吴才来, 周王旬若,黄许陈等.1997.铜陵地区中酸性侵入岩的包体岩石学研究.地球学报, 18(2):182-191.

吴才来，周徇若. 1996.铜陵地区中酸性侵入岩年代学研究.岩石矿物学杂志. 15(4) : 299-306

邢凤鸣. 1998.扬子岩浆岩带东段基性岩地球化学.地球化学，27(3) : 258-268

徐兆文，方长泉等.2004.与朝山金矿有关岩体地质地球化学特征.地质与勘探，40(3):42-45

闫 峻,陈江峰,喻 钢,钱 卉,周泰禧. 2003.长江中下游晚中生代中基性岩的铅同位素特征:富集地幔的证据. 高校地质学报, 9(2): 195-206

杨刚，陈江峰，杜安道等. 2004 .安徽铜陵老鸦岭含钼碳质页岩的 Re-Os 定年.科学通报，49(12):1205-1208

张旗，王焰，王元龙. 2001.燕山期中国东部高原下地壳组成初探:埃达克质岩 Sr,Nd 同位素制约.岩石学报，17(4): 505-513

赵会民,刘雪松,祝永军.2004.安徽狮子山矿田白芒山岩体地球化学特征及成因机制.吉林地质，23(3) : 30-35

Abrupt change of tectonic setting at coastal South China in Mesozoic

—— record from Hong Kong and its possible origin

P.W. Wong[1], M. Sun[1], G.C. Zhao[1], G.F. Xing[2] and X.H. Li[3]

(1. *Department of Earth Sciences, the University of Hong Kong, Hong Kong*;
2. *Nanjing Institute of Geology. Nanjing*;
3. *Guangzhou Institute of Geochemistry, CAS, Guangzhou*)

In the discussion of the Mesozoic evolution of South China, switch of tectonic environment from subduction to extension was reported by many. Such a phenomenon was also recorded by the Mesozoic igneous rocks of Hong Kong. The first local record of Yanshanian activitiy is the 180Ma andesite which probably corresponds to the commencement of Paleo-Pacifc subduction in the late Mesozoic. After 15Ma of quiescence, large scale magmatic activities resumed in the territory. The high-K calc-alkaline volcanic rocks were derived from metasomatized mantle source with extensive crustal input, indicating presence of continental arc environment in 164Ma. While the S-type granites mark the continual of the subduction-related activities in 161Ma, the 159Ma A-type granites and coeval mafic dyke swarm demonstrated a sudden dominance of extensional setting over the region. Several with similar tectonochemical characteristics happened episodes in 146Ma, 144Ma and 140Ma but they generally show a stronger influence by mantle components. Since then, widespread acidic magmatism ceased and only small scale extrusion of alkaline mafic dykes happened at about 95Ma.

So far, no consensus was reached upon the nature and origin of this tectonic regime transition. While some researchers attributed it to the post-collision extension associated with West Philippine microcontinent(s) and/ or Min-Tai block, some others regard regional extension in western South China as the result of post-Indosinian orogenic collapse. Given the large spatial and temporal coverage of the South China magmatic belt, these models, however, seems not a perfect explanation of our observations. If we accept that block accretion/ collision on one side could affect tectonics on the other side, just like how South East Asia has been modified by indentation of India, then, correlation between tectonics of South China and evolution of Meso-Tethys and/ or Qinling – Dabie terrane would be reasonable.

This study is supported by RGC grant HKU 7041/05P

扬子地块东部燕山期埃达克质(adakitic)-橄榄玄粗质(shoshonitic)岩组合及动力学意义

王 强[1]，赵振华[1]，Derek Wyman[2]，许继峰[1]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学与地球化学，广州 510640;
2. *School of Geosciences, Division of Geology and Geophysics, The University of Sydney, NSW 2006, Australia*）

传统上埃达克质-橄榄玄粗质岩组合主要出现在岛弧环境中，但我们通过对庐枞地区共生的白垩纪埃达克质岩-橄榄玄粗质岩的研究，提出它们可能是一套板内的埃达克质岩-橄榄玄粗质岩组合。庐枞地区埃达克质岩与橄榄玄粗质岩石具有不同的岩石与元素地球化学特征，但是二者具有相似的形成时代以及 Nd-Sr-Pb 同位素组成。我们的研究表明，埃达克质岩石可能是拆沉下地壳在大于 50km（即~1.5 GPa）条件下熔融形成，并在源区留下了含金红石的榴辉岩残留体。橄榄玄粗质岩可能起源于俯冲沉积物交代的富集地幔，但岩浆在上升过程中经历了早期在壳幔边界的高压(>1.5 GPa)分离结晶以及晚期在地壳浅处（< 50km）的低压(<1.5 GPa)分离结晶。最晚期的响岩-粗面岩可能有一些来自亏损的软流圈地幔或含金红石的榴辉岩残留体的熔体的加入。庐枞地区共生的白垩纪埃达克质岩-橄榄玄粗质岩形成于陆内伸展的背景中。中国东部晚中生代岩石圈地幔的减薄以及热的软流圈地幔沿北东向的断裂带（如痰庐或长江断裂带）上升，导致富集地幔以及拆沉下地壳的熔融，从而形成了一套板内的埃达克质岩-橄榄玄粗质岩组合。

宜春黄玉－锂云母花岗岩中的铍矿化作用：铍磷酸盐矿物组合

王汝成[1]，车旭东[1]，张文兰[1]，黄小龙[2]，胡 欢[1]

（1. 南京大学地球科学系 成矿作用国家重点实验室;
2. 中国科学院广州地球化学研究所）

江西宜春黄玉－锂云母花岗岩是著名的稀有金属花岗岩，Nb、Ta、Li、Be、Cs 矿化作用与花岗岩高度演化有关(Huang et al., 2000; Wang et al., 2004)。该花岗岩为强过铝质花岗岩，A/NKC 平均为 1.40，P_2O_5 含量较高（平均 0.56 wt%），根据 Raimbault et al. (1991)的分类标准，该花岗岩属于磷铝锂石型花岗岩或高磷花岗岩。该花岗岩全岩 Be 含量一般超过 100ppm，最高可达 720ppm，属于铍矿化花岗岩。

宜春花岗岩中的铍矿物属于磷酸盐矿物。磷铍钙石[$CaBe(PO_4)(F, OH)$]是该花岗岩中的最重要铍矿物（BeO = 15-16 wt%），偶尔亦可见磷钠铍石[$BeNa(PO_4)$]，它们主要呈晶间副矿物出现在岩体的中、下部。与铍矿物共生的矿物仍主要为磷酸盐矿物，如磷灰石、磷铝锂石[$LiAl(PO_4)(F, OH)$]、磷铝钠石[$NaAl_3(PO_4)_2(F, OH)_4$]。由此可见，铍矿化作用与熔体中磷的聚集作用有显著关系。

宜春花岗岩中的铍矿化作用与法国 Beauvoir 黄玉－锂云母花岗岩相同(该花岗岩中的 Be 含量可达 280 ppm，Wang et al., 1992)，该花岗岩中的铍矿物亦为磷酸盐矿物(Fontan et al., 1992; Charoy 1999)。

与许多铍矿化花岗岩或伟晶岩中重要铍矿物为硅酸盐矿物（如，新疆阿尔泰伟晶岩：绿柱石，王贤觉等，1981；西华山花岗岩：硅铍钇矿，Wang et al., 2003）完全不同，以宜春黄玉－锂云母花岗岩为代表的稀有金属花岗岩中的铍矿物为磷酸盐矿物。研究认为，Be 的存在形式可能主要受富氟过铝质和过磷质花岗岩的结晶过程中 Si 和 P 作为成网离子之间的相对竞争力的控制(Charoy 1999)。

本项目得到自然科学基金项目40473014、40221301和40025209的资助。

主要参考文献：

Charoy B. (1999) Eur. J. Mineral. 11, 135–148.

Fontan F et al. (1992) In: Lepidolite 200, Brno, Moravian Museun, abstr. P.26.

Huang et al. (2000) Can. Mineral. 40, 1047–1068.

Raimbault et al. (1991) In: Source, Transport and Deposition of Metals (M. Pagel & J. Leroy, eds.). Balkema, Rotterdam, 793–796.

Wang RC et al. (2004) Can. Mineral. 41, 727–748.

Wang RC et al. (2004) Can. Mineral. 42, 883–896.

王贤觉等，1981，阿尔泰伟晶岩矿物研究。北京：科学出版社.

北淮阳金寨暗色岩脉地球化学特征及成因探讨

王世明，马昌前，王琳燕，佘振兵，张金阳

（中国地质大学地球科学学院，武汉 430074）

大量研究表明，碱性岩脉和基性岩脉形成于地壳伸展减薄的构造环境，包含丰富的幔源信息，是大陆裂解、伸展作用的标志。我们对北淮阳构造带东段金寨地区有代表性的六条暗色岩脉进行了详细的野外地质特征、微量元素及同位素地球化学研究，并对其中的银沙畈基性脉岩进行锆石 SHRIMP U－Pb 定年，分析了其源区性质及其形成的大地构造背景，进一步探讨了它们与北淮阳中生代地壳伸展、岩石圈减薄的关系。

金寨地区暗色岩脉为中性或基性，中基性岩脉的野外特征均呈暗色，为致密细粒块状，野外常常无法彼此区分。根据 SiO_2 含量，结合显微镜下特征和 Q-A-P 分类图进行对比，判定其中中性岩脉四条，为闪长岩；基性岩脉两条，为辉绿岩。里特曼指数显示，四条中性脉岩皆为钙碱性（δ＜3.1），两条基性脉岩为过碱性（δ＞9.4）；$Mg^{\#}$介于 41.6～60.6 之间，基性脉岩$Mg^{\#}$普遍低于中性脉岩，表明岩浆并非单一的结晶分异。 Harker 图解中性脉岩与基性脉岩在主量元素特征上具有较好的相关性，整体上随 SiO_2 含量的降低，CaO、FeO^T、TiO_2、MnO 和 P_2O_5 的含量增大，并呈渐变的关系，结合暗色脉岩具有相对低的 SiO_2 含量，说明中性和基性脉岩同源(即幔源)。

稀土元素球粒陨石标准化配分图解显示：这些暗色脉岩具有相同的 REE 分配模式，REE 分异较强，$(La/Yb)_N$ 介于 8.5～27.7 之间，相对集中， LREE 富集，HREE 亏损，Yb 介于 1.18～3.0 之间，无 Eu 的负异常；ΣREE= 189.80～390.76ppm 之间。微量元素原始地幔标准化蛛网图显示：暗色岩脉亏损高场强元素(HFSE) Nb、Ta、Hf 和 Ti，富集大离子亲石元素(LILE)Ba、K、Sr 和轻稀土元素(LREE)La,La/Nb、Ba/Nb 比值高，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 在 0.7078～0.7104 之间，并具有显著偏低的 εNd（t）(-20.8～-15.6）值，Nd 模式年龄值 1.98～2.70Ga。LREE 富集和 HFSE 亏损， εNd（t）(-20.8～-15.6)，表明幔源受到地壳成分的影响，经历了壳幔相互作用,反映地壳的伸展减薄和幔源物质的上涌。LREE 富集和大离子亲石元素富集表明其可能起源于富集地幔的部分熔融。通过 Th/Hf-Ta/Hf 构造判别图解可以看出暗色岩脉主要是形成于板内环境。结合银沙畈基性岩脉形成早白垩世（SHRIMP 年龄为 125.8±2.7Ma），可推测此时大别山处于板内阶段。

通过对这些暗色岩脉的地质学、岩石矿物学、元素地球化学、Sr-Nd 同位素地球化学及 U-Pb 年代学的系统研究，结合前人的研究成果，主要获得了如下的认识：

本文所研究暗色岩脉时代上属于早白垩世（银沙畈基性岩脉 SHRIMP 年龄为 125.8 ± 2.7Ma），这与大别山及中国东部大规模的岩浆事件（130－120 Ma）相重合。暗色岩脉的地球化学特征表明其经受陆壳混染或俯冲陆壳再循环。大量暗色脉岩的出露及其地球化学特征，反映了该区在早白垩世处于拉张环境，地壳或岩石圈减薄，整体从挤压向伸展的构造体制转变。已有火山资料也表明，北淮阳构造带晚中生代构造演化经历了两个阶段：（1）晚侏罗世陆内挤压活动，以金寨、鲜花岭和毛坦厂地区的原毛坦厂组高钾钙碱性系列岩石为代表；（2）早白垩世伸展构造和造山带的“去根”作用，以舒城一带的原晓天组钾玄岩系列岩石为代表。这与该地区从晚中生代具埃达克岩地球化学特征的花岗岩侵入到大规模岩浆爆发所指示的从增厚地壳到岩石圈减薄和地壳伸展的转换是一致的。

浙江瑶坑碱性花岗岩的锆石 U-Pb 年代学和地球化学及其成因与构造指示意义*

肖 娥，邱检生，胡 建

（南京大学地球科学系及成矿作用研究国家重点实验室，南京，210093）

闽浙沿海 A 型花岗岩带是中国东部晚中生代巨型 A 型花岗岩带的重要组成部分，该区 A 型花岗岩由于其特殊的产出构造背景，一直受到国内外众多学者的广泛关注。近年来的研究结果表明，瑶坑岩体是闽浙沿海地区产出的又一典型碱性（A 型）花岗岩。前人较系统地阐明了该岩体的成因类型归属，但对其精确的成岩年龄，以及岩浆源区组成及成岩过程等问题尚缺乏深入探讨，因而从总体上制约了对岩体成因的认识。为此，本次研究首先运用锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年技术，精确测定了岩体的成岩年龄，然后，着重运用元素－同位素综合示踪的研究手段，探讨了岩浆源区组成，并阐明了成岩过程及其所蕴涵的构造意义，这一研究对于揭示整个闽浙沿海地区的构造演化和壳幔相互作用过程均具有重要意义。

瑶坑岩体位于浙闽交界的苍南县马站镇北侧，侵入于早白垩世石帽山群下组地层中，锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果表明，其成岩年龄为 91.3±2.5Ma（MSWD=3.7），这一年龄与福州魁歧典型碱性花岗岩的成岩年龄（93±2.5Ma，Martin et al, 1994）十分接近，表明它们均属晚白垩世岩浆活动的产物。

岩石学和地球化学研究显示，瑶坑岩体发育典型的文象结构和晶洞构造，含有特征的钠铁闪石碱性铁镁矿物，主要矿物组合为石英+条纹长石+钠铁闪石+黑云母+萤石、锆石，岩石具高硅、富碱，贫钙、镁、铝等特点，碱铝指数（AKI 值）为 0.96~1.02，分异指数高（D.I＝97.40～98.20）。ΣREE 介于 101.87ppm～203.64ppm；富轻稀土，LREE/HREE 变化于 3.92～6.18，(La/Yb)N＝1.85～5.73，其中轻稀土分馏程度较重稀土更为显著，(La/Sm)N 和(Gd/Yb)N 比值分别为 5.06～7.9 和 0.24～0.64；铕负异常显著，δEu＝0.15～0.20，表明岩石经历了强烈的斜长石的分离结晶作用。微量元素组成上，该岩体富集 Rb，Th、U 等大离子亲石元素和 Nb、Ta、Zr、Hf 等高场强元素，亏损 Sr、Ba，富 Ga，(Ga/Al)×104 值变化于 3.62～4.61，在 Whalen（1987）提出的以 Ga/Al 比值为基础的多种判别图上，均投影于 A 型花岗岩区域。

采用 Eby(1992)提出的多种图解（如 Y/Nb-Rb/Nb 关系图，以及 Nb-Y-Ce 和 Nb-Y-3Ga 三角图解等）对瑶坑岩体的岩石学亚类进行判别表明，它们均投影于 A1 亚类区，与浙闽沿海 A 型花岗岩主体属 A2 型的特点有明显区别。其 εNd（t）值较之区内同类花岗岩也相对偏高（= -0.65～-1.39），T2DM 模式年龄明显偏低(= 0.95~1.01Ma)，指示该岩体成岩过程中幔源组分的卷入量更多。众多学者的研究均注意到，由于不同地区区域构造应力引张程度存在差异，导致断裂的拉张规模和切割深度不同，进而产生了 A 型花岗岩中幔源组分卷入比例的变化，并认为是导致不同亚类 A 型花岗岩形成的重要原因(洪大卫等，1995；邱检生等，1999)。从所处的构造位置来看，瑶坑岩体正处于区域性 NNE 向与 NW 向深大断裂的交汇部位，这更有利于幔源岩浆的上侵，并使更多的幔源组分卷入成岩过程。据此我们认为，多组断裂交汇进而引发多量幔源组分参与成岩过程应是导致瑶坑岩体元素－同位素组成与区内同类岩体有较明显差别的主要原因。

*本项研究得到国家创新研究群体科学基金项目（40221301）和教育部新世纪优秀人才支持计划项目（NCET-04-0459）的联合资助。

Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints

Long Xiao[1], John. D. Clemens[2] (longxiao@cug.edu.cn)

(1. *Faculty of Earth Science, China University of Geosciences, 388 Lumo Rd, Hongshan District, Wuhan 430074, China*

2. *School of Earth Sciences & Geography, CEESR, Kingston University, Penrhyn Rd, Kingston-upon-Thames, Surrey KT1 2EE, UK*)

The postcollisional, Mesozoic, C-type or high-K adakitic intrusions (K-adakites) of China lack either temporal or spatial association with subduction and have K_2O/Na_2O around unity. Otherwise, their geochemistry is very similar to ordinary adakites. New experimental data, geological observations and theoretical considerations lead us to suggest that these K-adakites were high-*T* (> 1075 °C), rather hydrous magmas (~ 6 wt% H_2O) produced by fluid-absent partial melting of metatonalites, meta-andesites, and possibly potassic metabasalts at pressures exceeding 2 GPa. Their peculiar chemistry is a consequence of both the elevated K_2O/Na_2O in the protolith and the very high pressure of partial melting. The most likely tectonic setting is one of extreme crustal thickening followed by delamination of the eclogitic keel and partial melting of this continental crustal material at mantle depths, with high mantle heat flow, during orogenic collapse.

Possible correlation between a mantle plume and the evolution of Paleo-Tethys Jinshajiang Ocean: evidence from a volcanic rifted margin in the Xiaru-Tuoding area, Yunnan, SW China

Long Xiao[1,2], Qi He[1], Franco Pirajno [3], Pingze Ni[1], Jingxia Du[1], Qirong Wei[1]

(1. *Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074 China*;
2. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074 China*;
3. *Geological Survey of Western Australia, 100 Plain Street, East Perth, WA 6004, Australia*)

Several Paleozoic sutures in Southwestern China provide a record of the history of Paleo-Tethys whose birth and final closure are associated with the breakup and assembly of Gondwanaland. Recent studies indicate that there are widespread OIB-type mafic volcanic rocks within these suture zones and intervening terranes. This paper examines the geology and geochemistry of volcanic rocks in the Xiaruo-Tuoding area, a remnant passive margin succession of the Jinshajiang Paleo-Tethyan Ocean. The sedimentary and volcanic stratigraphy of this area displays seaward dipping stratigraphy and a few continentward dipping normal faults. The available geochemistry of these volcanic rocks suggest that they are OIB-like basalts, characterised by SiO_2 = 42.78 ~ 50.46 wt%, high TiO_2 contents (TiO_2 = 2.2 ~ 3.55 wt%), moderate MgO = 4.15 ~ 6.49 wt%, Mg# = 0.37 ~ 0.50, high Ti/Y ratios (mostly > 450), large ion lithosphere elements enrichment, high strength field elements and rare earth elements, with La/Nb = 1.04 ~ 1.39, Ce/Yb = 18.38 ~ 30, Sm/Yb = 2.16 ~ 3.52, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)i = 0.705350 ~ 0.707867, and $\varepsilon Nd(t)$ = -1.43 ~ 1.90. These geochemical and isotopic signatures are generally similar to those of the Emeishan flood basalts, and demonstrate that these volcanics were formed in a volcanic rifted margin, probably associated with a mantle plume. We argue that the opening of the Jinshajiang Paleo-Tethyan Ocean in the Carboniferous was caused by a mantle plume. The closure of the Jinshajiang Ocean occurred since the Middle Permian. Continuous westward subduction generated the Jiangda-Weixi volcanic arc and intrusive rocks to the west of the Jinshajiang suture. This subduction also partly destroyed and/or tectonically sliced the volcanic rifted margin. Some seaward dipping volcanic-sedimentary sequences on the east flank of the Jinshajiang Ocean were preserved, but are strongly deformed.

Late Triassic Granitoids of the Eastern Margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, Petrogenesis and Implications for Tectonic Evolution

Long Xiao[1] , Hongfei Zhang[1], John D. Clemens[2], Quanwei Wang[3], Zezhong Kan[3], Kangming Wang[3], Pingze Ni[1], and Xiaoming Liu[4]

(1. *Faculty of Earth Science, China University of Geosciences, 388 Lumo Rd, Hongshan District, Wuhan 430074, China*;

2. *School of Earth Sciences & Geography, CEESR, Kingston University, Penrhyn Rd, Kingston-upon-Thames, Surrey KT1 2EE, UK*;

3. *Geological Survey Party of Sichuan Province, Chengdu 61500, China*;

4. *Key Laboratory of Continental Dynamics, Ministry of Education, Northwest University, Xi'an 710069, China*)

Late Triassic granitoids in the Songpan-Garzê Fold Belt (SGFB), on the eastern margin of the Tibetan Plateau, formed at 230 to 220 Ma and can be divided into two groups. Group-1 are high-K calc-alkaline, with adakitic affinities (K-adakites) with Sr > 400 ppm, Y < 11 ppm, strongly fractionated REE patterns ($(La/Yb)_N$ = 32-105), and high K_2O/Na_2O (≈ 1). Group-2 are ordinary high-K calcalkaline I-types with lower Sr (< 400 ppm), higher Y (> 18 ppm) and weakly fractionated REE patterns ($(La/Yb)_N$ < 20). Both groups have similar negative Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.50 to 0.94) and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70528 to 0.71086). Group-1 rocks have higher $\varepsilon_{Nd}(t)$ (-1.01 to -4.84) than group-2 (-3.11 to -6.71). Calculated initial Pb isotope ratios for both groups are $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.343 to 18.627, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.610 to 15.705 and $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.269 to 3759. Group-1 were derived through partial melting of thickened and then delaminated, TTG-type, eclogitic lower crust, with some contribution from juvenile enriched mantle melts. The group-2 magmas were generated from relatively shallower lower crust. The inferred magma sources of both groups suggest that the basement of the SGFB was similar to the exposed Kangding Complex, and that the SGFB was formed in a similar manner to the South China basement. Here, passive margin crust was enormously thickened and then delaminated within a very short time interval (~ 20 Myr). Such post-collisional crustal thickening could be the tectonic setting for the generation of many adakitic magmas, especially where there is no spatial and temporal association with subduction.

安徽铜陵狮子山矿田岩浆岩岩石化学特征及成因讨论

杨小男[1]，徐兆文[1]，陆现彩[1]，张 军[1]，蒋少涌[1]，
凌洪飞[1]，刘良根[2]，陈达源[2]
（1. 南京大学成矿作用研究国家重点实验室，地球科学系，南京 210093;
2. 安徽省地勘局 321 地质队，安徽 铜陵 244033 ）

安徽铜陵地区位于扬子板块北缘，长江深断裂南侧，发育有重要的铜、铁、金、硫矿床，是国内外学者研究的热点地区之一(岳元珍等，1986；Chen and Jahn，1988；常印佛等，1991；吴才来等，1996；唐永成等，1998；王强等，2003；黄顺生等，2004)。前人研究表明，区内广泛分布的层状铜（金）矿床与燕山期岩浆岩有着密切的成因关系。依据研究区岩浆岩岩性和含矿性特征，本文选取铜陵狮子山矿田内白芒山辉石闪长岩、青山脚与大团山石英闪长岩，以及南洪冲花岗闪长岩，通过系统的岩石化学、年代学及同位素地球化学研究，探讨矿田内岩浆岩的形成与演化，并为进一步阐明岩浆作用与成矿的关系提供理论依据。

1. 地质概况及岩浆岩地质特征

狮子山矿田位于铜陵市东郊约 7 km，地表出露有三叠系地层，深部存在泥盆系、石炭系和二叠系地层。区内褶皱构造主要为北东向青山背斜及次一级的背斜和向斜；断裂构造以近南北向为主，其次有近东西向、北东向和北西向。火成岩主要为燕山期中酸性岩浆岩。

白芒山辉石闪长岩位于矿田的东部，呈近直立的岩墙侵位于青山背斜东翼，北起曹山南至鸡冠山，走向近南北向；与其有关的矿床有曹山硫铁矿、朝山金矿和鸡冠山铁矿。青山脚石英闪长岩位于矿田西侧，地表为椭圆状，走向北东，受控于青山背斜；与其有关的矿床为冬瓜山铜矿。大团山石英闪长岩位于矿田中部偏西，地表出露分东西两枝，呈“V”字形，主要以陡立的岩墙状产出；与其有关的矿床为大团山铜矿。南洪冲花岗闪长岩位于矿田东南端，为一隐伏岩体，呈岩墙状，侵位于大尖山背斜次级褶皱的东南翼；未出现与之有关的矿床。

2. 主量元素、微量元素和稀土元素

主量元素分析显示 SiO_2 介于 52.34 – 65.37%、Al_2O_3 介于 15.88 - 17.55%，均显示出富碱($K_2O + Na_2O$ = 6.55 – 8.56%，且 $Na_2O > K_2O$)、准铝质(A/CNK = 0.60 - 0.87)的特点（表 1），但白芒山辉石闪长岩属于碱性系列，其它岩体属于高钾-钙碱性系列。Harker 图解中，TiO_2、FeO、MgO、CaO、P_2O_5 与 SiO_2 呈负相关关系，Na_2O 与 SiO_2 呈正相关关系。

微量元素分析显示各岩体均富集 Rb、Ba、Sr 等大离子亲石(LIL)元素，亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强(HFS)元素；各岩体的 REE 配分特征相似，即 LREE 富集，LREE 与 HREE 的分馏明显($(La/Yb)_N$ = 11.93 - 23.14)，而无显著的 Eu 异常(δEu = 0.86 – 1.03)（表 1）。

表 1 狮子山矿田岩浆岩岩石地球化学参数及 Rb-Sr 年龄表

岩体名称	年龄/ Ma	SiO_2/ %	K_2O+Na_2O/%	ACNK	$(La/Yb)_N$	δEu	I_{Sr}	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$\delta^{18}O$/ ‰
白芒山岩体	138.8±6.9 (n = 6)	52.34 – 55.40	6.55 – 7.57	0.60 – 0.70	11.93 – 14.86	0.86 – 0.95	0.7073	-13.1~ -14.0	10.0 – 10.5
青山脚岩体	135.6±1.4 (n = 7)	59.24 – 61.14	7.11 – 7.71	0.75 – 0.85	18.34 – 20.77	0.86 – 0.91	0.7075	-14.4~-14.6	9.8 – 10.8
大团山岩体	135.2±9.2 (n = 6)	59.34 – 64.49	6.98 – 7.75	0.76 – 0.83	15.11 – 18.53	0.89 – 0.98	0.7084	-9.3~ -9.7	9.3 – 10.2
南洪冲岩体	132.5±5.6 (n = 7)	63.47 – 65.37	8.03 – 8.56	0.71 – 0.87	21.07 – 23.14	0.92 – 1.03	0.7080	-9.2~ -9.7	7.9 – 8.8

测试单位：南京大学现代分析中心，南京大学成矿作用研究国家重点实验室。

3. 同位素特征

在 $\varepsilon_{Nd}(t)$值-I_{Sr} 值图解中，岩体的数据点分布较为接近，即 $\varepsilon_{Nd}(t)$值偏低，I_{Sr} 值偏高。但相对而言，白芒山岩体和青山脚岩体的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值和 I_{Sr} 值均低于大团山岩体和南洪冲岩体(表 1)。Sr-Nd 同位素特征与前人对铜陵地区代表性的燕山期岩体的研究结果较为接近。

岩体的 $\delta^{18}O$ 值偏高(表 1)，其中南洪冲岩体的 $\delta^{18}O$ (7.9 – 8.8‰)略低于其它三个岩体(9.3 - 10.8‰)。$\delta^{18}O$ 值的变化范围达 2.9‰，已经大于岩浆结晶分异作用产生的 $\delta^{18}O$ 值变化范围(<1 ~ 2‰，Muehlenbach 和 Byerly，1982)。

4. 同位素年代学

为讨论矿田内岩浆活动时代及岩浆演化规律，本文采用 Rb-Sr 等时线法，对白芒山岩体、青山脚岩体、大团山岩体和南洪冲岩体进行了年代学研究(表 1)，获得年龄依次为(计算方法参考 Ludwig，2000)：138.8 ± 6.9 Ma (MSWD = 1.3)、135.6 ± 1.4 Ma (Xu 等，2005)、135.2 ± 9.2 Ma (MSWD = 3.1)和 132.5 ± 5.6 Ma (MSWD = 0.038)，属于燕山中晚期岩浆活动的产物。

5. 讨论和结论

有关铜陵地区燕山中晚期中酸性火成岩的成因，前人已经开展了大量研究工作。常印佛等(1991)提出碱性玄武岩浆经钾硅质异常演化成因说。部分学者以同化混染与分离结晶作用(AFC)模式进行解释(陈江峰等，1991；邢凤鸣和徐祥，1996)，并开展了实验岩石学模拟(邢凤鸣等，1997)。还有部分学者结合埃达克岩研究成果，以古老扬子下地壳熔融成因说来解释(王强等，2003；王元龙等，2004)。

综合前人的资料和本次研究结果，可以证实：1) 矿田内岩浆岩体具有同源岩浆性质，且 Rb-Sr 等时线年龄显示，岩浆由近中性向偏酸性演化，属于正常的岩浆演化序列；2) 成岩物质起源于富集型的岩石圈地幔，但白芒山岩体、青山脚岩体和大团山岩体在形成过程中受到了混染作用影响，南洪冲岩体则以分离结晶作用为主(图 1，图 2)；3) 从大团山岩体高 ISr 值和白芒山、青山脚岩体低 εNd(t)值，及以上岩体的 δ18O 值高于南洪冲岩体，推断混染源为地壳物质；4)大团山岩体和白芒山、青山脚岩体在 Sr-Nd 同位素组成上的差别可能是两种不同混染源作用的结果。

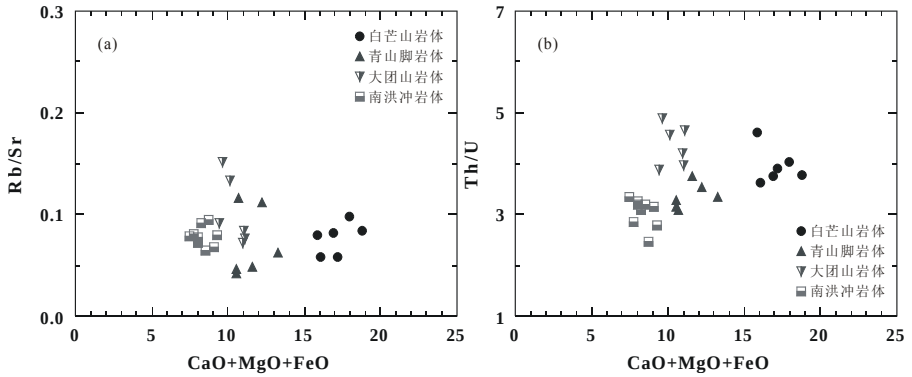


图 1　Rb/Sr 和 Th/U 的 CMF (CaO+MgO+FeO, wt.%)图解

随着 CaO+MgO+FeO 含量的减少，岩体的 Rb/Sr 值和 Th/U 值未表现出一致的变化趋势，即大团山岩体和青山脚岩体的投影点都出现了显著的升高趋势，反映了混染作用的影响。

狮子山矿田内石英闪长岩和花岗闪长岩形成于碰撞后隆升的构造环境(图 3)。根据前人研究，中国东部华北与扬子两大陆块碰撞发生在约 230 Ma，为早三叠世(Hacker 等，1998；Li 等，2001)，此后由于古太平洋板块的俯冲作用(李武显和周新民，1999)，约在 160 Ma 中

国东部的岩石圈开始减薄(周新华，2006)，即由挤压向拉张构造环境转化。依据 Rb-Sr 等时线年龄，狮子山矿田内岩浆活动的时代为 138.8 ~ 132.5 Ma，与区域构造变化关系密切。

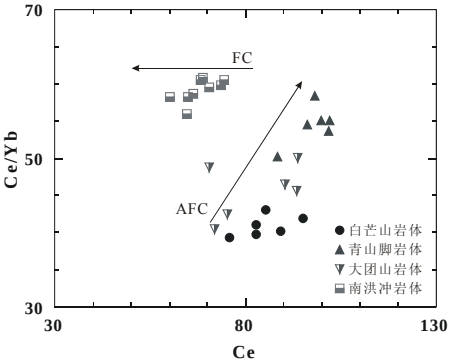


图 2　Ce/Yb – Ce 图解

白芒山岩体、青山脚岩体和大团山岩体的投影点随 Ce 变化呈斜向分布，反映了混染作用的影响

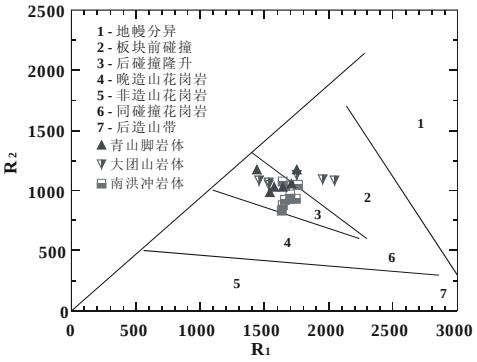


图 3　$R_1 – R_2$ 因子构造判别图解

综上所述，区域构造转换背景下岩浆活动受到了混染作用的影响，可能是铜陵地区乃至我国长江中下游地区大规模热液交代成矿的重要原因，但尚需进一步工作。

主要参考文献:

Chen J F, Jahn B M.1988. Crustal evolution of southeastern China: Evidence from Nd and Sr isotopic compositions of rocks, Tectonophysics, 284: 101 – 133

Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, et al. 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. Earth Planet Sci Lett, 161: 215~230

Li S G, Jagoutz E, Chen Y Z. 2000. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, central China. Geochim Cosmochim Acta, 64: 1077~1093

Ludwig K R. Isoplot – a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronoly Center Special Publication, No 1a, 2000

Muehlenbach K, Byerly G. 1982. $\delta^{18}O$-enrichment of silicic magmas caused by crystal fraction at the Galapagos Spreading Center. Contrib. Mineral. Petrol., 79: 76-79

Xu Zhaowen, Lu Xiancai, Ling HongFei, et al. 2005. Metallogenetic mechanism and timing of late superimposing fluid mineraliztion in the Dongguashan diplogenetic stratified copper deposit, Anhui province. Acta Geologica Sinica, 79 (3): 405-413

常印佛，刘湘培，吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京：地质出版社，

陈江峰. 1991. 简单混合，AFC 混合和花岗岩同位素数据解释，安徽地质，1 (1)：19-27

狄永军，赵海玲，张贻全，等. 2003. 安徽铜陵地区燕山期花岗岩类岩石中的岩浆混合结构. 北京地质，15：12-17

高庚，徐兆文，杨小男，等. 2006. 安徽铜陵白芒山岩体的成因：Sr-Nd-Pb-O 同位素制约，南京大学学报，42(3)：269-279

黄顺生，徐兆文，顾连兴，等. 2004. 安徽铜陵狮子山矿田岩浆岩地球化学特征及成因机制探讨. 高校地质学报，10 (2)：217-226

李武显, 周新民. 1999. 中国东南部晚中生代俯冲带探索，高校地质学报，5(2)：164~169

唐永成，邢凤鸣，吴言昌，等. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质. 北京：地质出版社

王强，许继峰，赵振华，等. 2003. 安徽铜陵地区燕山期侵入岩的成因及其对深部动力学过程的制约，中国科学(D 辑)，33 (4)：323-334

王元龙，王焰，张旗，等. 2004. 铜陵地区中生代中酸性侵入岩的地球化学特征及其成矿-地球动力学意义，岩石学报，20 (2)：325-338

吴才来，周珣若，黄许陈，等. 1996. 铜陵地区中酸性侵入岩年代学研究. 岩石矿物学杂志，15 (4)：299-306

邢凤鸣，赵斌，徐祥，等. 1997. 安徽省铜陵地区侵入岩成因的实验研究，中国区域地质，16 (3)：267-274

邢凤鸣和徐祥. 1996. AFC 混合与铜陵地区侵入岩的成因，岩石矿物学杂志，15(1)：10-15

岳元珍，史鸿歧，王小平，等. 1986. 铜陵地区中酸性侵入岩的矿物特征及成岩条件初析. 矿物岩石，6 (2)：132-148

对秦岭花岗岩研究中几个问题的质疑

——与卢欣祥先生商榷

杨 志 华

(长安大学地球科学学院, 西安, 710054)

1. 关于秦岭花岗岩(成因)类型的划分:卢欣祥先生在他的多篇论著及主编的秦岭花岗岩大地构造图中(下称卢文、图), 对秦岭花岗岩的类型划分提出两种意见:第一是俯冲型花岗岩、碰撞型花岗岩、陆内花岗岩、A 型花岗岩碱性岩和环斑花岗岩(卢图);第二是浅源深成型、深源浅成型、深源深成型(A 型)和幔源浅成型(花岗岩研究思维与方法,肖庆辉等,2002)。这里至少有三点值得商讨。在第一种意见中划分类型的标准不统一,把花岗岩形成的构造背景和花岗岩的岩性命名放在一起是有失统一的。第二种意见的四种成因类型值得商榷的地方更多,按卢文理解“源”意指花岗岩(浆)初始形成的部位或深度,“成”意指岩浆岩就位的地方,卢文对“源”、“成”并没有提出一个明确划分的标准;其次是卢文对四种类型形成的深度分别是 0---12、12---30、30---40、>40---50Km,划分的标准是什么?而且与秦岭的实际相差甚远。例如,作为广泛分布在秦岭造山带的“浅源深成型”花岗岩,不论其成生或侵位在 0---12Km 都是不可能的;又如深源浅成型与深源深成型的两处“深源”的深度为什么不同?在豫西“浅源深成型”与“深源浅成型”的分布有一定的距离,比较两者的侵位深度有一定的难度,但在陕西的金堆城—黄龙铺一带二者是同处在一起的,且时代相同,二者的侵位深度并没有什么不同;再次是作为深源深成型(A)也与秦岭的实际情况不符。第三是两种划分方案的内在联系是什么?

2. 关于(奥长)环斑花岗岩: (1)对秦岭造山带中有限产出的环斑花岗岩,究竟代表什么地质—构造意义目前所提供的资料还为时过早,过分垮大它作用是不合适的;(2)在环斑花岗岩的形成背景、条件尚不清楚的情况下,其它问题均难说清,如研究程度最高的沙河湾环斑花岗岩就是如此;(3)除沙河湾环斑花岗岩形成在“商丹断裂”(请注意该断裂并未切穿该岩体—卢图、文)附近外,其它岩体在商丹带南北均有出露并产在不同的(大地)构造单元中(见张国伟的秦岭大地构造图),特别是界于眉县、宝鸡、太白之间的环斑花岗岩更是分布在“二郎坪---斜峪关构造带”(见卢图)以北,出现这种差别的机制是什么?(4)环斑花岗岩呈点状产出而不是呈带状分布,沙河湾岩体横跨在“商丹带”;柞水的环斑花岗岩分布在南秦岭;眉县宝鸡太白.之间的环斑岩体则分布北秦岭带的北侧,把三处联在一起达 260Km 是不恰当的。按卢图、文提供的资料更不会乃延至西秦岭,卢先生在陕西工作多年应该知道东、西秦岭的分界处,这样论述显然有垮大作用之嫌,将东秦岭的环斑花岗岩与柴达木南北缘的环斑花岗岩相联更是让人费解。

3. 是大地构造图还是花岗岩分布图: (1)该图、文与大地构造学及图所应表达的内容不相吻合,没有起到深化原图的作用;(2)从花岗岩整体出发宏观上应解决:a 花岗岩产出和分布特征,划出与花岗岩相关的构造单元;b 阐明和表达构造单元间的相互关系;c 时代与演化特征。(3)从花岗岩个体出发,在组成的基础上,研究它的几何学、运动学持征以及它和其它岩层、岩体

的关系。为什么秦岭造山带的花岗岩特别是“浅源深成型”花岗岩都与前寒武系变质岩地层相伴生,巨大岩体“侵位”前的地质体到那里去了,有些岩体有明显的穿插关系,有些岩体(特别是“浅源深成型”)与围岩十分协调且无烘烤“蚀变”现象;很多岩体的构造如褶皱构造、面理构造、拉伸线理十分发育,如桐柏山、灰池子花岗岩,有些则无并表现为相对均一。(4)该图及文没有阐明东秦岭出现元古代、加里东期、海西期、印支期等不同时期的俯冲型花岗岩?为什么在同一个构造带出现不同时期的俯冲型、同一时期同时出现俯冲型和碰撞型的花岗岩,如卢图的北秦岭和南秦岭。(5)如何解释商县---南阳原秦岭群呈纺锤形地区的众多花岗岩所表现出的多而不乱、既有东西又有南北以及多类型花岗岩产出的特点。(6)巨大的“陆内花岗岩”形成的机制是什么? (7)花岗岩的“源”、“成”及出露地表是不同的概念。以上问题在该图、文中并没有得到应有的说明及论述,只是在简化了的板块构造图表示出花岗岩的数值特征，和以前出版的地质图、花岗岩分布图并没有质的差别。因此该图不是大地构造图,而是花岗岩分布图。此外该图的图例和标记也存在不少问题值得再版时仔细校对。

甘肃南部大水金矿成矿时代的裂变径迹法研究

袁万明[1]，保增宽[2]，董金泉[2]，王世成[2]

(1. 中国地质大学，北京，100083； 2. 中国科学院高能物理所核分析重点实验室，北京，100094, E-mail: ywm010@yahoo.com)

总计获得 25 件不同样品的磷灰石和 9 件锆石裂变径迹热年代学分析结果。未蚀变或蚀变不明显的闪长岩岩体样品具有最高的磷灰石裂变径迹年龄（平均 157 Ma）和最大的封闭径迹长度（平均 13.6 μm）；金矿石样次之，年龄平均 144 Ma，长度平均 13.6 μm；岩浆隐爆角砾岩的裂变径迹年龄和径迹长 度最小，分别为 134 Ma 和 13.1 μm。未蚀变或蚀变不明显的闪长岩岩体样品反映了岩体侵位后缓慢冷却降温的时代，岩浆隐爆角砾岩样品反映岩浆期后岩浆－热液活动（蚀变作用）的时代，矿石样品主要反映矿化的不同时代或期次。岩浆隐爆角砾岩的侵位，实际上可能是一次叠加于早期成矿活动的矿化作用。

单颗粒年龄的 x^2 检验值较高，均属于同组年龄，结合径迹长度变化小、长度分布直方图呈正态状单峰，认为所有样品的热历史均受（最后）一次热事件的控制，换句话说，它们记录了一次连续的热事件。未蚀变闪长岩年龄较大，说明后期成矿热液没有影响它们。岩浆隐爆角砾岩年龄与矿化蚀变岩石年龄相一致，说明岩浆引爆角砾岩与矿化蚀变作用关系密切。矿化蚀变岩石的磷灰石裂变径迹年龄变化范围为 107 Ma-168 Ma，即 61 Ma 的时间跨度，可以代表成矿作用的持续矿化时间。成矿作用持续时间较长，与后期岩浆引爆角砾岩的叠加成矿作用有直接关系。

计 9 个样获得锆石裂变径迹分析结果，除白垩系砾岩年龄最小（126 Ma）外，其它与岩体、岩脉有关的样品，年龄值为 150 Ma－226 Ma，x^2 检验值均大于 67%，应属同一年龄组。似斑状石英闪长岩年龄最高，为 226 Ma，未蚀变闪长岩亦较高，为 217 -201 Ma，而蚀变矿化岩石和岩浆引爆角砾岩年龄较小，在 150 Ma－219 Ma 之间，这与磷灰石裂变径迹年龄特征一致。锆石裂变径迹封闭温度一般为 250 ℃，远比磷灰石的 100 ℃高得多，所以，锆石裂变径迹年龄比磷灰石裂变径迹年龄明显要高，并与其它同位素年龄更为接近。矿区流体包裹体研究表明，成矿温度峰值区间变化范围为 150～200℃。因此，我们认为锆石的裂变径迹年龄可以代表格尔珂矿田热液金成矿时代，即在 150 Ma－219 Ma 之间。显然，不同温度段成矿作用持续时间相差约 70 Ma，这与前述磷灰石裂变径迹分析所显示的 61 Ma 的成矿时间跨度，十分接近。两者均反映区内成矿活动持续时间较长的特点。若将锆石裂变径迹年龄和磷灰石裂变径迹年龄分别代表成矿作用开始时间和结束时间，则大水金矿的实际开始成矿时间约为 219 Ma，成矿作用结束时间约为 107 Ma。

The adakitic rocks from the Laohushan area, eastern section of the North Qilian orogen, NW China

Chien-Yuan Tseng[1], Houng-Yi Yang[1], Huai-Jen Yang[1], Dunyi Liu[2], Cailai Wu[3], Chiu-Kuang Cheng[4], Cheng-Houng Chen[4], Choon-Muar Ker[1], Ching-Lang Tsai[1]

(1. *Department of Earth Sciences, National Cheng Kung University, Tainan 701, Taiwan*; 2. *Beijing SHRIMP Centre, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*; 3. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*; 4. *Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 106, Taiwan*)

北祁連造山帶老虎山地區埃達克質岩的特徵與地質意義

曾建元[1]，楊宏儀[1]，楊懷仁[1]，劉敦一[2]，吳才來[3]，鄭秋光[4]，陳正宏[4]，郭春滿[1]，蔡金郎[1]

(1. 成功大學地球科學系，台南 701，台灣；2. 中國地質科學院地質研究所，北京離子探針中心，100037 北京；3. 中國地質科學院地質研究所，100037 北京；4. 台灣大學地質科學系，台北 107，台灣)

The plutonic adakitic rocks are identified at Daiqiangou, Leigongshan, Dalongchwen, and Shenmutou in the Laohushan area, north Qilian Mountains, NW China.

The Daiqiangou and Leigongshan adakitic rocks are tonalites with an emplacement age, as determined with SHRIMP on zircon, of 453.4±5.6 Ma. Their εNd(t) and initial value of 87Sr/86Sr are -1.5~-1.7 and 0.7063~0.7066 respectively, indicating a continental source rather than oceanic. They are low in MgO (Mg#: 38.0~41.5), Cr (9~20 ppm), and Ni (3~15 ppm). It is considered that the adakitic magma forming the Daiqiangou and Leigongshan adakitic rocks were generated by partial melting of late-Proterozoic underplated mafic rocks at the base of a thickened lower continental crust.

The Dalongchwen and Shenmutou adakitic rocks are quartz monzonites. SHRIMP studies on the zircon grains indicate that the emplacement age of the Shenmutou quartz monzonite was 429.9±6.1 Ma and also that some zircon grains have inherited early-proterozoic and Archean zircons in their cores. Their εNd(t) and initial value of 87Sr/86Sr are respectively -0.9~-1.7 and

0.7053~0.7055, also suggesting a continental source rather than oceanic. Their relatively high values of MgO (Mg#: 54.2~61.4), Cr (42~99 ppm), and Ni (30-58 ppm) were probably resulted from the interaction between their precursor adakitic magma with the mantle peridotite. Thus, it is proposed that the magmas forming the Dalongchwen and Shenmutou adakitic rocks were generated by partial melting of the delaminated late-Proterozoic underplated mafic rocks mixed with the crustal material beneath a thickened continental crust.

The adakitic rocks in the Laohushan area, as reported in the present study, and at Caochuanpu (southeastern corner of the north Qilian Mountains) and Huichizi (eastern north Qinling), as reported by previous workers, all have similar emplacement ages (453, 430, 434, and 437 Ma) and TDM's (1.17~1.37, 1.08~1.25, 1.10~1.30 and 0.95~1.09 Ga) and imply the existence of an early Paleozoic adakitic belt penetrating longitudinally the north Qinling and north Qilian orogens. The adakitic rocks along this belt all have Proterozoic underplated mafic rocks as their source rocks and were all generated beneath a thickened continental crust of the north China plate during the northward subduction of paleo-north Qinling and paleo-north Qilian oceanic lithospheres. Thus, the existence of such a belt offers a tectonomagmatic evidence to support the consideration that north Qinling and north Qilian orogenic belts could be well-correlated and might even be in reality a single orogenic belt in the lower Paleozoic time. The present study further indicates that, in the lower Paleozoic time, the southwestern margin of the north China plate was an active continental margin and was being subducted by the paleo-north Qinling and paleo-north Qilian oceanic lithospheres, a plate tectonic configuration similar to the present-day Andes in the south America.

阿尔泰山南缘冲乎尔盆地片麻状斜长花岗岩的岩石学、年代学及成因探讨

曾乔松[1,2]，陈广浩[1]，王 核[1]，单 强[1]

(1.中国科学院广州地球化学研究所，广东广州 510640;
2.中国科学院研究生院，北京 100083)

1．区域地质概况

冲乎尔地区位于西伯利亚古陆边缘，阿尔泰古生代造山带南缘的哈龙－青河复背斜带南翼西段的琼库尔－阿巴宫构造带。盆地内基底及地层均受冲乎尔向斜褶皱和断裂构造的控制。冲乎尔盆地具有元古代基底(Hu et al.,2000)，盆地地层为一套内源-陆源碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩建造，前人定为早泥盆纪康布铁堡组和中泥盆统阿勒泰组，由于受多期次区域构造变形及变质作用影响，地层遭受了不同程度的变形和变质。岩体的采样位置位于冲乎尔盆地北缘花岗片麻岩东段，分布总体上呈南北方向，以小岩基、小岩株侵入在前寒武纪－下古生界地层中，其南面因第四系盖层覆盖，与下伏地层接触关系不明。前人采用 K-Ar、Ar-Ar、U-Pb、Rb-Sr 和 Sm-Nd 等方法对阿尔泰地区花岗质类岩石进行了定年，获得了一大批从 264－480 Ma 的年龄数据(邹天人等，1988；刘伟等，1990；王中刚等，1998)。但不同方法测定的年龄数据存在较大的差异，而且所作同位素年龄测定无论在方法、对象还是样品代表性上均存在较大的局限性，缺少精确的年代学数据。前人研究显示，阿尔泰花岗岩类的形成时代主要为古生代，并且以同造山花岗岩为主，后造山花岗岩较少(陈斌等，2001)，具有多成因、多来源、多类型的特征(赵振华等,1993)。我们对阿尔泰山南缘冲乎尔火山沉积盆地北缘的片麻状花岗岩和火山碎屑岩进行了锆石 SHRIMP U-Pb 定年，并通过岩组学和岩石学的分析研究，试图对阿尔泰山南缘早古生代大地构造环境和演化进行探讨。

2．岩石学特征

片麻状花岗岩手标本呈灰白－深灰色，中细粒结构，块状构造。主要造岩矿物为石英、斜长石、云母，少量钾长石及微斜长石、角闪石，副矿物有磷灰石、榍石、锆石及不透明矿物等，不同样品化学成分或矿物含量变化较大。通过对斜长石的电子探针分析，测得 An=27-55，且变化较大。在 QAP 三角形分类图和 An-Ab-Or 图解中，所采样品投影在斜长花岗岩-英云闪长岩区域。花岗岩主量元素分析显示，SiO_2 含量变化较大，为 64%－73%，K_2O、Na_2O 含量相对偏低，K_2O/Na_2O 为 0.7-1.5，花岗岩的 A/CNK 为 0.94-1.92，为准铝质到铝过饱和类型。在 R1-R2 图上，花岗岩投影在同造山的壳熔花岗岩系列。在 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解上，样品点大多落在钙碱性区域，属于钙碱性系列。微量元素分析显示 Ta、Nb、P、Ti 等亏损，富集 LILE(Rb、Ba、La、Ce)。在 Pearce(1984)的 Y-Nb、Rb-Y+Nb、Nb-Ta 等变异图上，本区花岗岩类形成于活动大陆边缘火山弧大地构造动力学构造环境。

3．锆石 SHRIMP U-Pb 定年

斜长片麻状花岗岩（Cl-29 号样）中，锆石含量多，晶型好，大多呈长柱状或短柱状，以自型为主，内部生长环带清晰，外部形态到内部结构基本相似，显示出典型的原生岩浆锆石特征。本次锆石 SHRIMP U-Pb 分析显示，Th 含量变化于 22－548ppm 之间，U 含量变化于 103－3006ppm 之间，除分析点 1.4 和 1.8 的 Th/U 比值分别为 0.14 和 0.15 外，其余分析点比值变化于 0.32-1.15 之间。数据在协和图上构成密集区间，表现出比较一致的协和性，构成 413±3. 8Ma 的铀铅 Pb^{206}/U^{238} 加权平均年龄，代表了花岗岩的岩浆结晶年龄。

4．讨论

阿尔泰地区古生代的构造环境及地壳增生机制一直是人们所关心的问题, 花岗岩的研究能够提供较为有效的信息和证据(Jahn et al.,2000)。阿尔泰地区的地壳在古生代期间可能遭受了至少两期(O-S,C-P)构造热事件的强烈改造（李锦轶等，1999；李志纯，1996）。本次研究的花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 方法获得 413±3. 8Ma 的成岩年龄，属于晚志留世。其可能为奥陶-志留纪造山事件末期构造-岩浆活动的产物，为造山带花岗岩(邹天人等，1988)。岩组学分析显示，本期花岗岩可能是在早古生代南北向挤压应力场下形成的，与之对应的构造运动可能为大桥运动(S_3-D_1)，这次运动在阿尔泰南缘冲乎尔地区导致近南北向的挤压和拉张，并形成一系列 SN 向花岗质岩浆侵位。微量元素分析显示，花岗岩以壳源为主(牟传龙等，1996)，岩浆侵位期间有不同程度的壳幔混染(曲国胜，1992)。

综合冲乎尔盆地花岗岩岩石学研究、锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、花岗岩分布特征及区域构造分析，推断冲乎尔盆地可能为早古生代火山沉积盆地，与其北面的喀纳斯早古生代火山沉积盆地可能同受南北向构造控制。早古生代，由于古亚洲洋板块向西伯利亚板块俯冲，阿尔泰南缘活动大陆边缘大陆地壳发生部分熔融，形成了本区的斜长花岗岩-英云闪长岩类岩石。

主要参考文献:

Hu Aiqin,Jahn Bor-ming, Zhang Guoxin, Chen Yibing and Zhang Qianfeng,2000.Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd Isotopic evidence.Part Ⅰ.Isotopic characterization of basement rocks.Tectonophysics,328:15-51.

Jahn B M,Wu F,Chen B,2000.Massive granitiod generation in central Asia:Nd isotopic evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic.Episodes,23:82-92.

陈斌,Jahn Bor-ming,王式洸,2001.新疆阿尔泰古生代变沉积岩的 Nd 同位素特征及其对地壳演化的制约.中国科学(D 辑)，31(3):226-232.

李锦轶,肖序常, 1999. 对新疆地壳结构与构造演化几个问题的简要述评. 地质科学, 34(4):405-419.

李志纯,1996.阿尔泰造山带构造演化研究中的几个关键问题剖析.大地构造与成矿学,20(4):283-297.

刘伟,1993.新疆阿尔泰地区岩浆岩类的等时线年龄、地壳构造运动以及构造环境的发展.见：新疆地质科学,4,北京:科学出版社，35-50.

牟传龙,刘宝珺,朱晓镇,等，1996. 新疆阿舍勒—冲乎尔地区泥盆纪火山沉积盆地大地构造背景及其演化. 特提斯地质,20:71-84

曲国胜，1992.阿尔泰造山带的构造运动.地质学报，66(3):193-205.

王中岗，赵振华，邹天人等，1998.阿尔泰花岗岩类地球化学.北京：科学出版社，95-119.

赵振华，王中刚，邹天人等，1993.阿尔泰花岗岩类 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成及成岩模型.见:涂光炽编:新疆北部固体地球科学新进展.北京:科学出版社,239-266.

邹天人，曹惠志，吴柏青，1988.新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志.地质学报，(3):228-243.

大别山罗田穹隆核部晚中生代岩浆热事件
——鲤鱼寨混合岩锆石 LA-ICP-MS 定年*

张 超，马昌前

（中国地质大学（武汉） 地球科学学院）

许多研究已经揭示，大别造山带具有长期的构造－热演化历史，其中包括：大别杂岩内表壳岩系的多期变形（索书田等，1993），晋宁期广泛的地壳再熔融和构造再造作用（Suo et al，1997），加里东期超高压变质作用（杨巍然等，1999），印支期陆陆碰撞和深俯冲事件（李曙光，1989；Ames et al，1993），燕山期大规模岩浆作用（Ma et al，1998）。罗田穹隆位于大别山核部，经历了上述各个时代的地质事件，也是是大别山变质核杂岩剥露最深的部分，其中的表壳岩系经历了多期的强烈混合岩化作用，表现出复杂的构造样式。

罗田穹隆混合岩的形成年龄向来具有很大的争议，可靠的年龄数据不多。索书田等（1993）认为大别杂岩中混合岩主要时代为前寒武纪，Zhang et al（1996）估计大别混合岩的时代应晚于印支期。邓尚贤等（1999）测定了凤凰关混合岩浅色体的 3 个锆石的平均 U-Pb 年龄为 129.3±0.8Ma，与大别山广泛出露的花岗岩同属于晚燕山期，但略早于罗田穹隆内的天堂寨－九资河花岗岩体（123 – 125Ma）和鲤鱼寨英云闪长岩体（121Ma）。

罗田条带状混合岩主要是深熔机制的产物（王江海等，1993，1995，2001），即当温压条件达到低度部分熔融的临界条件时，原岩中产生浅色脉体。露头可见的浅色体为最后一次混合岩化作用的产物，但由于可能经历过多期混合岩化作用，混合岩中可能保留了不止一次部分熔融过程中产生的锆石，甚至继承较多的原岩锆石。本文对采自罗田盐田河鲤鱼寨的条带状混合岩及临近的英云闪长岩中的锆石进行了 LA-ICP-MS 定年，结果表明混合岩原岩为晋宁期正变质岩，晚燕山期遭受强烈的构造热事件引起的 U-Pb 同位素重置。

条带状混合岩（Fig 1）为罗田穹隆混合岩的主要类型，浅色体与暗色体呈条带状相间排列，呈截然接触或过渡接触关系。在野外取 5kg 的大样粉碎并挑选出锆石 500 颗左右，双目镜下观察发现 3 类形态差异明显的锆石：第 1 类锆石为针状，宽度小于 10um，因无法用于原位定年而未将其粘靶和照相（其理论意义和分析工作正在进行中）；第 2 类锆石为长柱状，宽度未 40um 左右，长宽比为 1:2～1:4；第三类锆石为不规则状。将后两类锆石挑选部分粘靶用于 LA-ICP-MS 定年并进行背散射和阴极发光照相。图 2 为锆石的阴极发光图像，从中可以看出，大多数锆石都有继承核和细微震荡环带的生长边，后者反映了岩浆成因的特征。环带生长边大多具有谐和年龄（图 2 中所标数值），其分布范围从 118Ma 至 131Ma，这说明燕山期混合岩受岩浆－构造热事件的改造不是短时间内完成的，而是延续了大约 13My 左右。

*国家自然科学基金重点项目(批准号: 40334037)

图 1 罗田鲤鱼寨条带状混合岩露头

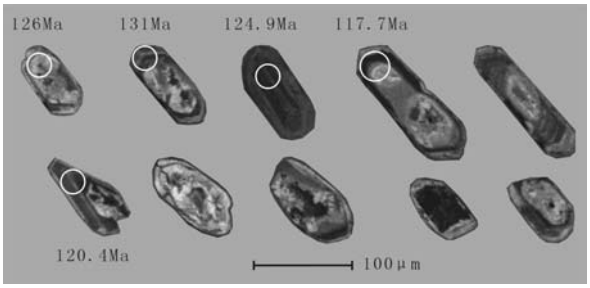


图 2 混合岩锆石 CL 图像（图中所标数值为谐和年龄）

图 3 为所测的 18 个点的 U-Pb 谐和图，继承锆石核一般不在谐和线上，与较为谐和的环带生长边年龄构成一条较好的不一致线，其上交点年龄为 835±33Ma，下交点年龄为 113±17Ma。前者可解释为原岩年龄，这也为混合岩附近的英云闪长岩体中大量存在谐和年龄为 845Ma 左右的继承锆石所证实（具体数据略）。后者可解释为罗田穹隆燕山期构造－岩浆－热事件的时间下限，这也与大别山晚燕山期大规模岩浆作用的最晚时间记录基本一致。

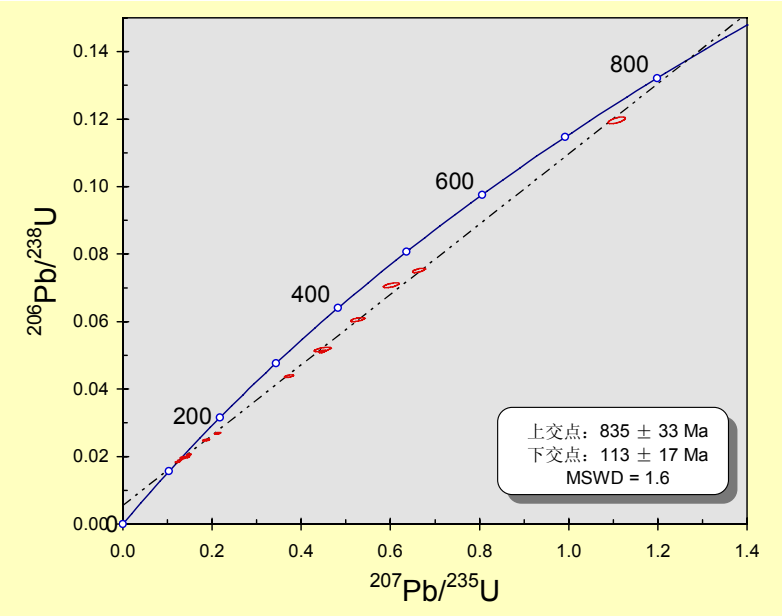


图 3 鲤鱼寨混合岩 LA-ICP-MS U-Pb 谐和图

上述结果表明，罗田穹隆在晚中生代燕山期遭受了强烈的改造，大别杂岩经历了持续较长时间的混合岩化作用，结果不仅产生了大量岩浆成因的针状锆石和震荡环带生长边，而且使继承锆石 U-Pb 同位素体系遭受破坏。导致混合岩化的动力学机制可能为罗田穹隆在晚中生代的持续隆升（王国灿等，1996）。

此外，位于罗田穹隆核部的鲤鱼寨混合岩和英云闪长岩中都未发现印支期的谐和年龄记录，但记录了较多的晋宁期原岩年龄，暗示罗田穹隆在华北与扬子的陆陆碰撞之前已经抬升到地壳的较浅部位，没有参与大陆深俯冲过程。

主要参考文献：

Ames L, Tilton G R, Zhou G. 1993. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons: U-Pb zircon dationg of coesite-bearing eclogites. Geology, 21: 339 ~ 342.

Ma C, Li Z, Ehlers C, et al. 1998. A post-collisional magmatic plumbing system: Mesozoic granitoid plutons from the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic zone, east-central China. Lithos 45, 431 ~ 456.

Suo S, Zhong Z. 1997. Rheology of ancient middle-lower continental crust in the Qinling Orogenic Belt, central China. In: Proc 30th Int'l Geol Congr, Vol 14. 16 ~ 26.

南天山库米什地区黄尖石山岩体成因
——来自地球化学和 Sr、Nd 同位素的证据*

张成立[1]，周鼎武[1,2]，王居里[1]，王润三[1]

(1. 大陆动力学国家重点实验室，西北大学，西安 710069;
2. 山东科技大学，青岛 266510)

天山是中国大陆西部一条重要古生代大陆造山带，其以多期次构造变形、岩浆活动和发育多条不同时代蛇绿混杂岩带为特征。其中，沿南天山北缘哈尔克山北坡的长阿吾子，经古洛沟、乌瓦门至库米什南榆树构、铜花山一带展布的早古生代末期蛇绿构造混杂岩带是划分中、南天山的一条重要地质界线[1~4]。该带东部的库米什以南榆树构、铜花山和硫磺山蛇绿构造混杂岩带中发育大量超镁铁质岩块和基性火山岩及高压蓝片岩，同时侵入有晚期花岗岩体，部分岩体被认为属蛇绿岩组成部分的斜长花岗岩体[5]，并以库米什地区铜花山南部黄尖石山岩体较具代表性。然而，我们的研究表明，黄尖石山岩体矿物组合为斜长石、普通角闪石、黑云母、石英和少量钾长石和 Fe－Ti 氧化物，岩体硅含量相对较低（SiO_2＝59.20~68.79％）、碱中等（K_2O+Na_2O＝5.76~7.07％），高铝（＞14）和钠（K_2O/Na_2O＝0.51~1.28）、富铁（TFe_2O_3＝3.49~6.83％）、镁（2.13~4.70％）和钙（2.81~4.71％），具准铝或过铝质（ACNK=0.91~1.35）高钾钙碱性 I 型花岗岩成因特征（图 1），是部分熔融形成的岩浆未演化的产物[6]。岩体的 $^{87}Rb/^{86}Sr$ 和 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 分别变化于 0.939～1.634 和 0.713253～0.716465 之间，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝－2.89～－10.38，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 为 0.70660～0.70761，T_{2DM}＝1.45～1.75Ga，表明该岩体应是古～中元古代时期源自幔源岩浆的基性物质（相当于玄武质组分）部分熔融后的产物，其形成过程无明显地幔物质的加入。岩体的微量元素相对富集 K、Rb、Th，贫化 Zr、Hf，Nb、Ta 和 P 略有亏损，具有与典型火山弧花岗岩基本一致的特征（图 2），表明成因上与火山弧构造环境密切相关，是活动大陆边缘俯冲带岛弧演化到正常大陆弧环境的岛弧中～高钾钙碱性 I 型花岗岩。

岩体锆石 TIMS U－Pb 定年结果指示了岩体侵位结晶年龄为 424Ma。根据该岩体成呈明显侵入关系侵入于库米什南铜花山地区蛇绿混杂岩中，并结合该区蛇绿混杂岩块中出露有形成于晚志留－早泥盆纪的放射虫硅质岩[9]主要形成于洋壳俯冲消减阶段与岛弧密切相关的

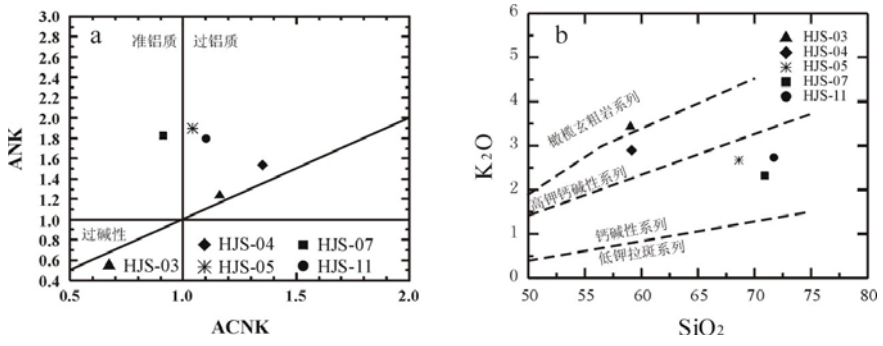


图 1 黄尖石山岩体 ACNK－ANK 及 SiO_2－K_2O 图解

* 国家重点基础研究发展规划“973”（2001CB409801）、自然科学基金（49972075）和教育部科学技术研究重大项目（No. 306021）联合资助。

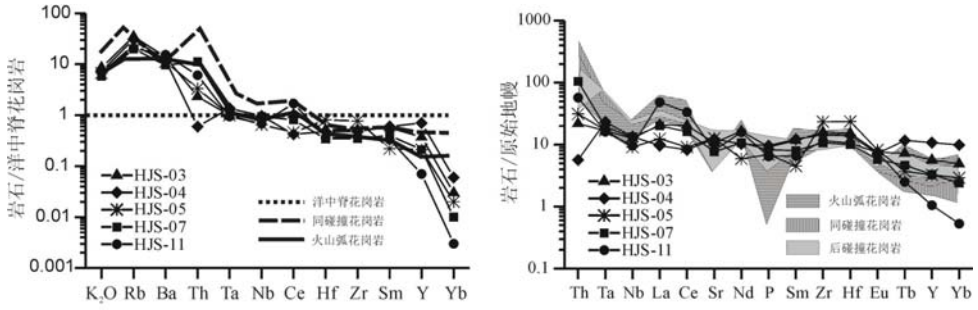


图 2 黄石尖山岩体洋中脊花岗岩及原始地幔标准化图解

洋中脊花岗岩和原始地幔微量元素值分别引自 Pearce 等[7]和 Sun 等[8]

弧前盆地环境[10]以及区内存在早古生代末期活动陆缘岛弧和大洋环境有密切成因关系的多成因类型火山岩构造岩块[5, 11]等综合分析，黄尖石山岩体是早古生代末早志留纪晚期活动陆缘大洋俯冲消减过程，蛇绿构造混杂岩不同岩块形成、构造就位过程或之后侵入其中的，成因上与洋壳俯冲构造就位相关，属蛇绿岩构造演化过程与大洋俯冲消减作用有关的俯冲型花岗岩[12]。因此，该岩体的形成标志着南天山洋盆已由扩张转入到俯冲消减、中天山南缘进入到大洋俯冲活动大陆边缘演化阶段。

研究表明，天山造山带出露有大量前寒武纪、早古生代以及晚古生代不同成因类型花岗岩体，尤其是在中、南天山具有元古代变质基底的构造带中发育大量古生代花岗岩体，其岩浆活动主要发生在 380～490Ma 之间，并具多种成因类型和形成构造环境[13~18]。其中，在中天山构造带新确定出一些形成于 430～490Ma 的铝质 A 型花岗岩体，它们不具活动大陆边缘花岗岩类岩石地球化学特征，代表了该时期南天山洋南支扩张的产物[16]，证明此时南天山洋仍处于伸展扩张阶段。库米什南黄尖石山活动陆缘俯冲型花岗岩的出现反映南天山洋伸展作用已经结束，该岩体的形成标志着在 424Ma 以来南天山洋盆扩张已经停止并转入到洋盆俯冲消减，中天山南部已进入到活动大陆边缘成熟弧的发展演化阶段。在与其同属一构造混杂岩带的榆树构高压麻粒岩相蛇绿岩地体的 392±7Ma 锆石 U－Pb 年龄[19]，则证明了南天山大洋汇聚俯冲过程一直持续到早－中泥盆纪，该时期南天山大洋岩石圈已俯冲至 40～50km 深度经受了高压麻粒岩相的变质改造，之后构造抬升致使该区发育了特征的高压麻粒岩相蛇绿岩地体[20]。

主要参考文献：

[1] 汤耀庆，高峻，赵民，等. 1995，西南天山蛇绿岩和蓝片岩. 北京：地质出版社，59～97

[2] 高峻，汤耀庆，赵民，等. 1995,新疆南天山蛇绿岩的地质地球化学特征及形成环境初探. 岩石学报，11（增刊）：85～87

[3] 李茂松，何国琦，高峻，等. 1996,中国南天山的蛇绿岩带. 见：张旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究. 北京: 地质出版社, 112～116

[4] 张旗, 周国庆. 2001，中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社，40～42

[5] 吴文奎，姜常义，杨复. 1992，库米什地区古生代地壳演化及成矿规律. 西安：陕西科学技术出版社，69～84

[6] Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B et al. 2005, Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. Contrib. Mineral. Petrol. 148: 635～661

[7] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984，Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25: 956～983

[8] Sun S S, McDonough W F.1989，Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and

processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Spec. Pub., 42: 313～345

[9] 王作勋，邬继易，吕喜朝,等.1990，天山多旋回构造演化及成矿. 科学出版社，北京，9～44

[10] 张成立，周鼎武，陆关祥，等. 2006，南天山库米什蛇绿混杂岩带中硅质岩的元素地球化学特征及其形成环境. 岩石学报，22（1）：57～64

[11] 董云鹏，王润三，周鼎武，等. 2001，南天山北缘榆树构变质基性－超基性岩的地球化学及其成因机制. 地球化学， 30(6): 559～568

[12] 李武显,李献华. 2003，蛇绿岩中的花岗质岩石成因类型与构造意义. 地球科学进展, 18(3): 392～397

[13] 陈义兵，胡霭琴，张国新，等.1999，西天山独库公路花岗片麻岩的锆石 U－Pb 年龄及其地质意义. 科学通报，44(21)：2328～2332

[14] 姜常义，穆艳梅，白开寅，等. 1999，南天山花岗岩类年代学、岩石学、地球化学及其构造环境. 岩石学报，15(2): 298～308

[15] 陈义兵，胡霭琴，张国新，等. 2000，西南天山前寒武纪基地时代和特征特征：锆石 U－Pb 年龄和 Nd－Sr 同位素组成. 岩石学报，16(1): 91～98

[16] 韩宝福，何国琦，吴泰然，等. 2004，天山早古生代花岗岩锆石 U－Pb 定年、岩石地球化学特征及其大地构造意义. 新疆地质， 22(1): 4～11

[17] 胡霭琴，张国新，张前锋，等.1999，天山造山带基地时代和地壳增生的 Nd 同位素制约. 中国科学， 29(2): 104～112

[18] 刘树文，郭召杰，张志诚，等. 2004，中天山东段前寒武纪变质地块的性质：地质年代学和钕同位素地球化学的约束. 中国科学， 34(5): 395～403

[19] 王润三，王焰，李惠民，等.1998，南天山榆树构高压麻粒岩地体锆石U－Pb定年及其地质意义. 地球化学，27（6）：517～522

[20] 王润三, 周鼎武, 王居里，等.1999,南天山榆树沟华力西期深地壳麻粒岩地体研究. 中国科学,29: 306～313

华南武夷山中段加里东期花岗岩类成因初探

张 芳 荣

（南京大学地球科学系）

华南武夷山中段加里东期花岗岩类分布广泛，岩体成岩同位素年龄集中于三个时期，即473~517Ma、433~451Ma、401~422Ma。根据花岗岩的岩性组合、地球化学、侵入关系及同位素特征将加里东期花岗岩划分为三个侵入期，对应于加里东运动的三个幕。

第一期侵入代表性岩体有金溪、黎川、付坊、湖坪、棠阴岩体，总体呈北北东向展布。侵入新元古代蓟县纪、青白口纪、及南华纪、寒武纪地层，侵入关系清楚，岩体边缘有混合岩化现象，片麻理发育，围绕岩体接触面分布。岩体外接触带具明显的同构造流变褶皱变形，且远离岩体其变形减弱，属同构造期花岗岩类。岩体中含大量围岩捕虏体及少量富云包体。其中金溪、湖坪岩体被泥盆纪地层不整合覆盖，地层底部见厚约 15m 的不等粒花岗碎屑岩。本期岩体岩性为中细粒含斑黑云母英云闪长岩、中细粒含斑黑云母花岗闪长岩、中细粒含斑黑云母二长花岗岩，表现为成分演化。岩石具似斑状结构，块状构造、片麻状构造、斑杂状构造，偶见有石榴石、矽线石等富铝矿物。英云闪长岩：$SiO_2$68.04%，$Al_2O_3$15.61%，Na_2O/K_2O0.88，Na_2O+K_2O7.17%，FeO+Fe_2O_3+MgO3.86%，ASI 为 1.27，标准矿物刚玉含量 3.49%。ΣREE 含量* 165.15，ΣCe/ΣY3.60，δEu0.52。花岗闪长岩：SiO_2 68.74%，$Al_2O_3$15.78%，Na_2O/K_2O0.90，Na_2O+K_2O7.05%，FeO+Fe_2O_3+MgO3. 67%，ASI 为 1.30，标准矿物刚玉含量 3.88%。ΣREE 165.13，ΣCe/ΣY4.24，δEu0.70。二长花岗岩：$SiO_2$70.41%，$Al_2O_3$14.81%，Na_2O/K_2O0. 63，Na_2O+K_2O7.62%，FeO+Fe_2O_3+MgO3%，ASI 为 1.26，标准矿物刚玉含量 3.14%。ΣREE187.67，ΣCe/ΣY4.39，δEu0.60。从英云闪长岩——花岗闪长岩——二长花岗岩岩浆向酸性方向演化，铁镁质含量减少，同时轻重稀土分馏程度加强。本期花岗岩各微量元素平均值如下：Rb210.20、Sr155.40、Ba553.60、Nb19.40、Ta4.72、Zr198.20、Hf5.78、Rb/Ba0.40、Rb/Sr1.44。

第二期侵入代表性岩体有乐安、司前、乌径，鹅婆、会同、营上，建宁、黄坊、廖武坪岩体，主要分布于宜黄断裂带两侧，多呈岩基状、岩株状，少数为岩瘤状产出，平面上呈椭圆状，总体北北东向展布，与宜黄断裂带延伸方向基本一致。岩体侵入新元古代蓟县纪、青白口纪、及南华纪、寒武纪地层。围岩产生接触变质作用，变质矿物为红柱石、堇青石、黑云母。岩体还侵入第一期花岗岩中，侵入面外倾，倾角一般为 40°~60°，接触面较平直，外接触带有时见弱的绿泥石化，局部还可见岩体被泥盆纪地层不整合覆盖。岩体内部定向组构较发育，尤其是靠近宜黄断裂带两侧岩体更为发育，主要表现为长石巨斑及暗色矿物(黑云母)的定向排列和暗色包体的长轴定向，线理走向多为南北向，与宜黄断裂带的走向一致，说明岩浆的侵位受断裂控制。岩体边缘相岩性为中细粒斑状黑云母二长花岗岩，内部相为中-中粗粒斑状黑云母二长花岗岩，表现为结构演化。岩石具似斑状结构，块状构造，局部见片麻状构造、斑杂状构造，以含钾长石斑晶高（20~40%）及巨斑（粒径 2~4cm、大者 6~7cm）为特征。花岗岩 $SiO_2$72.71%，$Al_2O_3$13.62%，Na_2O/K_2O0.61，Na_2O+K_2O7.76%，ASI 为 1.16，标准矿物刚玉含量 2.40%。ΣREE170.80，ΣCe/ΣY3.16，δEu0.44；微量元素含量：Rb227.18、Sr134.89、Ba613.44、Nb27.16、Ta4.98、Zr169.22、Hf5.24 、Rb/Ba0.45、Rb/Sr1.85。

第三期侵入代表性岩体有黄坝、万田、禾尚庄、龙溪等岩体，呈岩株、岩瘤状产出，主要侵入震旦纪、寒武纪地层中，少数侵入蓟县纪、青白口纪地层中及第一期、第二期花岗岩中，在龙溪及高堪下被泥盆纪地层不整合覆盖。围岩发生明显热接触变质，有红柱石、堇青石角岩带、角岩化。岩石交代蚀变较强，主要有英云岩化、其次有钠长石化、萤石化，岩体中伟晶岩脉比较发育。岩性为细粒含斑二云母二长花岗岩、中细粒含斑二云母二长花岗岩，偶见有石榴石、矽线石等富铝矿物。岩石中 $SiO_2$73.69%，$Al_2O_3$14.15%，Na_2O/K_2O0.86，Na_2O+K_2O7.8%， ASI 为 1.31，标准矿物刚玉含量 3.64%。ΣREE256.90，ΣCe/ΣY4.02，δEu0.58；微量元素含量：Rb274.52、Sr74.43、Ba448.08、Nb25.67、Ta5.56、Zr107.38、Hf4.58、Rb/Ba0.83、Rb/Sr3.95。

*稀土元素及微量元素含量为 ppm。

加里东期花岗岩从早到晚氧化物含量 SiO_2、Na_2O+K_2 O 升高，岩浆向富碱、富硅方向演化。微量元素 Rb、Nb、Ta 及 Rb/Ba、Rb/Sr 升高，而 Sr、Zr、Hf 含量降低，存在明显的斜长石分离迹象。

从上可以看出：加里东期花岗岩以酸性花岗岩为主，少数为中酸性花岗岩类。其 ASI 平均值均>1.1，标准矿物刚玉含量高，并见有石榴石、矽线石等富铝矿物，在 ACF 图解中除个别样品落入“I”型花岗岩区外（该样品来源于宜黄断裂附近岩体），其余样品均落入“S”型花岗岩区；在 *w*（K_2O）%—*w*（SiO_2）图解中落入高钾钙碱性火成岩区，而高钾钙碱性和钾玄岩被认为是大陆碰撞造山带典型组合（邓晋福等，1994，1996b；Turner et al.，1996；Flower et al.，1998；Liegeois et al.，1998）。花岗岩中较高的ΣREE（165.13~256.90）、ΣCe/ΣY（3.16~4.39），较低的δEu（0.44~0.70）及富集不相容元素 Rb、Sr、Ba 和高强场元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Th，表明其岩浆来源于地壳物质的部分熔融。已有的资料显示该区早古生代地层中未见较大范围的的火山岩分布，同时缺乏来自地幔的岩浆物质及洋壳的残留。因此，华南武夷山中段加里东期花岗岩类应属陆—陆碰撞造山形成的花岗岩类。据 Rb、Sr 浓度推算（after Condie 1973），其地壳厚度均在 30km 以上，存在明显的地壳加厚。

但不同期次花岗岩的岩浆来源和形成构造环境又略有差异，第一期花岗岩少量样品属弱过铝质、标准矿物刚玉含量小于 1，个别样品 δEu>0.7。其 *w*（CaO_2）%/*w*（Na_2O）%多>0.3，表明岩浆来源于硬砂岩的局部熔融（据 Sylvester，1998），而硬砂岩来自于不成熟的岛弧沉积。Ringwood 等（1974）认为地壳中部分岩石是地幔来源的火山岩，它们的重熔可产生同位素 Sr 比值低值。同样，我们亦可认为含有地幔物质的火山岩的地壳的重熔，也可产生本区具有幔源特征的弱过铝质、Eu 异常不明显的花岗岩浆。本区新元古代蓟县纪、青白口纪地层正是岛弧环境下沉积物，含有较多的来自幔源的火山岩。因此，加里东第一期花岗岩岩浆主要来源于蓟县纪、青白口纪变质地层的部分熔融，少数来源于成熟大陆地台边缘的沉积物（震旦纪、寒武纪）。其具有幔源特征的少数样品是由于岩浆混染了来自岛弧环境的火山物质造成的。花岗岩中有一组锆石 207pb/206pb 蒸发年龄为 811±2Ma~1275±4Ma（中国地质大学（武汉），2001），其锆石晶形不完整，推测是源区的残留锆石，这与本区蓟县纪、青白口纪时代吻合。第一期花岗岩在 R_1-R_2 多阳离子图解和 Rb—Yb+Ta 图解中主要落入同碰撞花岗岩区，在 Rb—Yb+Nb 图解中投影点落入同碰撞期花岗岩区与火山弧花岗岩区分界线附近，这也与部分岩浆来源于新元古代地层的重熔有关，因此，本期花岗岩应属同碰撞花岗岩；第二期花岗岩岩源来源与第一期花岗岩相似，略有不同的是宜黄断裂附近岩体局部含闪长岩包体，在 ACF 图解中落入“I”型花岗岩区，局部岩浆有幔源物质的参与，这与宜黄断裂的活动有关，说明断裂局部已切割到了上地幔，其构造活动相对较稳定。在 R_1-R_2 多阳离子图解中投影点主要落入同碰撞花岗岩及造山晚期花岗岩区，在 Rb—Yb+Ta 图解中投影点多落入同碰撞期花岗岩和板内花岗岩区，在 Rb—Yb+Nb 图解中投影点落入同碰撞期花岗岩区与火山弧花岗岩区分界线附近，具有造山花岗岩向后造山花岗岩过渡的特征，与该区花岗岩地质特征也比较吻合。可能正是由于这两期花岗岩岩浆主要来源于具有火山弧沉积特征的新元古代蓟县纪、青白口纪地层，才引起华南加里东期花岗岩成因是陆—陆碰撞还是洋—陆碰撞之争的原因之一。而第三期花岗岩 *w*（CaO_2）%/*w*（Na_2O）%多<0.3，显示岩浆多来源于成熟大陆地台边缘的沉积物（震旦纪、寒武纪）。在 R_1-R_2 多阳离子图解中主要落入造山晚期花岗岩区，在 Rb—Yb+Ta 图解和 Rb—Yb+Nb 图解中投影点多落入同碰撞期花岗岩区，也具有造山花岗岩向后造山花岗岩过渡的特征。

华南加里东期花岗岩的三期岩浆活动正好对应于加里东运动的三个幕。第 I 幕发生于寒武纪末期，由于华夏陆块向扬子板块仰冲，本区进入大规模褶皱造山期，形成一系列轴向 NE、NNE 向褶皱，造成寒武纪与奥陶纪呈微角度不整合。同时地壳增厚，使局部地壳发生部分熔融。形成加里东第一期以英云闪长岩——花岗闪长岩——二长花岗岩系列的同碰撞花岗岩；加里东第 II 幕主要发生于晚奥陶纪中期，由于陆块间不均匀聚敛，本区产生强烈左旋扭动，在基底褶皱核部产生了一系列近南北向或 NNE 向张扭性断裂，地壳深部岩浆沿裂隙上侵，在构造薄弱部分就位，形成具有挤压环境向拉张环境过渡特征的二长花岗岩系列，是一次局部的抬升；第 III 幕发生在晚志留纪，本区再次发生大规模的陆内板片之间的相互拼贴，地壳叠置隆起，使泥盆纪地层角度不整合于寒武纪之上。同时形成以含白云母为特征的二长花岗岩系列。由于局部处于拉张环境，所以本期花岗岩也兼具有后造山花岗岩的特征。加里东期花岗岩从早到晚存在由 NW 向 SE 迁移趋势，显示加里东运动由 NW 向 SE 迁移。

Derivation of adakitic magma by partial melting of subducted continental crust

Zhang Hongfei (张宏飞)

（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）

Present geological models for adakitic magma generation assume that most adakitic magmas were produced by partial melting of subducted oceanic slabs. However, it is possible that adakitic magma may be generated from partial melting of subducted continental crust in continental collisional settings. Here, we present a case study of the Guanshan granite (229 Ma) from the southeastern corner of the Qilian belt in the Central Orogenic System of China. The Guanshan granite is characterized by high K (K_2O: 4.12-5.16 wt.%; K_2O/Na_2O: 0.97-1.64) and Sr/Y (13.6-84.1), low Y (6.8-15.7 ppm) and HREE (eg. Yb: 0.62-1.31 ppm), strongly fractionated REE patterns with $(La/Yb)_N$=17.5-41.6 and evolved Sr-Nd isotopic compositions ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_{229Ma}$=0.70587-0.70714, ε_{Nd}(229Ma)=-10.9 to -5.16, T_{DM}=1.10-1.49 Ga). These geochemical signatures show that the Guanshan granite has an affinity with continent-type adakitic rocks, but are distinct from some adakitic rocks, which were produced by partial melting of subducted oceanic slabs and/or underplated basaltic lower crust in arc settings. Pb-Sr-Nd isotopic compositions of the Guanshan granite are quite distinct from those of the Precambrian basement rocks, the Early Paleozoic volcanic rocks and the Early Paleozoic granitoids in the Qilian belt of the southern margin of the North China plate, but are similar to those of the lower crust of the northern margin of the South China plate, as probed by the Early Mesozoic granites of the northern margin of the South China plate. It is proposed that the magma for the Guanshan granite was derived from partial melting of the subducted South China continental crust during the Triassic continental collision between the North China and the South China plates. Our results provide a new model that adakitic magma can be generated by partial melting of subducted continental crust in continental collisional settings.

东秦岭早白垩世晚期准铝质 A 型花岗岩：年代学和地球化学证据*

张金阳，马昌前，佘振兵，王世明，王连训，曹运诚

(中国地质大学地球科学学院，武汉 430074)

大别山-桐柏山-秦岭东部一线存在早白垩世巨量岩浆侵入活动。该时期花岗岩类主要以含角闪石和黑云母的 I 型花岗岩为主。最近我们在河南省方城县东部首次发现早白垩世晚期含榴花岗岩，其暗色矿物主要为黑云母，并出现大量石榴子石。本文对二郎庙含榴花岗岩及围岩进行了详细的野外地质特征、锆石年代学、微量元素及同位素地球化学研究，以期对二郎庙岩体的成因和大别山-东秦岭造山带早白垩世晚期构造背景做出限定。

二郎庙含榴花岗岩体处于东秦岭构造带，侵入于片麻状二长花岗岩。岩体边部可见富云包体和大量围岩捕虏体。锆石 LA-ICPMS U-Pb 法测得含榴花岗岩体结晶年龄为 118±2Ma，全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 110±1(2σ)Ma，初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值（I_{Sr}）为 0.7067±0.0046。二郎庙岩体暗色矿物为黑云母，含特征矿物石榴子石，岩石高硅、富碱、低铝、贫钙，大部分样品属准铝质、高钾钙碱性系列，高 FeOt/MgO 比值；岩石稀土元素（REE）总量很低，Eu 呈强负异常，在对原始地幔配分图上呈左倾的‘V’字型，微量元素 Rb、Th、Ta、Nb、Zr、Hf、Y 和 Yb 相对富集，Sr、Ba、Ce、P 和 Ti 相对亏损；岩石随 SiO_2 含量的升高，Al_2O_3、Fe_2O_3、K_2O 和 Zr、Rb、Pb 都有很明显降低，Rb 及 Rb/Sr 比值很高；岩石 I_{Sr} 变化于 0.706-0.708，$\varepsilon_{Nd}(110Ma)$变化于-6.6~-9.0 之间，Nd 同位素二阶段模式年龄介于 1.5-1.7Ga 之间。地球化学特征表明二郎庙岩体属准铝质 A 型花岗岩，经历过斜长石、富轻稀土元素矿物褐帘石和独居石的结晶分异（Wu et al.，2002），形成于伸展背景。结合年代学资料，认为其形成与早白垩世晚期中国东部岩石圈伸展相关。

围岩片麻状二长花岗岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 年龄为 128±2Ma，属准铝质、高钾钙碱性系列，岩石稀土元素总量较高，轻稀土元素富集，Eu 呈中等负异常，La_N/Yb_N 比值较高，在对原始地幔配分图上呈右倾的‘V’字型，微量元素 Rb、Sr 和 Ba 相对富集，Ta、Nb、Zr、Hf、Ti、P 和 Y 相对亏损，Sr/Y 比值较高，I_{Sr} 为 0.707，$\varepsilon_{Nd}(130Ma)$为-11.2，Nd 同位素二阶段模式年龄为 1.9Ga。研究表明在地幔热/物质参与下，壳内岩石可部分熔融形成高温 A 型花岗岩（Anderson，1983；Creaser et al.，1991；King et al.，1997；Patiňo Douce，1997；Martin,2006），对比二郎庙含榴花岗岩及其围岩片麻状二长花岗岩的特征，推测二郎庙含榴花岗岩是在上升的软流圈地幔流体的干预下由片麻状二长花岗岩部分熔融形成的。

*国家自然科学基金重点项目(批准号: 40334037)

中天山东段印支期二长花岗岩：幔源岩浆内侵的产物*

张遵忠[1,2]，顾连兴[1]，吴昌志[1]，翟建平[2]，唐俊华[1]，汪传胜[1]

(1.成矿作用研究国家重点实验室（南京大学），南京大学地球科学系，南京 210093；2. 南京大学环境学院，南京 210093)

1. 引言

自从 Fyfe 等(Fyfe and Leonardos, 1973) 提出玄武质岩浆可在下地壳底部形成底侵及其后 Bird 等 (Bird, 1979) 提出拆沉可导致软流圈上涌和地幔部分熔融以来，人们已经认识到拆沉和底侵是壳幔相互作用和花岗岩浆生成的重要方式，也是陆壳生长的重要机制。底侵体带来的热量很好地解释了下地壳熔融产生花岗岩的机制。但是，迄今为止，文献中对内侵的概念尚无明确的定义，对存在内侵体的可能性及其对花岗岩浆生成所起的作用尚无实例研究。

我们认为，内侵可定义为幔源岩浆直接上侵于地壳内部，其热量足以使地壳岩石重熔并形成具有上升能力的新生岩浆。这样的定义意味着内侵岩浆应具备两点性质：第一是岩浆的量大而温度高，以致定位后能诱发地壳围岩的部分熔融，并且新生岩浆具有一定的上升能力。这一性质使内侵有别于一般意义上的岩浆侵入，并且其围岩的部分熔融也不同于一般的接触变质或边缘混合岩化；第二，这样的高温岩浆主要是幔源岩浆，因为幔源岩浆温度较高（可达 1100～1300℃, Iwamori, 2004），热量充足，而壳源岩浆温度较低，上侵后难以使较高层位围岩发生部分熔融。幔源岩浆内侵可以中天山东段印支期尾亚杂岩体（246～233 Ma, Zhang et al., 2005）中二长花岗岩和星星峡二长花岗岩(229 Ma,未发表数据)为实例。

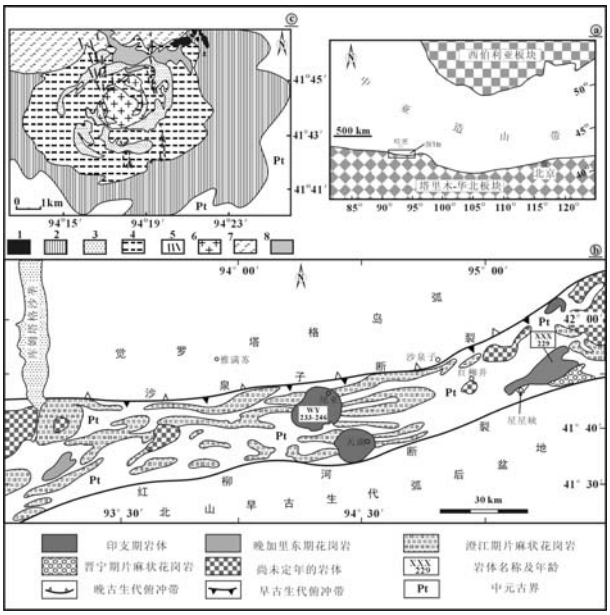


图 1（a）研究区与中亚造山带的关系（仿 Zhou et al., 2004）；（b）中天山东段区域地质图；（c）尾亚杂岩体地质图.

1-辉长岩；2-石英正长岩；3-石英闪长岩；4-二长花岗岩；5-石英闪长玢岩（岩墙）；6-细粒花岗岩；7-中元古片麻岩；8-第四纪沉

2. 岩体地质

研究区处于中亚造山带的南缘（图 1a）以及中天山的东段(图 1b)。中天山北以沙泉子断裂为界，南以红柳河断裂为界(图 1b)，前人称之为中天山结晶轴或中天山结晶带。

尾亚杂岩体（WY，图 1b）位于兰新铁路尾亚车站附近，距哈密市约 130 km，其整体形态近等轴状，面积约 200 km^2，侵入于中-上元古界片岩、片麻岩中，而本身未发生变形，为一典型的后造山岩体。该杂岩体包括不同期次侵入的六个岩相（图 1c），依侵

* 国家自然科学基金项目（40672040，40472042）、国家重点基础研究发展规划项目（编号：2001CB409802）和中国博士后科学基金项目（编号：2005038237）资助成果.

入顺序分别为辉长岩，石英正长岩，石英闪长岩，似斑状黑云母二长花岗岩（以下简称二长花岗岩），石英闪长玢岩（脉岩）和中心相细粒花岗岩。星星峡二长花岗岩（XXX，图 1c）位于星星峡镇北东向，西距尾亚杂岩体约 80 km。该岩体侵入于中-上元古界片岩、片麻岩中，岩体中未见变形和变质作用，亦为典型的后造山岩体。

尾亚二长花岗岩呈浅肉红色，块状构造，似斑状结构。斑晶为钾长石（占钾长石总量的 10～15%），含不规则分布的钠长石出溶体；基质中细粒结构，钾长石为条纹长石和正长石。全岩主要组成矿物为石英(20~30%)、斜长石(An_{20-30}, 30~40%)、钾长石(25~35%)、黑云母(5~15%)和少量角闪石(< 5%)。星星峡二长花岗岩，浅肉红色，块状构造，似斑长结构。斑晶为钾长石（占钾长石总量的 5～10%），含不规则的钠长石出溶体；基质中～细粒结构，主要为正长石，少数微斜长石。全岩主要组成矿物为石英（25～30%）、斜长石（$An_{20\sim25}$，25～30%）、钾长石（35～40%）和黑云母（5～10%），偶见角闪石。

3. 地球化学特征

主要特征如下：

1）皆显示高钾钙碱性岩系的特征。

2）皆富集 Rb, Ba 等大离子亲石元素（LILE）和 U, Th, Zr, Hf 等高场强元素（HFSE），亏损高场强元素 Nb, Ta 及 Ti。在微量元素蛛网图中，两者呈相似的配分形式，均具典型钙碱性岩浆微量元素的配分特征。与尾亚二长花岗岩相比，星星峡二长花岗岩具有更低的 Ba、Ti 含量。

3）星星峡二长花岗岩与尾亚二长花岗岩轻稀土含量相近，但前者的重稀土含量及 Eu 负异常强度明显高于后者，而轻、重稀土分馏程度则低于后者。

4）两者皆具有壳源的微量元素地球化学比值（较低的 Nd/Th,Ti/Zr,Ti/Y 和 Nb/Ta）。与尾亚二长花岗岩相比，星星峡二长花岗岩表现为 Rb/Sr 升高，而 Nd/Th、Nb/Ta、Ti/Y、及 Ti/Zr 比值降低。

5）尾亚二长花岗岩 Isr、 ε Nd(t)和 T_{DM} 分别为 0.7061～0.7068、-0.04～+0.08 和 0.85～0.93 Ga; 星星峡二长花岗岩 Isr、ε Nd(t)和 T_{DM} 分别为 0.7064～0.7072、-3.37～-2.99 和 1.28～1.48 Ga。从尾亚二长花岗岩到星星峡二长花岗岩，其 ε Nd(t)值有逐渐降低的趋势，而 T_{DM} 则表现逐渐增大的趋势。

4. 源区特征及成岩条件

实验岩石学研究已经证实，地幔橄榄岩部分熔融不能直接产生花岗质岩浆，而只可能产生玄武质或玄武安山质岩浆。尾亚二长花岗岩较低的 Nd/Th、Ti/Y、Ti/Zr 和 Nb/Ta 表明该岩石既不可能由地幔橄榄岩部分熔融而产生，也不可能是玄武质岩浆分离结晶的结果，而只可能是壳源的产物。尾亚二长花岗岩 ε Nd(t)近乎 0 值，T_{DM} 为 0.85～0.93 Ga，表明其源岩为新元古代从地幔中分异出来的年轻的陆壳物质，成岩过程中未受到古老陆壳（中元古代围岩）的明显混染。星星峡二长花岗岩的 Nd/Th、Ti/Y、Ti/Zr 和 Nb/Ta 值均较尾亚二长花岗岩的值低，其 ε Nd(t) 为负值（-3.37～-2.99 ），T_{DM} 较大（1.28～1.48 Ga），表明该花岗岩无疑也是壳源岩浆的产物，而且源岩成份成熟度较高。

通过前人（Patiño Douce et al., 1995; 1996）实验岩石学研究成果，结合地球化学特征，我们推测尾亚二长花岗岩为富镁质黑云母源岩，其成岩温压条件为900～1000℃和10～15 kbar。星星峡二长花岗岩的源岩可能也为镁质黑云母岩石。不同之处仅在于，星星峡二长花岗岩源岩中黑云母的镁含量可能低于尾亚二长花岗岩源岩中的黑云母，其成岩压力（<10 kbar）和温度可能均较尾亚二长花岗岩要低。

5. 讨论及结论

东天山地区的印支期岩浆活动之所以如此显著，可能是因为在中-晚石炭世天山陆壳整体化以后又受到了古特提斯构造体制的显著影响（Zhang et al., 2005; 顾连兴等，2006；张遵忠等，2006；Zhang et al., in press）。三叠纪时期，北特提斯洋盆向昆仑地体强烈俯冲，并导致其中的一些微陆块与东昆仑北侧的塔里木和柴达木等地体碰撞（许志琴，1996）。东昆仑北缘距东天山的尾亚～星星峡一带不过 600 km，因此俯冲和碰撞所产生的挤压力必然有相当一部分被传输到东天山，造成东天山的陆内挤压、俯冲、地壳缩短和加厚。我们已有的研究（张遵忠等，2006；张遵忠等*）表明，尾亚杂岩体中的石英正长岩形成的压力为 15～20 kbar，温度为 950℃～1100℃，石英闪长岩形成的压力为 16～18 kbar，温度为 1000℃～1100℃，这两个岩相形成于加厚陆壳的底部，其成岩机制与与幔源岩浆的底侵有关。尾亚二长花岗岩的成岩时代滞后于这两个岩相，且形成的深度要浅，然成岩温度却较高。已有的研究表明，除富含白云母的泥质岩外，通常陆壳源岩发生脱水熔融产生花岗质岩浆所需的温度要大于 800℃（Castro et al., 2000；Patiño Douce, 1998），这样高的成岩温度如果只靠放射性热或地壳加厚所导致的地热增温（England et al., 1984; 1986）常很难达到，必须借助于外部热源（Castro, 2000），因此只能解释为与造山后伸展环境下幔源岩浆的内侵所提供的巨大热能有关。星星峡二长花岗岩则可能是幔源岩浆在更高层位上内侵的产物。依作者等看来，中天山东段印支期早阶段的花岗岩可能与幔源岩浆底侵或低层位的内侵有关，而晚阶段的花岗岩则可能与幔源岩浆的高层位内侵有关。

主要参考文献:

Bird P. 1979. Continental delamination and the Colorado plateau. J. Geophys. Res., 84 (B13): 7561 - 7571

Castro A, Corretgé LG, El-Biad C, El-Hmidi H, Fernández C, Patiño D. 2000. Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massif, Spain. J. Petrol., 41: 1471-1488

England PC, Thompson AB. 1986. Some thermal and tectonic models for curstal melting in continental collision zones. In: Coward M P, Rice A C.(eds) Collision Tectonics. Geological Society, London, Special Publication., 19:83-94

England PC, Thompson AB. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickende continental crust. J. Petrol., 25:894-928

Fyfe WS, Leonardos OH. 1973. Ancient metamorphic migmatite belts of the Brazilian African coasts. Nature, 224: 501 - 502

Iwamori H. 2004. Phases relations of peridotites under H2O-saturated conditions and ability of subducting plates for transport of H2O. Earth Planet. Sci. Lett., 227: 57 - 71

Patiño Douce AE, McCarthy TC. 1998. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker BR, Liou JG (eds), When continental collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. Kluwer Academic Publishers, 27-55.

Patiño Douce BE, Beard J. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. J. Petrol., 36:707-738.

Patino Douce BE, Beard J. 1996. Effects of P, f(O2) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. J. Petrol., 37(3):999-1023.

Zhang ZZ, Gu LX, Wu CZ, Li WQ, Xi AH, Wang S. 2005. Zircon SHRIMP dating for the Weiya pluton, eastern Tianshan: its geological implications. Acta Geologica Sinica (English edition), 79(4):481-490.

Zhang ZZ, Gu LX, Wu CZ, Zhai JP, Li WQ, Tang JH. Early Indosinian Weiya gabbro, eastern Tianshan: Elemental and Sr-Nd-O isotopic geochemistry and its tectonic implication. Acta Geol. Sin (English edition)., in press.

* 张遵忠，顾连兴，吴昌志，翟建平，汪传胜，唐俊华．中天山东段尾亚印支早～中期石英闪长岩－陆内俯冲与原生下陆壳部分熔融．中国科学（D），在审．

鄂东南矿集区铜山口铜-钼矿床成岩成矿时代及与区域成岩成矿的关系*

赵新福[1]，李建威[2,1]，马昌前[2,3]

(1. 中国地质大学（武汉）资源学院，湖北武汉，430074;
2.中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室，湖北武汉，430074;
3. 中国地质大学（武汉）地球科学学院，湖北武汉，430074)

铜山口铜-钼矿床是鄂东南矿集区内典型的矽卡岩-斑岩复合型矿床（铜金属量 500000 吨，钼金属量 4000 吨，），矿床的形成与铜山口花岗闪长斑岩岩株和三叠系大冶群碳酸盐岩有关：斑岩体内部以典型的斑岩型矿化为特征，在斑岩体与碳酸盐岩的接触带则出现典型的矽卡岩型矿化。上世纪 70 年代，宜昌地矿所曾对铜山口花岗闪长斑岩进行过 K-Ar 测年，4 个样品给出的年龄分别为 127 Ma（全岩），131 Ma（全岩），132 Ma（全岩）和 146 Ma（黑云母）（引自舒全安等, 1992; 黄崇轲, 2001）。最近我们利用 SHRIMP 锆石 U-Pb、Re-Os、$^{40}Ar/^{39}Ar$ 等先进的同位素定年技术分别对铜山口矿床矽卡岩型和斑岩型矿石及含矿岩体进行了系统的同位素年代学研究，首次获得该矿床的高精度年龄数据。

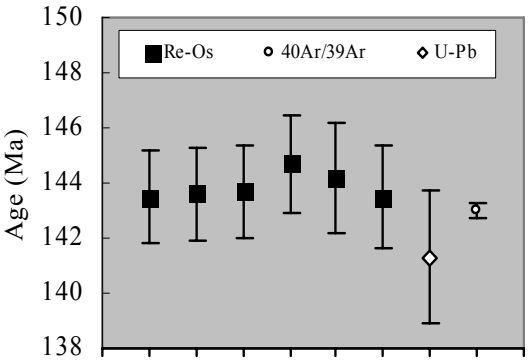


图 1 铜山口铜钼矿床成岩成矿年龄

花岗闪长斑岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 141.3 ± 2.4Ma（2σ），斑岩型矿石中六个辉钼矿样品的 Re-Os 模式年龄十分接近（143.5-144.7 Ma）；由六个样品拟合的等时线年龄为 143.8 ± 2.6Ma (MSWD=0.38)；矽卡岩型矿石中金云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为 143 ± 0.3 Ma，等时线年龄为 143.8 ± 0.8 Ma（2σ）。因此，铜山口花岗闪长斑岩、矽卡岩型矿石、斑岩型矿石的年龄在误差范围内完全一致 (图 1)，反映了成岩与成矿的同时性。国内外许多研究发现，矿床的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄经常比矿床实际年龄明显地年轻。但这里金云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄与辉钼矿 Re-Os 年龄的高度一致性证明 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年可以精确地限定成矿时代。

结果还表明，铜山口矿床与长江中下游其它地区（九瑞、铜陵、安庆、庐枞和宁芜地区）的成岩成矿基本同时 (吴才来等, 1996；傅斌等, 1997; 吴良士等, 1997; 余金杰等, 2002; 张旗等, 2003; Sun et al., 2003;毛景文等, 2004; 王彦斌等, 2004a, 2004b, 2004c;徐夕生等, 2004; 曾普胜等, 2004)。这些地区大规模岩浆活动集中于 145-120 Ma，并明显可以划分成两个阶段：第一阶段为 145-133 Ma，岩浆活动主要表现为中酸性岩和少量基性岩的侵位，第二阶段为 130-120 Ma，主要发育火山岩、次火山岩以及碱性侵入岩（正长岩、石英正长斑岩等），与此相对应的是，区域上主要矿床的年龄也大致可以分成两个阶段，早期（145-135 Ma）成矿主要发生鄂东南、九瑞、安庆和铜陵地区，矿床类型为矽卡岩型、斑岩型及少量层控热液型；晚期成矿（126-122 Ma）主要发生于庐枞和宁芜地区，但矿床的数量和规模均远不如第一期成矿，对应的矿床类型多为玢岩型铁矿以及花岗岩型铀矿。显然，区域岩浆活动与成矿作用具有密切的时间、空间和成因联系。长江中下游各矿集区现今地壳厚度一般小于 31 km，而其周围地区的地壳厚度一般大于 34-35 km，说明长江中下游地区处于地幔隆起带。因此，岩石圈伸展可能是大规模岩浆活动与成矿作用的深部地球动力学因素，而岩石圈深断裂（如长江断裂、郯庐断裂、阳新-常州断裂等）可能是导致岩石圈伸展的重要因素。

*国家自然科学基金重点项目资助(批准号: 40334037)

华南新元古代地壳生长和再造：皖南花岗闪长岩地球化学、锆石 U-Pb 定年和 Hf-O 同位素证据

郑永飞，吴荣新，吴元保，张少兵

（中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026）

华南新元古代花岗岩形成与 Rodinia 超大陆形成和裂解之间的关系，是近年来国内外地球科学界研究的热点问题之一。花岗岩是地壳的特征组成，但其来源可以多种多样，形成机制也各有不同。虽然其最终来源都与地幔有关，但是无论是基性岩浆分异还是中酸性岩石重熔都涉及到多阶段地壳过程。大陆岩石圈地幔及其上覆地壳部分熔融可能是壳幔物质转换的主要途径，地幔超级上涌事件与地壳幕式生长之间可能存在时间和空间上的对应关系。Hill et al.(1992)曾注意到大量长英质熔体的产生在时间和空间上与地幔热异常具有一致性，设想某些花岗岩形成可能与地幔柱效应有关，进而认为酸性岩浆的产生是上升到地壳底部的地幔柱头顶部向上进行的传导性热传输效应的结果。但是，能否找到与花岗岩同时同地的地幔柱已经成为地质上解决花岗岩地幔柱成因的难题。在俯冲或碰撞加厚造山带的底部对地幔热异常的反应最为明显，因此这里是年轻地壳或沉积岩发生重熔的最有利场所，但是同样类型的岩浆活动可以是碰撞加厚造山带拉张跨塌的产物。

我们对位于华夏地块与扬子地块之间的皖南新元古代花岗闪长岩进行了系统的元素和同位素地球化学研究。研究岩体为许村、休宁和歙县岩体。它们侵入中元古代上溪群变质沉积岩，被震旦系休宁组砂岩不整合覆盖，为含堇青石的黑云母花岗闪长岩。皖南各岩体锆石阴极发光(CL)照片中，自型锆石多具有明显的岩浆环带结构，许多锆石含有继承锆石核。锆石岩浆环带及继承核部 Th/U 均大于 0.1，都属于岩浆锆石。LA-ICPMS 法 U-Pb 定年结果显示出两组年龄，年轻的一组年龄约 820Ma，分析点多为岩浆环带清晰的锆石部位，少部分为年龄重置的继承锆石核；年老的一组年龄为继承锆石年龄，年龄多集中于约 880Ma 左右，多数继承锆石处于锆石的核部，有明显的熔蚀、重结晶现象。少部分继承锆石保存了自形晶体结构，具有较清晰的岩浆环带，边缘或许有较窄的新结晶锆石环带。这可能是 S 型花岗岩形成时，由于重熔温度低及 Zr 的饱和浓度低，只要少部分循环锆石熔融便达到饱和，而保存了大量的继承锆石。

综合皖南各岩体定年结果可见，各岩体定年结果虽然略有差异，但在误差范围内是一致。岩浆结晶年龄为 815±17 ~ 824±6Ma，与 Li XH 等(2003)用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法对皖南许村岩体测定的结果 823±8Ma 一致，代表岩浆结晶年龄。继承锆石年龄多为 877±9 ~ 892±14Ma，代表了花岗闪长岩的主要源区物质年龄。据周新民等(1992)报道，浙北双溪坞火山岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 904±4 ~ 875±4Ma。Chen JF 等(1991)给出皖南蛇绿岩套 Sm-Nd 内部等时线年龄为 935±10Ma。考虑到 Sm-Nd 等时线年龄与锆石 U-Pb 年龄的误差重叠，我们认为华夏地块与扬子地块之间在约 900±20Ma 时存在弧陆碰撞作用和同碰撞岩浆活动。

岩石化学分析表明，所有样品的 A/CNK 值大于 1.1(1.38~1.89)，为典型过铝质花岗岩。它们的石英 $\delta^{18}O$ 值为 12.46~13.94‰，意味着其源岩为沉积岩。因此，皖南新元古代花岗闪长岩属 S 型花岗岩。但是，它们具有较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比(0.7033~0.7086)、较高的 ε_{Nd}(823Ma)值(-2.04 ~ +0.04)，指示其源区为新生地壳。对其中部分锆石进行了 LA-MC-ICPMS 法 Lu-Hf 同位素分析和 LF 法 O 同位素分析。结果发现，皖南花岗闪长岩具有正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值(3.4±1.6 ~ 5.4±2.6)和中元古代 T_{DM} 年龄(1.17±0.8 ~ 1.25±0.06 Ga)以及高的 $\delta^{18}O$ 值(9.25~10.23‰)，反映了其原岩为新生地壳壳并经过风化沉积循环。这种新生地壳形成于新元古代早期(1.0~0.9 Ga)华夏地块与扬子地块会聚过程中的大洋弧岩浆作用，具有亏损地幔源区。这种大洋弧新生地壳生长后，通过 900±20Ma 时间的弧陆碰撞实现大陆增生。岛弧岩浆岩经风化剥蚀后，在弧后盆地形成化学沉积。至~820Ma 时，由于碰撞加厚造山带的拉张跨塌，引起这些新生地壳的化学沉积物发生熔融，形成我们今天看到的 S 型花岗闪长岩。

江西丰顶山花岗岩锆石 U-Pb-Hf 研究及意义*

钟玉芳[1]，马昌前[1,2]，佘振兵[1]

（1. 中国地质大学（武汉）地球科学学院;
2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室）

1. 岩体地质

丰顶山岩体出露于九岭复式岩基的东南侧，江西万载、宜春两县交界，岩体的出露面积为 147 平方公里，平面形态呈椭圆形，侵入于中元古双桥山群中，黑云母 K-Ar 年龄为 394Ma（江西地质矿产局，1985）、411Ma（地矿部南岭项目花岗岩专题组，1989）。岩性较复杂，岩石的类型有黑云母二长花岗岩、角闪石黑云母二长花岗岩、黑云母闪长花岗岩、角闪黑云闪长花岗岩和黑云母花岗岩。岩石具有似斑状结构，斑杂状构造，斑晶主要为长石，大小为 5-8 毫米，基质一般 2-3 毫米。岩石中普遍含少量角闪石矿物，各岩类之间均呈渐变过渡关系，但岩性变化大。岩石中暗色矿物（黑云母及角闪石）常呈聚集体团块产出，其中还可见细小石英粒，形成斑杂构造及聚晶结构，岩体中含有大量的暗色包体，呈椭球状，长条状，长轴 0.5-2 厘米不等，无定排列方向。

2. 锆石 U-Pb 年代学研究

用 LA-ICP-MS 对丰顶山花岗岩进行了 15 颗锆石共 15 次测年分析。由一致曲线图(图 1)可看出，除 3 个数据明显偏离一致线之外，其它数据都比较谐和，而且数据点分成两群，有 6 个数据点的加权平均 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 446±4Ma，另有 6 个数据的加权平均 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 427±2。三个数据点明显偏离一致线，可能是由 Pb 丢失造成的。新的年代学研究结果表明，丰顶山花岗岩体形成于加里东期，这与前人的研究结果是一致的。从所获得的年代学测试数据来看，该岩体可能由大约 446Ma 和 427Ma 两次岩浆脉动侵入形成的。野外看到该岩体岩性复杂，岩石类型多，而且岩石类型变化无规律性，岩石具有斑杂状构造等特征（江西省地质矿产局，1984），这些现象进一步说明岩体由两次岩浆脉动侵入形成。

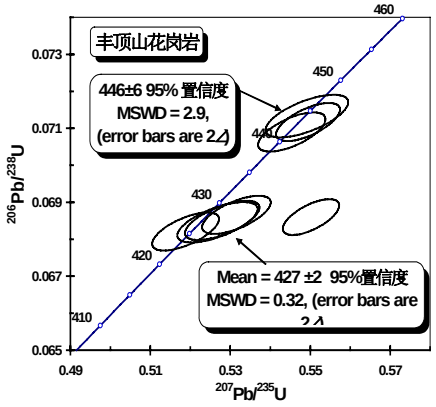


图 1 丰顶山花岗岩锆石 U-Pb 年龄一致曲线

3. 丰顶山花岗岩锆石 Hf 同位素研究

丰顶山花岗岩体的锆石 εHf(427)为-2.66～10.6，大部分锆石的 εHf(446)为－1～1，约有 50％以上的锆石的 εHf(427)>0，T_{DM2} 集中分布在 1100～1300Ma，εHf 值最大的一颗锆石其 T_{DM2} 为 685Ma，大于花岗岩的形成年龄。由此可见，丰顶山花岗岩锆石的 Hf 同位素反映了

*国家自然科学基金重点项目资助(批准号: 40334037)

花岗岩的物源为成熟度低的壳源物质，并可能有地幔物质的加入。此外，虽然在年龄数据上锆石分成两组，但这些锆石的 Hf 同位素组成变化范围较窄，说明两次脉动侵入的岩浆具有相同的物质来源。

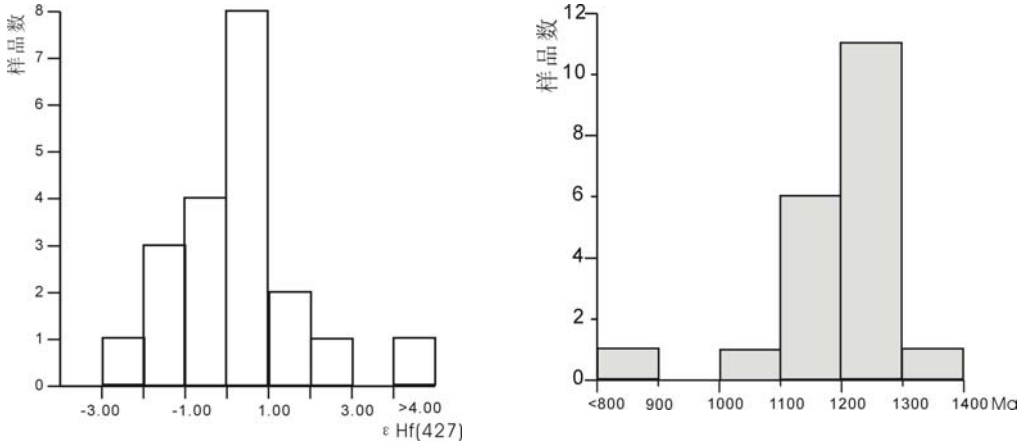


图 2 丰顶山花岗岩锆石 ε Hf(*t*)和模式年龄分布直方图

4. 地质意义讨论

过去认为，华南扬子、华夏板块均存在加里东－海西期的岩体，这一时期的岩体主要分布在华夏板块一侧，扬子板块一侧有零星出露（如过去认为湖南桃江、板杉铺、吴集、白马山、甘坊等岩体均属于该时期）；而印支期的花岗岩在扬子陆块和华夏陆块内均有出露（中国科学院贵阳地球化学研究所,1979；地矿部南岭项目花岗岩专题组，1989）。根据近年来的研究（续海金等，2004；钟玉芳等，2005）推测，扬子板块内部可能不存在加里东期岩体，但在扬子陆块的边缘发育有加里东期的花岗岩（如丰顶山岩体），说明扬子东南缘加里东期花岗岩的形成与扬子板块和华夏板块在加里东期的拼合有关；加里东期岩浆活动可能分为早晚两期，早期时间约为 446Ma，较晚一期的岩浆活动时间约为 427Ma；扬子板块和华夏板块到了印支期才具有统一的岩浆活动特征。

以往加里东运动被认为是一次褶皱造山运动，华南的许多混合岩的形成属于这次构造热事件的产物，加里东期广泛的花岗质岩浆活动和变质作用很可能与幔源物质的加入密切相关，这期幔源组分对地壳的贡献在以往的研究中被忽略了（于津海，2006）。丰顶山加里东花岗岩以及南岭东段基底麻粒岩（于津海，2006）所具有的高的 ε Hf(t)和中元古代模式年龄的同位素特征以及邻区同时代基性岩浆活动的存在（杨树锋等，1995；任胜利等，1997；彭松柏等，2006）都表明华南在早古生代有一次重要的地幔岩浆贡献。

致谢：感谢高山、柳小明、吴福元老师的指导和帮助。

主要参考文献：

地矿部南岭项目花岗岩专题组，1989.南岭花岗岩地质及其成因和成矿作用. 北京:地质出版社，44-248.

江西省地质矿产局，1984. 江西省区域地质志. 北京:地质出版社, 399-408.

彭松柏，金振民，付建民等.2006.两广云开隆起区基性侵入岩的地球化学特征及其构造意义.地质通报，25（4）：434-441.

任胜利, 李继亮, 周新华, 等. 闽北政和洋后变质超镁铁岩的岩石地球化学及矿物化学研究. 地球化学, 1997, 26(4): 13~23.

续海金，马昌前，钟玉芳等， 2004. 湖南桃江、大神山花岗岩的锆石 SHRIMP 定年：扬子与华夏拼合的时间下限. 见：2004 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要，312-314.

于津海，周新民，Y. S. O’Reilly 等. 2005.南岭东段基底麻粒岩相变质岩的形成时代和原岩性质：锆石的 U-Pb-Hf 同位素研究. 科学通报，50（16）：1758-1767.

西藏冈底斯构造转折及其岩浆活动

朱 杰，李德威

(中国地质大学（武汉），青藏高原研究中心)

冈底斯构造岩浆带是研究花岗岩成因类型和构造环境的天然窗口，完整记录了从板块俯冲、板块碰撞的岩石圈动力学过程到盆山耦合、板内隆升的大陆动力学过程。

冈底斯构造带中西段南木林——谢通门地区，中酸性花岗岩基出露面积达 10000 平方公里，侵入时代为早白垩世—中新世，同位素年龄 119-10Ma，可分为白垩纪－始新世早期板块俯冲、中、晚始新板块碰撞、渐新世以后板内隆升三期。其中以古近纪中酸性侵入岩分布最广，其它还包括分布于研究区南缘白垩纪基性、中性侵入岩和零星出露于北部新近纪的酸性侵入岩。侵入岩岩石组合和地球化学特征显示其不同的成因机制和构造环境。

白垩纪、古新世和始新世早期各岩体岩石类型偏基性，有辉长岩、闪长岩、石英二长岩和二长花岗岩等，富含基性岩浆包体。透辉石和普通角闪石、黑云母等暗色矿物含量高，副矿物为锆石－磷灰石－榍石－钛铁矿－磁铁矿组合。SiO_2 含量变化较大，在 48-71%之间，$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$的比值较低（平均 0.87），为次铝类型，$Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$较高（大于 0.4），属 I 型或混源的 H 型花岗岩。成岩温度 700-800℃、压力 3-13GPa，形成深度 12-35km，最大 46km，岩浆源主要来自上地幔和下地壳，形成于板块俯冲（碰撞前）阶段，反映了新特提斯消减过程中的火山岩浆作用。

始新世中、晚期各岩体岩性为花岗闪长岩和二长花岗岩，暗色矿物呈现出由普通角闪石向黑云母变化的趋势，副矿物与 I 型花岗岩类似，含少量褐帘石。SiO_2 含量在 56-76％之间，为次铝岩类，Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO 接近 1，Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO 的比值降低（平均 0.38），属过渡性质的 IS 型花岗岩。花岗岩成岩温度 700-720℃、压力 2-4GPa，形成深度较浅，岩浆主要来源于地壳。这类花岗岩形成于板块碰撞过程中的挤压构造环境。

渐新世及中新世各岩体受伸展构造控制，其岩性为二长花岗岩为主、钾长花岗岩和碱长花岗岩等，暗色矿物含量少，以黑云母为主，副矿物种类增多，出现褐帘石、独居石、钍石、褐石等，标准矿物中常见有刚玉分子，而透辉石明显减少。常具高钾质特点；SiO_2 的含量在 66-77％之间，$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$的比值大于 1，达到过铝花岗岩类；$Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$比值小于 0.3，属于 S 型花岗岩，花岗岩成岩温度 700-720℃、压力 2-3GPa，为壳源花岗岩。这类花岗岩具有埃达克质性质，如中新世则雄岩体，为黑云二长花岗岩，岩石地球化学特征表现为过硅质、高铝低镁、富锶、贫 Y 和 Yb、LREE 富集，无 Eu 异常或轻微的 Eu 负异常、$^{87}Sr/^{86}Sr$ 较小（<0.705）、Sr/Y、La/Yb 比值较大等，显示埃达克质岩地球化学特征。与伸展构造密切相关的埃达克质花岗岩常控制斑岩铜钼矿床，如朱诺铜钼矿床。这种板内花岗岩形成于青藏高原构造隆升过程中地壳加厚、下地壳塑性流变和部分熔融、热隆伸展的构造环境。

南岭中西段燕山早期花岗质岩浆活动和壳幔相互作用

朱 金 初

（南京大学地球科学系）

在南岭地区存在着三条东西向的以燕山早期为主的花岗岩带，大量的研究工作已经表明，中晚侏罗世之交(155~163 Ma）是他们的主要的侵位时间，其中不少花岗岩体具有高 K、富碱和富含高场强场元素（HFSE）U、Th、Nb、Ta、Zr、Hf、Y 和 REE 等特征，他们通常准铝至弱过铝，属于 A 型花岗岩类，如南岭中西段的花山、姑婆山、九嶷山、骑田岭等花岗岩体，它们还伴随有同时代的闪长质岩体(如牛庙、同安、砂子岭等岩体，过去认为属印支期)，并含有数量不等的具岩浆混合特征的为微花岗岩类暗色包体，且这些闪长岩体和暗色包体同样具有高 K、富碱和富含 HFSE 的特征。这些岩石的 I_{Sr} 值在 0.706－0.718 范围内，$\varepsilon_{Nd}(t)$值在-1.7~-8.0 范围内，T_{DM} 在 1.1~1.6 Ga 范围内，表现了明显的伸展减薄的构造环境和地幔物质的有效参与。

一般认为，A 型花岗岩的形成机制主要有三种：（1）幔源玄武岩浆的分异；（2）经过一次熔融的地体（如麻粒岩地体）的再熔融；（3）幔源岩浆和大陆地壳的相互作用。本区 A 型花岗岩岩体分布受线性断裂控制、出露面积大、与同时代幔源岩浆关系密切等因素，使我们有理由认为，本区 A 型花岗岩的形成过程主要与幔源岩浆和大陆地壳的相互作用有关。

本区 A 型花岗岩是在后造山阶段华南大陆板内环境下形成的，这些岩体的微量元素和 Sr、Nd 同位素地球化学特征还暗示了，在本区中下地壳和岩石圈地幔发生部分熔融之前，其熔融原岩很可能是已经经历过 K 和 HFSE 的预富集过程。

邻近地区年龄为c.175 Ma的具OIB型微量元素特征的湘南宁远碱性玄武岩的广泛出露，说明此时至少在南岭地区中西段的西北部就开始出现了软流圈地幔的大规模上涌事件。类似的与碱性玄武质岩浆有关的熔体/流体很可能与本区岩石圈地幔和中下地壳发生过相互作用，并对后者进行交代富集，使后者具有了高K、富碱和富含高场强场元素的特征。

软流圈地幔的大规模上涌、地幔岩浆的底侵、加热及其与大陆地壳的相互作用和物质交换，是本区A型花岗岩形成的关键因素。花岗岩中地幔物质和地壳物质的混合和相互作用，是多层次的和多阶段的，它既可以是地幔流体对熔融源区的交代改造和源区物质的多样性，亦可以是熔融过程中地幔物质的带入并形成混合来源岩浆，也可以是在花岗岩浆形成和侵位过程中地幔岩浆注入到花岗质岩浆并与后者的进一步混合。

热液蚀变作用对锆石 U-Pb 定年的影响

包志伟，赵振华

（中国科学院广州地球化学研究所成矿动力学重点实验室，广州，510640）

锆石作为一种地球化学性质稳定的副矿物，具有较高的U-Pb封闭温度。在动力变质过程中U-Pb的封闭性良好，一般认为锆石U-Pb法是一种较理想的定年手段。随着现代分析手段，特别是微束微量分析技术的提高，锆石U-Pb法更是广泛地用地质、地球化学研究之中。已有的研究表明，在于较大的温度、压力范围内变质作用可以形成新的锆石，但在低于高级角闪岩相或麻粒岩相的温度、压力条件下形成锆石的可能性却极小，并且变质成因的锆石常表现为原生锆石的重结晶。所形成的新的变质成因锆石代表其原岩麻粒岩相变质作用的年龄，但锆石的核部的原生锆石的U-Pb体系并不受高级角闪岩相至麻粒岩相变质作用的影响(Gebauer et al., 1997；Hölttä et al., 2000)。然而，在有流体相参与的条件下，绿片岩相的变质作用也可能导致锆石边缘U-Pb体系的重置(Saliva et al., 2000).。热液流体对锆石U-Pb体系的封密性的影响显然远超过变质作用的程度(Gebauer and Grünenfelfer, 1976), 锆石内部由放射性损伤等形成的缺陷为热液改造提供了通道。热液流体沿锆石晶体边缘、裂隙或晶格缺陷对锆石的交代，造成交代部分U-Pb体系封闭性的破坏，形成复杂的锆石内部结构 (Bowring and Williams, 1999; Silva et al, 2000; Corfu et al, 2003)。为探讨热液蚀变作用对锆石U-Pb定年的影响，我们对水泉沟杂岩体和方城碱性岩体受剪切和交代蚀变的锆石样品进行了分析.

河北省张家口地区水泉沟岩体是与金矿成矿关系密切的正长岩杂岩体，对东坪金矿附近蚀变较弱的正长岩中锆石的SHRIMP分析表明岩体形成于390±6 Ma (Miao et al., 2002)，但无论是该样品还是来源于具有较强的韧性剪切和钾、硅化蚀变的后沟正长岩中的锆石的SHRIMP分析均显示出后期热液蚀变对锆石U-Pb体系的影响，锆石U、Th含量具有较大的变大的范围，$^{206}Pb/^{238}U$表面年龄(apparent age)显著低于岩浆结晶年龄。采自东坪矿区1号脉深部的具有较强的钾、硅化蚀变作用的正长岩中锆石样品分析表明，锆石具有非常复杂的内部结构，U、Th含量具有很大的变化范围，且含量较高。61个LA-ICPMS分析点中仅有19个具有较一致的年龄，389+3/-1 Ma，其余各点具有相对较高的普通铅和铀含量，$^{206}Pb/^{238}U$表面年龄均低于岩浆的结晶年龄。

秦岭造山带东段晋宁期方城碱性正长岩群与矿化无关，但塔山岩体则明显受后期糜棱岩化和热液蚀变．塔山岩体及与其相邻的双山正长岩体具有相近的主微量元素和同位素组成，应为同源岩浆作用的产物．双山岩体锆石ＣＬ图具有扇状环带(sector zoning)，而塔山正长岩中的锆内部结构复杂，$^{206}Pb/^{238}U$表面年龄除两个点与岩浆结晶年龄相近外，均较低，$^{206}Pb/^{238}U$表面年龄具有随Ｕ含量增加而减小的趋势.

由此可见，热液蚀变作用，特别是伴随韧性剪切有关的热液作用对锆石Ｕ-Pb封闭性有重要的影响，但锆石中可能仍会有局部区域由于锆石本身的稳定性，在交代蚀变的锆石中仍会保留U-Pb体系的封闭性未被重置，仍旧可以反映原生锆石形成的地质年代.

柴北缘花岗片麻岩的岩浆作用计时和前寒武纪地壳增生的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据*

陈能松[1]，夏小平[2]，李晓彦[1]，孙敏[1]，吴福元[3]，徐平[3]，
柳小明[4]，王新宇[1,5]，王勤燕[1]
（1. 中国地质大学（武汉）地球科学学院，武汉 430074;
2. 香港大学地球科学系，香港，香港特别行政区;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029;
4. 西北大学教育部大陆动力学重点实验室，西安 710069;
5. 广西壮族自治区地质调查院，南宁 530023）

近年开展的岩石元素和 Nd-P 同位素地球化学研究表明柴达木地块基底是亲扬子陆块的，其主要标志是地块的基底表壳岩的成分来自古元古代（T_{2DM} = ~1.9 Ga）蚀源区（张建新等，2003；陈能松等，2006）。在柴北缘长达数百公里的北东东-南西西向范围内，断续展布一套高度变形的花岗岩侵入体，称花岗片麻岩带（陆松年等，2002）。研究认为该花岗片麻岩带是一个卷入了早古生代超高压变质带中的新元古代岩浆弧，是新元古代早期柴达木地块与其它大陆汇聚的产物（陆松年等，2002），或是一个卷入了超高压变质带的前寒武纪岩块的一部分（张建新等，2003）。本研究对锡铁山东的全吉河花岗岩和都兰县北部的沙柳河花岗岩两个片麻状花岗岩侵入体进行了新的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年，同时选择已有 Nd-Sr-Pb 同位素地球化学研究基础的沙柳河花岗岩开展锆石 Hf 同位素地球化学研究，为约束该类花岗岩体的结晶年龄和岩浆源区的地壳性质和柴达木地块基底的地壳演化提供新的证据和资料。

对全吉河花岗岩 25 颗锆石 25 个点的测定表明，其中 20 颗岩浆结晶锆石 20 具数据获得的谐和年龄为 910 +15/-17 Ma；捕虏晶锆石的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 1351 Ma；~520 Ma 的变质锆石（$^{232}Th/^{238}U$ = 0.04）$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄可能是前高压超高压构造事件的产物。沙柳河花岗岩的岩浆锆石普遍含有继承锆石核。在 21 个颗粒中测得 21 个数据中，代表岩浆结晶锆石的 10 个点的 Robust (Median) 平均 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 920 +31/-17 Ma（97.9% Conf.），碎屑锆石核 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄大于 1250 Ma。在沙柳河花岗岩 30 颗锆石的 30 个 Hf 同位素分析点中，27 个代表纯粹岩浆结晶石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0.282081 ~ 0.282222，平均 0.282178 +0.000009/-0.000015，以 920 Ma 计算的 Hf_I = 0.28206 ~ 0.28220，平均值 0.28215 ± 0.00003；ε_{Hf} 值的变化范围+0.21 ~ - 4.70，Robust（Median）加权平均值-1.53 +0.41/-0.52；锆石 Hf 的地壳模式年龄（T_{DM}^{C}）范围是 1.59 ~ 1.75 Ma，Robust（Median）加权平均值为 1.68 +0.03/-0.02 Ma。其余锆石的 2 个为继承性锆石，其 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值分别为 0.281892 和 0.281792，Hf_I 和 ε_{Hf} 值分别为 0.28186 ~ 0.28178，和-11.83 ~ -14.82，T_{DM}^{C} = 2.18 ~ 2.33 Ga。这表明，侵入于柴北缘的 S-型（与碰撞有关）花岗片麻岩的岩浆作用从 ~950 Ma 持续到 ~900 Ma，峰值年龄 ~920 Ma。以沙柳河花岗岩为代表的~920 Ma 的柴北缘过铝 S-型花岗片麻岩的岩浆源于具高度再循环上地壳成分特征的变质基底岩系，源区地壳沉积物的主体形成于 1.4 ~ 1.7 Ga 的中元古代。该沉积物保存了蚀源区~2.3 Ga 和 ~1.7 Ga 的地壳增生事件的年代学记录。

*本研究受教育部重点科技项目（104039）、教育部博士学科点基金项目（20050491506）、国家自然科学基金项目（No.40272030，40234052）资助。

华南新元古代江口冰期新的 U-Pb 年龄限制

储雪蕾，黄 晶，冯连君

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029）

由于缺乏可靠的地质年龄数据，新元古代冰期对比一直存在着争议。近两年发表的火山灰夹层的锆石U-Pb年龄数据限定了新元古代Marinoan冰期和我国华南的南沱冰期的结束时间，都是 635Ma；南沱冰期能够同国外的 Marinoan 冰期对比（Hoffmann et al., 2004; Cordon et al., 2005; Chu et al., 2005）。对成冰系（Cryogenian）结束前的 Marinoan 冰期的认识趋于一致，但是对之前发生的 Sturtian 冰期的年代和对比还存在很大分岐。最近，Kendall et al. (2006) 发表的 Re-Os 等时线年龄限定 Sturtian 冰期结束于 643Ma，这样几个大陆获得的 Sturtian 冰期不等的年龄数据由原来的 750—685Ma 扩展到 750—643Ma。他们的解释是 Sturtian 冰期是穿时的，和（或）是由多幕的“Sturtian”冰期组成。

在华南与 Sturtian 冰期相对应的是江口冰期，有人称“长安冰期”，也有人称“古城冰期”。在我们看来长安组和古城组的冰海沉积地层不是同期沉积的，可能为先后两个不同时期沉积的。由于湖南省区调院原命名的江口组涵括了整个“南华大冰期”下冰期间沉积的地层单元，故称为“江口冰期”，对应于国际上的 Sturtian 冰期。目前，除 Zhou et al. (2004)发表的贵州大塘坡组下部663Ma的锆石U-Pb年龄外，还没有其他与江口冰期有关的年龄数据公开发表。这一年龄限定江口冰期的结束应早于 663Ma。显然，更精确地限定江口冰期发生和结束的年代是十分必要的，这也是全球 Sturtian 冰期对比研究的重要内容。

来自宜昌三峡地区莲沱组顶部杂砾岩中沉凝灰岩的锆石 U-Pb SHRIMP 年龄为 747±19Ma，给出了江口冰期的起始年龄。在夷陵区观景台至陡山沱一线出露的莲沱组的顶部往往是一套数十厘米至几米厚杂砾岩层，其基质呈红、绿色互层，与下伏的红色或绿色砂岩层呈似整合或构造接触。这层杂砾岩与上覆的南沱组杂砾岩呈明显的不整合接触，基质与砾石的成分也有明显的差别。对田家园子莲沱砂岩的 CIA(化学蚀变指数)变化的分析表明，莲沱时期的古气候以温暖潮湿为主，但是快结束时迅速转变为寒冷干燥。因此，在莲沱组顶部完全可能出现我们观察到的冰成杂砾岩，它记录了江口冰期的开始。我们新的锆石年龄数据与马国干等(1984)发表的莲沱组上部凝灰岩中的 748±12Ma 和江西上饶吴坞下冰中凝灰岩夹层的 745±14Ma 的锆石 U-Pb 年龄一致，所以江口冰期的起始年龄在 750Ma 前后。

采自贵州松桃寨郎沟大塘坡组下锰矿层分选出的锆石的 U-Pb 年龄(下交点)为 688±10Ma。这表明下菱锰矿的金属组分可能主要来自之前的一次火山活动，这次火山活动的时代在大约 688Ma。在寨郎沟剖面大塘坡组的底部实际观察到还有 1～2m 厚含火山灰成分的黑色页岩。Zhou et al. (2004)所获的锆石 U-Pb 年龄的样品同样采自寨郎沟剖面，是位于上、下锰矿层之间的火山灰夹层。我们的样品部位比他们的低，反映了之前一次的火山活动。由此推断大塘坡组底部的年龄应老于 Zhou et al. (2004)给出的 663Ma，可能在大约 690Ma。

新的锆石 U-Pb 年龄数据限定江口冰期起始于 750Ma 前后，结束于大约 690Ma，这与国际上多数学者主张的 Sturtian 冰期发生在 750—685Ma 时期大致相同。我们的初步研究结果也表明发生在华南地体的江口冰期可能是由主（长安）、次（古城）两幕组成；冰期主幕（长安）在先，冰期次幕（古城）在后；冰期的起始与结束可能都是穿时的。

参考文献略

豫西宜阳地区 TTG 质片麻岩锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素地质学

第五春荣，孙 勇，林慈銮，王洪亮

（西北大学大陆动力学国家重点实验室，西安 710069）

本文报道了对华北地块南缘、豫西宜阳木材关TTG质片麻岩的地球化学、锆石U-Pb定年、Hf同位素研究。宜阳木材关TTG质片麻岩SiO_2含量为59-73%， Al_2O_3 >15%。CaO、MgO、Al_2O_3、TiO_2、Na_2O/K_2O与SiO_2的含量呈负相关，表明在岩浆演化中有镁铁矿物和斜长石的分离，岩浆成分随着分异而富钾。P_2O_5与SiO_2含量呈正相关，反映出磷灰石的分离。轻重稀土分异明显($(La/Yb)_N$=9-23)；重稀土相对于轻稀土轻度分异；无明显的Eu异常(Eu*=0.95-1.07)。岩石富Rb、Sr、Ba、K等大离子亲石元素，亏损Nb、Ta等高场强元素。低Y(13.25-25.27μg/g)和Yb(1.27-1.98μg/g)；高Sr(507.14-606.85μg/g)及Sr/Y(34.15-39.97)。上述地球化学特征一致表明，研究区片麻岩为一套高铝的TTG质岩石。这套片麻岩可能是在角闪岩相条件下部分熔融的产物。利用LA-ICP-MS锆石U-Pb法测得TTG质片麻岩的年龄为2.3Ga。片麻岩中的锆石大部分具负$\varepsilon_{Hf}(t)$值(最高达-4.95)，揭示其源区可能主要为古老陆壳物质；部分锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$为正值，说明在其形成过程中有一定比例的亏损地幔物质的加入。宜阳TTG质岩石中锆石的Hf同位素数据表明部分锆石颗粒具有高达3.0Ga的模式年龄，揭示其源区可能是年龄达3.0Ga(或更老)的地壳物质。此外，宜阳地区3.0Ga锆石Hf模式年龄与邻区、河南省鲁山地区2.8Ga的太华杂岩的锆石Hf模式年龄一致(出版中)，推测其源区可能是以鲁山地区太华杂岩为代表的下地壳物质。虽然华北地块陆壳最主要的增生时代被认为发生在2700~2800 Ma，但宜阳TTG质片麻岩的研究结果和其他研究者的研究成果都说明华北陆块大陆地壳在古元古代早期仍然存在相当规模的陆壳增生。

西秦岭天水地区新阳新元古代花岗质片麻岩的锆石 LA-ICP-MS 定年及其地质意义

丁仨平，裴先治，刘会彬，李佐臣，孙仁奇，刘战庆，孟 勇

（长安大学地球科学与国土资源学院，陕西 西安 710054）

近年来在秦岭造山带尤其在北秦岭构造带中通过 TIMS 和 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素年代学研究，已经识别出较多的新元古代花岗岩类（陆松年等，2003，2004，2005；陈志宏等，2004；王涛等，2005）。这些新元古代变质花岗岩类的存在及其组成特征的研究对揭示秦岭造山带新元古代的构造演化及对 Rodinia 超大陆汇聚与裂解的响应等重大地质问题具有重要意义（张国伟等，2000；陆松年等，2003，2004，2005；陈志宏等，2004；王涛等，2005）。

西秦岭北缘天水地区是东秦岭造山带的西延部分，出露有古元古界造山带结晶基底，包括南部北秦岭西延部分的秦岭岩群以及北部张家川—清水地区的陇山岩群。其中陇山岩群很可能是晚太古—古元古代形成的，并经历了 2500Ma、2350Ma 和 1900Ma 的岩浆事件和变质事件（何艳红等，2005）。在这些变质杂岩中除有古生代弱变形花岗岩外，还有较多的规模不等的新元古代片麻状花岗岩类，并且由于遭受后期强烈构造变形变质作用改造，普遍发育有片麻状构造、眼球状构造和条纹—条带状构造，甚至糜棱岩化，成为花岗质片麻岩类。但这些变质花岗岩类普遍缺乏可靠的时代依据。因此，本文重点对出露于天水西侧新阳镇的秦岭岩群中的花岗质片麻岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年研究，以确定它们的形成时代并探讨其区域大地构造意义。

1. 地质背景

西秦岭北缘天水地区已经鉴别出来的新元古代花岗质片麻岩体大致沿近东西向的渭河流域展布，据天水市幅 1：25 万区域地质调查成果，主要分布在划分西秦岭与祁连造山带的新阳－元龙大型韧性剪切带的南侧。主要包括天水东侧的元龙花岗质片麻岩和天水西侧的新阳花岗质片麻岩。

新阳花岗质片麻岩体（局部可称为花岗质糜棱岩）北侧与古元古界秦岭岩群中的白云质大理岩—大理岩组合呈韧性剪切带构造关系，南侧则与印支期中细粒黑云母二长花岗岩体呈侵入接触。花岗质片麻岩体中普遍发育片麻状构造、眼球状构造和条纹—条带状构造，甚至糜棱岩化。岩体中均发育有加里东期的深熔花岗岩脉体。由于该地区第四系黄土覆盖较多，导致花岗质片麻岩仅在沟壑中出露，延展情况不明。

2. 岩石学特征

新阳花岗质片麻岩具有中—中粗粒似斑状花岗结构，片麻状构造、条纹—条带状构造以及眼球状构造，眼球体均由压扁拉长的灰白色—浅肉红色微斜长石定向组成，含量变化大，主要组成矿物为石英（30%～40%）、斜长石（20%～40%）、微斜长石（10%～20%）和黑云母（10%～15%）、少量白云母（＜4%），副矿物有锆石、磷灰石及磁铁矿等，可以定名为黑云母二长花岗质片麻岩。相当一部分岩石具有糜棱岩化特征，石英集合体拉长呈丝带状，微斜长石呈旋转碎斑具有不对称组构特征，显示具有右行走滑剪切运动方向。

3. 锆石的 CL 图象特征

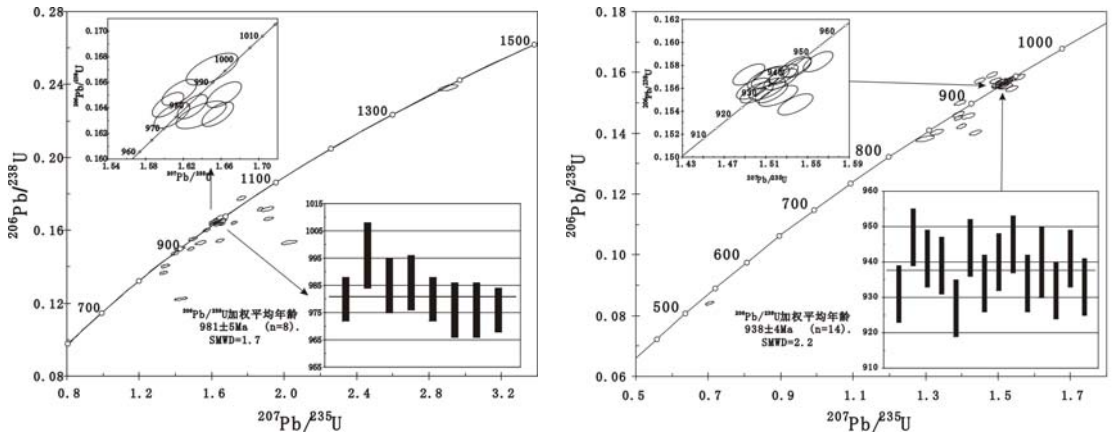
新阳花岗质片麻岩中的锆石晶形较完好，内部结构清晰，锆石的振荡环带明显，虽个别

锆石晶体内有不规则状残留锆石出现（具核边结构）,但核外环带均以生长环带为特征，表明其为典型岩浆成因的锆石，属于岩浆结晶的产物（Belousova et al.，2002；袁洪林等，2003；Wolfgang Siebel et al.，2004；丁兴等，2005）。

4. 锆石 U-Pb 年龄

新阳花岗质片麻岩样品（XYZ07）共分析测试了 25 个点，可以分出四组年龄：第一组年龄有 4 个测点，锆石的 Th /U 比值介于 0.32～0.52，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 1020～1377Ma，可能是岩浆捕获基底岩石中的锆石年龄；第二组有 11 个测点，除去 3 个谐和性差的测点外，其余 8 个测点锆石的 Th /U 比值介于 0.26～0.71，$^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{207}Pb/^{235}U$ 谐和性较好，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为（981±5）Ma（MSWD=1.7），代表了新阳花岗质片麻岩的原岩结晶年龄；第三组有 6 个测点，锆石的 Th /U 比值介于 0.29～0.83，除有 1 个谐和性差外，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 900～925Ma，$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为（913±18）Ma（MSWD=8.9），可能代表后一期岩浆作用事件；第四组年龄有 4 个测点，除有 1 个谐和性差外，其余 3 个测点锆石的 Th /U 比值介于 0.05～0.19，相对其他 3 组，Th /U 比值较小，$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 825～887Ma，可能与区域变质作用时代一致。综合分析上述各组年龄值，XYZ07 代表的新阳花岗质片麻岩的主体结晶时代应为（981±5）Ma，其形成时代为新元古代。

XYZ08 样品也分析测试了 25 个点，可以分为三组年龄：第一组年龄有 17 个测点，锆石的 Th /U 比值介于 0.14～0.77，除有 3 个测点谐和性差外，其余 14 个测点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{207}Pb/^{235}U$ 谐和性较好，下交点年龄为（937.6±3.9）Ma（MSWD=1.8），其 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为（938±4）Ma（MSWD=2.2），代表了新阳花岗质片麻岩的原岩结晶年龄；第二组有 7 个测点，锆石的 Th /U 比值介于 0.15～0.79，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄介于 834～879，测点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{207}Pb/^{235}U$ 谐和性较差，加权平均年龄为（860±15）Ma，可能代表了新元古代的变质作用事件；第三组只有 1 个测点，锆石的 Th /U 比值为 0.52，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 520Ma，可能与本区加里东期的深熔作用相关。XYZ08 样品所代表的新阳花岗质片麻岩的主体结晶时代可确定为（938±4）Ma，其形成时代仍为新元古代。



（a） （b）

西秦岭新阳花岗质片麻岩中锆石LA-ICP-MS U-Pb谐和图

（a）样品-XYZ07；（b）样品-XYZ08；

5. 花岗质片麻岩的形成时代讨论

综合分析 XYZ07 和 XYZ08 两组样品的锆石 U-Pb 年龄值，结合锆石的 CL 图象特征，新阳花岗质片麻岩中所测定锆石内部振荡环带清晰，岩浆成因特征明显，主体结晶时代应在

（938±4）Ma～（981±5）Ma。XYZ08 年龄较 XYZ07 年龄略新，野外宏观及室内显微特征上两组样品有一定的差异，XYZ07 样品矿物粒度较 XYZ08 略大；虽同属花岗质类，但 XYZ08 样品比 XYZ07 样品更偏酸性，应是反映了成岩过程中岩浆的多期次侵入特点。两组样品中均具有 830～880Ma 的一组锆石 U-Pb 年龄值，说明新阳花岗质片麻岩主体结晶成岩后共同经历了近乎同期的一次区域变质作用。

6. 构造意义

近年来，大量的岩石地球化学及同位素年代学研究表明，在秦岭造山带，特别是东秦岭地区，在其北缘新元古代存在一次构造热事件。如北秦岭德河二长花岗岩锆石TIMS和SHRIMP法U-Pb同位素年龄测定结果分别为（964.4±5.2）Ma和（943±18）Ma，岩石地球化学特征表明具有典型S型花岗岩的成分特点，其中锆石的Th／U值变化较大也暗示了重熔再造岩浆成因的特征（陈志宏等，2004）；北秦岭石槽沟花岗岩LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素年龄（925±11）Ma表明其形成于新元古代，为同碰撞型花岗岩，揭示了一次碰撞聚合事件（Chen Danlin，2004）；寨根岩体SHRIMP法U-Pb同位素年龄为（914±10 ）Ma（陆松年等，2004）。牛角山片麻状花岗岩锆石SHRIMP年龄为（955±13）Ma，代表了其形成年龄（王涛等，2005）。众多学者认为秦岭北缘的构造热事件应为一次俯冲碰撞事件，与Rodinia超大陆的汇聚具有一致性（裴先治等，1997，1999；张宗清等，1997；张本仁等，2002；Chen Danlin,2004；陈志宏等，2004；陆松年等，2003，2004，2005；王涛等，2005）。

西秦岭地区相对研究程度较低，但在其北缘也已有新元古代构造热事件的同位素年代学的相关报道，陆松年等（2005）在天水东侧社棠一带鉴别出郭家坪新元古代花岗质片麻岩，其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为（953.4±14）Ma（陆松年等，2005）。李曙光等（2005）也在天水以西的武山县城北李家沟糜棱岩化花岗质片麻岩中获得 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄（950.5±12.7）Ma，裴先治等（2004）也已在天水东元龙一带原秦岭岩群中鉴别出新元古代的花岗质片麻岩,并获得 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年龄（924.2±2.7）Ma。西秦岭地区尽管已获得了一批有意义的同位素年龄，但对这些新鉴别出的古老侵入岩体的岩石地球化学特征的研究程度还很低，是否与东秦岭地区一样，是同造山（碰撞）花岗岩，还是其他成因？尚需进一步的研究。

主要参考文献：

陆松年，李怀坤，陈志宏，等．秦岭中—新元古代地质演化及对 RODINIA 超级大陆事件的响应．北京：地质出版社，2003，1-194．

陆松年，李怀坤，陈志宏，等．新元古时期中国古大陆与罗迪尼亚超大陆的关系．地学前缘，2004，11（2）：515~-524．

陆松年，陈志宏，李怀坤，等．秦岭造山带中—新元古代（早期）地质演化．地质通报，2004，23（2）：107-112．

陆松年，陈志宏，李怀坤，等．秦岭造山带中两条新元古代岩浆岩带．地质学报，2005，79（2）：165-173．

陈志宏，陆松年，李怀坤，等．北秦岭德河黑云二长花岗片麻岩体的成岩时代—TIMS和SHRIMP锆石U-Pb同位素年代学．地质通报，2004，23（2）：136-142．

张成立，刘良，张国伟，等．北秦岭新元古代后碰撞花岗岩的确定及其构造意义．地学前缘，2004，11（3）：933-42．

王涛，张宗清，王晓霞，等．秦岭造山带核部新元古代碰撞变形及其时代—强变形同碰撞花岗岩与弱变形脉体锆石SHRIMP年龄限定．地质学报，2005，79（2）：220-231．

张国伟，张本仁，袁学诚，等．秦岭造山带与大陆动力学．北京：科学出版社，2001．1-855．

何艳红，孙勇，陈亮，等．陇山杂岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义．岩石学报，2005，21（1）：125-134．

袁洪林，吴福元，高山，等．东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析．科学通报，2003，48（14）：1511-1520．

中-南祁连地块前寒武纪片麻岩中锆石的 SHRIMP U-Pb 年代学研究：

古祁连洋是原特提斯洋一部分的证据

董国安[1,2]，杨宏仪[*1]，刘敦一[3]，张建新[4]，曾建元[1]，万渝生[3]

（1. 成功大学地球科学系，台湾 台南；2. 自然科学博物馆，台湾 台中；
3. 北京离子探针中心，北京；4. 地质科学院地质研究所，北京）

本研究利用 SHRIMP U-Pb 定年法取得中-南祁连地块二件副片麻岩和三件花岗片麻岩年代资料。二件副片麻岩单颗粒碎屑锆石有 61 个具地质意义的年龄资料，其锆石年龄分布於 0.88-3.09Ga 之间，主要介于 1.0-1.8 Ga，约占 70%，峰值在 1.6-1.8Ga，部份在 2.0-2.5Ga 之间，约占 20%，其余零星分布在太古代及晚元古代（图 1a）。三件花岗片麻岩年代为 930±8Ma、918±14Ma、以及 790±12Ma，分别代表二次岩浆活动的年代，再配合前人的资料（1,2,3,4,5,6）（表一），可与扬子地块晋宁早晚两期的岩浆活动对比（7,8）。结合前人中-南祁连地块晚元古代浅变质沉积岩碎屑锆石年代学的研究（图 1b）[9]，所建构中-南祁连地块前寒武纪的年代格架，显示中-南祁连地块前寒武纪岩石的碎屑锆石年代广泛分布在元古代，明显与华北克拉通在中-晚元古代时为一稳定地台（图 1c,1d）[10] 不同，而与扬子地块元古代康定杂岩混合太古代崆岭高级变质地体碎屑锆石年龄频谱（图 1e,1f）[11,12] 相似，且扬子地块在晚元古代时亦有与中-南祁连地块同时期岩浆作用事件[13,14]。据此，本研究推论中-南祁连地块并非由华北地块裂解出来再拼贴回去，而是与扬子地块在元古代时同属刚瓦那大陆的一部份，在晚元古代（~790Ma）大陆裂解事件中从刚瓦那大陆裂解出来，形成当时原特提斯大洋中的陆块，于早古生代（~400Ma）随古祁连洋的闭合，与阿拉善地块聚合。因此，本研究认为古祁连洋也就是原特提斯洋的一部份，北祁连蛇绿岩（成岩年代 453±4 Ma[15]，497±7 Ma[16]，550±17 Ma[17]）属原特提斯蛇绿岩。

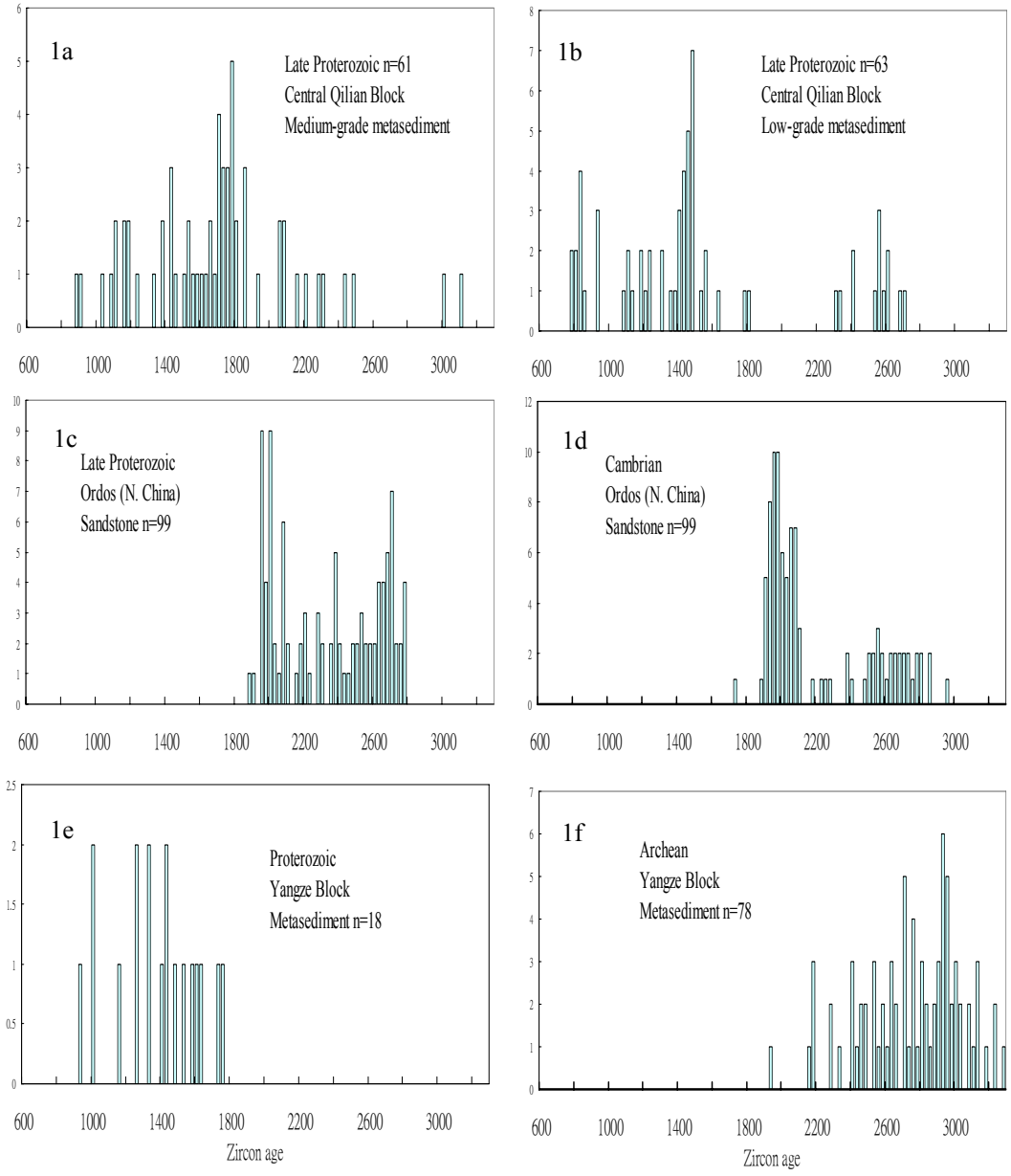


图 1 祁连地块元古代中度变质沉积岩(1a)、低度变质沉积岩(1b)、鄂尔多斯地块晚元古代砂岩(1c)、寒武纪砂岩(1d)、杨子地块元古代变质沉积岩(1e)及太古代变质沉积岩(1f)的碎屑锆石 207Pb/206Pb 年龄频谱

(资料来源：1a 本研究；1b Gehrels et al., 2003；1c、1d Darby and Gehrels, 2006；

1e Li Z.X.et al., 2002；1f 高山 等，2001)。

表 1 中-南祁连地块变质基底火成岩岩浆锆石年龄

	标本编号	岩石名称	位置	锆石年龄(Ma)	误差值	实验方法	资料来源
1	ZJ-01-02-1	片麻状花岗岩	湟源	930	8	SHRIMP	本研究
2	MCS	片麻状花岗岩	马衔山	918	14	SHRIMP	本研究
3	87-1404A	片麻状花岗岩	朵海	790	12	SHRIMP	本研究
4	Q9739	黑云变粒岩-片麻岩	马衔山	940	30	TIMS	万渝生等 2003 (1)
5	Q9753	片麻状二长花岗岩	马衔山	943	28	TIMS 上交点	Wan et al.,2000 (2)
6	Q9742	片麻状花岗闪长岩	马衔山	943	28	TIMS 上交点	Wan et al.,2000 (2)
7	Q98100	片麻状钾质花岗岩	化隆南	750	30	TIMS	Wan et al.,2000 (2)
8	BQ97354	花岗岩	湟源东	917	12	TIMS	郭进京等 2000 (3)
9	AQ97062	角闪变粒岩	湟源东	910	7	TIMS	郭进京等 2000 (3)
10	GA205	花冈质火山岩	托勒南山	922	5	TIMS 上交点	Gehrels 2003a (4)
11	ZMS-5D1	片麻状花岗岩	牛心山	776	10	SHRIMP	曾建元等 2006 (5)
12	RGS-05	片麻状石英闪长岩	雷公山	774	23	SHRIMP	曾建元等 2006 (5)
13		花岗片麻岩	北祁连吊大阪	751	14	TIMS	苏建平等 2004 (6)

主要参考文献：

Darby B J, Gehrels G. Detrital zircon reference for the North China block. Journal of Asian Earth Science, 2006, 26（6）：637-648

Gehrels G E, Yin A, Wang X F. Detrital-zircon geochronology of the northeastern Tibetan plateau. GSA Bulletin, 2003, 115(7): 881-896

Gehrels G E, Yin A, Wang X F. Magmatic history of the northeastern Tibetan plateau. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(B9,2423): ETG5-1-ETG5-14

Li Z X, Cho M, Li X H. Precambrian tectonics of East Asia and relevance to supercontinent evolution. Precambrian Research, 2003, 122：1-6

Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrian Research, 2003, 122: 85-109

Li Z X, Li X H, Zhou H W, et al. Grenvillian continental collision in south China：New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. Geology, 2002, 30（2）：163-166

Tseng C Y, Yang H Y, Liu D Y, et al. EOS Trans. AGU. Geochemistry and Geochronology of the Dongcaohe ophiolite from the North Qilian Fold Belt, NW China. 2003, 84:46

Wan Y S, Yang J S, Xu Z Q,et al. Geochemical characteristics of the Maxianshan complex and Xinglongshan group in the eastern segment of the Qilian orogenic belt. Journal of the geological society of China, 2000, 43（1）：52-68

Zhou M F, Mab Y, Yan D P, et al. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. Precambrian Research, 2006, 144: 19-38

白瑾, 黄学光, 王惠初, 等. 中国前寒武纪地壳演化. 第二版. 北京: 地质出版社, 1993. 1-259

高山，Qiu Y, 凌文黎, 等. 崆岭高级变质地体单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究—扬子克拉通＞3.2Ga 陆壳物质的发现. 中国科学（D 辑）, 31(1):27-35

郭进京，赵风清，李怀坤 等, 中祁连东段湟源群的年代学新证据及其地质意义. 中国区域地质. 2000, 19（1）：26-31

史仁灯，杨经绥，吴才来, 等. 北祁连玉石沟蛇绿岩形成于晚震旦世的 SHRIMP 年龄证据. 地质学报，2004, 78（5）：649-657

苏建平，胡能高，张海峰，等. 北祁连山西段吊大坂花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄及地质意义. 地质科技情报, 2004, 23（3）：11-14

万渝生，许志琴，杨经绥, 等. 祁连造山带及邻区前寒武纪深变质基底的时代和组成. 地球学报, 2003, 24（4）：319-324

夏祖春, 夏林圻, 徐学义. 北祁连山海相火山岩岩石成因. 北京： 地質出版社，1996. 1-153

内蒙古大青山假蓝宝石麻粒岩

—— 1.8Ga 的超高温（UHT）变质作用

郭敬辉[1]，陈意[1]，彭澎[1]，刘富[1]，陈亮[1]，张履桥[2]

（1. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029;

2. 内蒙古矿产实验研究所，呼和浩特，010020）

0. 引言

近十几年来，变质岩石学领域经历了一场深刻的革命，主要表现在，传统意义上变质作用压力的上限（15-20kbar）和温度的上限（750-850℃），都被一系列新的岩石学记录大大的突破了(Harley, 1998, 2006)。

在变质压力方面，相继发现了变质矿物柯石英、金刚石和一系列特殊的矿物固相出溶现象，指示变质作用压力可以达到 30-60kbar，相当于地下 100-200km 深度，使得超高压（UHP）变质作用得以识别和建立。超高压变质作用指示了大陆地壳经历深俯冲、碰撞和加厚等过程。

与之相似，在变质温度方面，温度达到 900－1050℃的超高温（UHT）变质作用（在压力为 7-13kbar，Harley, 1998）也得以建立，拥有了众多可靠的岩石学记录，为变质岩石学家普遍接受。超高温变质作用指示下地壳局部或区域上经历了强烈的热扰动过程，可能包括镁铁超镁铁质岩浆的侵入、下地壳拆沉和软流圈的局部上涌、甚或地幔柱活动。

超高温（UHT）变质作用的一个最显著识别标志，是发育假蓝宝石（sapphirine），(Mg, Fe)$_2$Al$_4$SiO$_6$－(Mg, Fe)$_7$Al$_{18}$Si3O$_{40}$，当然不是所有的含假蓝宝石麻粒岩都是超高压麻粒岩。一般来说，假蓝宝石麻粒岩都记录了极高的变质作用温度，可以高达 950－1050℃，因此倍受关注。

在华北克拉通大青山地区，发育含假蓝宝石的麻粒岩。金巍（1989）最早报道，并对其变质矿物组合特征作了基本的描述；刘建忠等（2000）进一步准确地指出了该假蓝宝石麻粒岩富铝贫硅、不含紫苏辉石的岩石学特征，并采用Schreinemakers方法，对其变质反应进行初步分析，提出了假蓝宝石麻粒岩具有顺时针的*PT*演化轨迹。但上述研究都没有描述假蓝宝石麻粒岩的地质产状和剖面上的岩石组合关系，对变质矿物反应结构的阐述比较简略，而且未能确定该假蓝宝石麻粒岩是否经历了超高温（UHT）变质作用。

笔者通过野外和室内的反复研究，查明了该地假蓝宝石麻粒岩的野外地质特征，在十几个假蓝宝石麻粒岩样品的薄片研究基础上，观察到了丰富的变质矿物组合及矿物反应结构，建立了各期变质矿物组合序列及其演化关系，分析了其可能的变质反应过程，结合矿物化学研究和Thermocalc相平衡计算，确定这一假蓝宝石麻粒岩经历了超高温（UHT）变质作用，温压条件在910－980℃，7.1－9.2kbar。SHRIMP锆石U-Pb年龄指示，其变质作用时代为1850Ma。

1. 地质特征

假蓝宝石麻粒岩产于内蒙古武川县东坡村东南，地理位置在大青山东段。其构造位置，笼统的说，位于华北克拉通西部陆块的北部，更具体来说，位于孔兹岩系分布区的北缘中段。假蓝宝石麻粒岩产于孔兹岩系麻粒岩相变质沉积岩背景中，是一个宽约 20-30 米的扁长透镜体，顺层倾伏，可见长度约 50 米。

在该透镜体内，与假蓝宝石麻粒岩共生的岩石主要有①尖晶石石榴石岩，主要由石榴石

和尖晶石的双矿物平衡共生组成，石榴石含量可高达 90%；②富含尖晶石的石榴夕线黑云斜长片麻岩。环绕该透镜体的岩石主要有①石榴石石英岩和②基性的石榴二辉斜长麻粒岩。

在整个剖面上，最主要的岩石类型有尖晶石石榴夕线黑云斜长片麻岩、石榴夕线钾长（纹长）片麻岩、石榴石纹长石英岩、石榴石黑云母石英岩、石榴石紫苏斜长片麻岩。还有一种特殊的榴辉岩，可称为富 Mn 榴辉岩，由石榴石（51%锰铝榴石）－单斜辉石（0）石英－榍石（2.4wt%Al2O3）组成。

2. 岩石学

假蓝宝石麻粒岩主要造岩矿物有 6 种：石榴石（grt，30-70%）－假蓝宝石（saph，5-25%）－尖晶石（spl，5-15%）－夕线石（sill，5-15%）－黑云母（bi，10-20%）－斜长石（pl，10-20%），次要矿物有堇青石（cord）、金红石（rut）和钛铁矿（ilm），此外还见有刚玉（coru）。根据薄片观察，BSE 图像和电子探针组分分析，识别出 5 期变质矿物组合，并根据丰富的变质反应结构，建立了各期变质矿物组合序列及其演化关系。

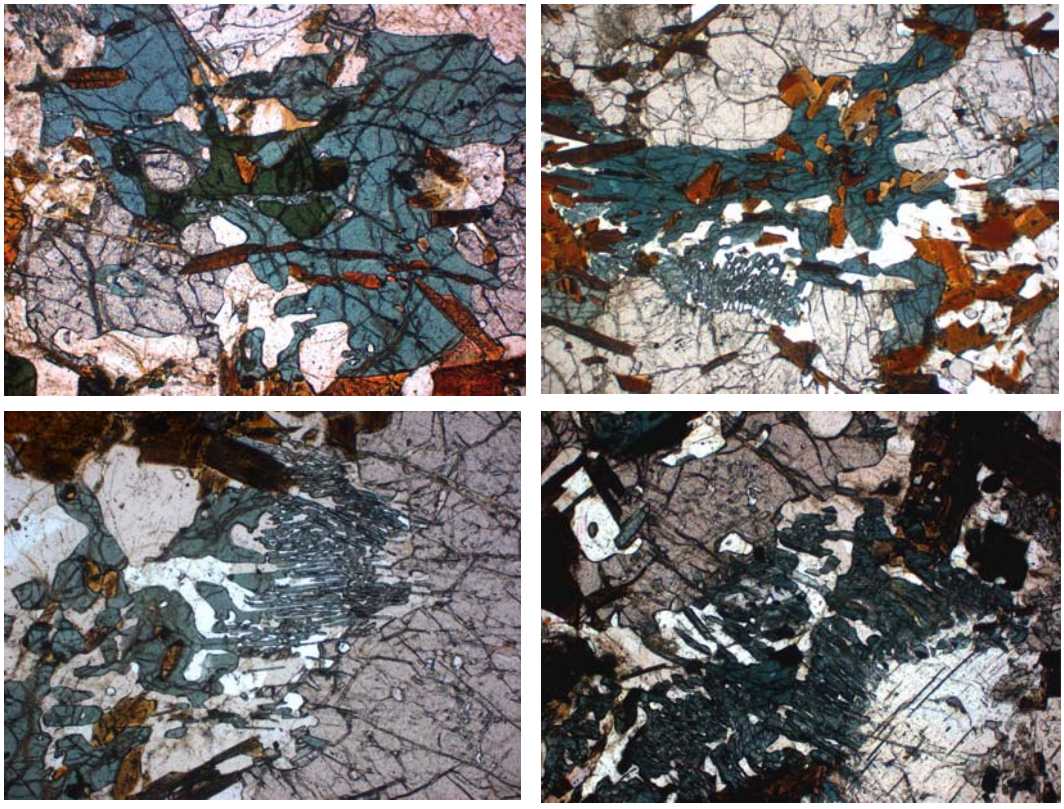
第一期（M1），石榴石大斑晶和其中的包体矿物组合：grt－sill－pl－bi－spl－rut－ilm。一些内部结构保持较好的石榴石大斑晶，具有干净无包体的边缘带，和包体密集的核心域。因此可以确定包体是早期矿物组合。包体矿物一般以针状夕线石为众，没有假蓝宝石。

第二期（M1），主期，基本平衡共生的矿物组合：grt－saph－sill－pl－bi－spl－(rut－ilm)。6 种主要矿物共生，基本达到平衡。存在假蓝宝石分别包裹石榴石、尖晶石、黑云母。

第三期（M1），以 saph－pl±bi 后成合晶指状、放射装交生体为标志，可见环绕石榴石、夕线石发育，显然是消耗石榴石和夕线石的变质反应的结果。

第四期（M1），以 spl－pl 后成合晶细粒交生体为标志，可见发育在 saph－pl 后成合晶的背景上，以及环绕石榴石发育。

此外，可见刚玉和三水铝石，主要替代尖晶石，呈无定形状，是后期蚀变的产物。



3. 矿物化学

在上述 4 期变质矿物组合中，矿物化学也显示出一些规律性。

（1）石榴石。第 1 期，石榴石生成，第 2 期，石榴石重新平衡，此后的 3、4 期，石榴石主要处于被变质反应消耗的状态，分别生成 saph－pl 放射状交生和 spl－pl 细粒交生。石榴石主要由铁铝榴石（44-62%）和镁铝榴石(34-53%)组成，二者相加一般占 96%以上，钙铝榴石含量较低，一般 2-4%。石榴石斑晶从核心到边缘，铁铝榴石含量升高，镁铝榴石和钙铝榴石含量降低。

（2）假蓝宝石，在第 2 期组合中呈无定形粒状，与石榴石平衡，在第 3 期 saph－pl 放射状交生体中，消耗石榴石和夕线石。假蓝宝石平均组分接近$(Mg, Fe)_{2.4}Al_6SiO_{13.4}$，是非常富铝的端员。各种产状的假蓝宝石组分差别很小，Mg＃＝74－79，平均 77，显示富 Mg 特征。

（3）尖晶石，4 期矿物组合中都存在，但组分变化范围很小，Mg＃平均 25，典型的镁铁尖晶石。

（4）斜长石，4 期矿物组合中都存在，多为中长石，An＝26－39，组成变化明显，一般的规律是，靠近石榴石斑晶的，钙长石含量高，远离石榴石斑晶的，钙长石含量低；早期的石榴石中的包体，钙长石含量低，晚期形成的斜长石，钙长石含量高。

（5）黑云母，4 期矿物组合中都存在，都是富 Mg 的，Mg＃＝69－85，平均 76。第 1、2、3 期的黑云母，广泛发育固相出溶，产物通常是金红石，有时是钛铁矿，显示其高 Ti 的矿物化学特征。选择其中没有出溶，或出熔很弱的颗粒，分析得到极端富 Ti 的黑云母组分，Ti 含量通常高于 5wt%，最高可达 7.7wt%。第 4 期的黑云母是低 Ti 的，Ti 含量通常低于 2wt%。

黑云母中的 Ti 含量是变质温度的函数。上述黑云母的 Ti 离子数，采用 12 个阴离子计算，可高达 3.5，根据 A E Patiño Douce（1993）的实验资料，对应的变质温度高于 950℃。

（6）堇青石，主要发育在 3、4 期，没有找到可靠的早期堇青石。这些晚期的堇青石主要数富 Mg 的，Mg＃＝87－89。

4. 相平衡

依据 Kelsey et al. (2005)针对 SiO2 不饱和体系进行的相平衡计算和研究结果（采用 Thermocalc3.23），大青山假蓝宝石麻粒岩峰期变质作用温度，至少高于 900℃。我们还根据实测的全岩组分，采用同样软件，针对大青山假蓝宝石麻粒岩的峰期平衡的变质组合，作了具体的相平衡计算和分析，结果（下图）证实了超高温（UHT）变质作用的存在，变质作用峰期的温压条件在 910－980℃，7.1－9.2kbar（详见报告）。

5. 变质时代

从该剖面的一个尖晶石石榴夕线黑云斜长片麻岩样品中，分离出锆石。锆石边缘具有清晰的变质锆石结构，获得 SHRIMP 锆石 U－Pb 年龄，1850Ma。

6. 主要结论

（1）大青山假蓝宝石麻粒岩，假蓝宝石含量非常高，已经成为主要造岩矿物。峰期（M2）矿物组合 grt(30-70%) － saph(5-25%) － spl(5-15%) － sill(5-15%) － bi(10-20%) － pl(10-20%) —rut/ilm。假蓝宝石麻粒岩发育 4 期变质矿物组合，各期变质矿物组合序列及矿物反应关系明确，变质演化关系清楚。

（2）大青山假蓝宝石麻粒岩的矿物化学和相平衡研究结果表明，该麻粒岩记录了超高温（UHT）变质作用，温度超过 950℃。变质作用时代 1850Ma。

（3）假蓝宝石麻粒岩是极度贫 Si、富 Al、Mg、Fe 的岩石，全岩组成 SiO_2～38wt%，Al_2O_3～30wt%，FeO^T～14 wt%，MgO～8 wt%。与其共生的 2 类岩石：尖晶石石榴石岩和富含尖晶石的石榴夕线黑云斜长片麻岩，具有类似的组成特征。因此，可以推断，假蓝宝石麻粒岩的原岩，是地壳部分熔融的残留相加上少量没有分离出去的熔体，然后共同经历了超高温变质作用。

（4）大青山假蓝宝石麻粒岩揭示了 1.85Ga 的超高温（UHT）变质作用。这一变质作用，是局部的，还是区域性的，反映了什么样的构造过程，对华北克拉通早元古代末的构造演化有什么指示意义，值得进一步研究。

主要参考文献：

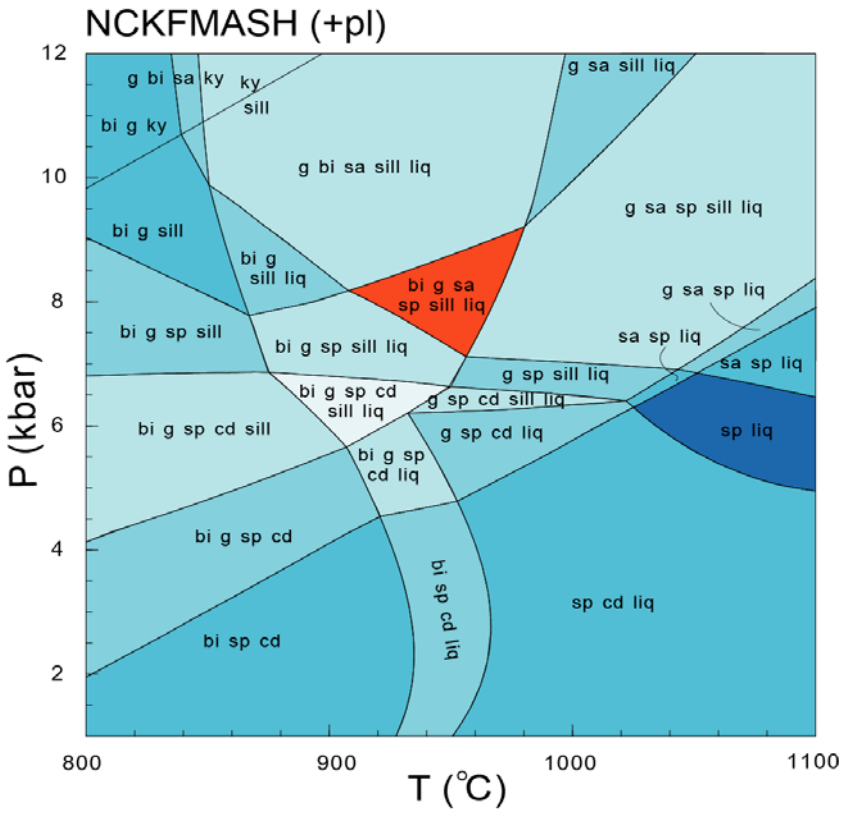
Harley, S. L., 1998. On the occurrence and characterisation of ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism. In: What Drives Metamorphic Reactions? (eds Treloar, P. J. & O'Brien, P.), pp. 75–101. Geological Society, London, pecial Publication 138.

Kelsey D E, White R W and Powell R. 2005. Calculated phase equilibria in K2O –FeO –MgO -Al2O3 -SiO2 -H2O for silica-undersaturated sapphirine-bearing mineral assemblages. Journal of Metamorphic Geology, 23: 217-239

Patiño Douce A E.1993,Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences for biotite stability. *Chemical Geology, 108:133-162*

金巍，1989。华北陆台北缘（中段）早前寒武纪地质演化和变质动力学研究。长春地质学院博士论文。

刘建忠，强小科，刘喜山，欧阳自远。2000。内蒙古大青山造山带含假蓝宝石尖晶石片麻岩的成因网格及动力学。岩石学报，（16）2：245－255



New Finding Of Late Neoarchean-Early Paleoproterozoic Zircon Ages From The Rocks Of Taiwan By SHRIMP

Ching-Ying Lan[1], Tzen-Fu Yui[1], Tadashi Usuki[1],
Kazuaki Okamoto[1], J. G. Liou[2]
（1. *Institute of Earth Sciences, Academia Sinica，Taipei, Taiwan*;
2. *Department of Geological and Environmental Sciences，Stanford University, U.S.A.*）

1. Introduction

In order to understand the precise timing of tectono-thermal events in Taiwan, high-precision in-situ geochronology investigations were carried out recently using SHRIMP. Two rock samples were collected from the Central Range of Taiwan. A metasandstone (T3), intercalated in the Tananao metamorphic basement complex, was collected from the Southern Cross Island Highway. Age assignment for the metasandstone as Eocene is mainly deduced from fold generation (Stanley et al., 1981). A gneiss (T7) of Tananao metamorphic basement complex was collected from the Tachoshui Logging Road in NE Taiwan. The magmatic age of the gneiss is late Cretaceous (Jahn et al., 1986; Lan et al., 1990; Yui et al., 1996). The metasandstone is composed mainly of quartz while the gneiss is composed of quartz, plagioclase, biotite, epidote and minor muscovite, sphene and opaques. Zircon grains of both samples were concentrated by standard heavy mineral separation process and hand picked for final purity. They were mounted in epoxy, polished and imaged by BSE and CL before analysis. Zircon U–Th-Pb analyses were conducted on the SHRIMP-RG (reverse geometry) ion microprobe at the joint USGS–Stanford University facility. Because of counting statistics, $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages are more precise for older (>1 Ga) zircons, while $^{206}Pb/^{238}U$ ages are more precise for younger (<1 Ga) zircons. Therefore $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages are used for older (>1 Ga) zircons and $^{207}Pb/^{238}U$ ages for younger (<1 Ga) zircons.

2. Analytical results

Metasandstone (T3)

The metasandstone (T3) contains concordant to discordant zircons with age groups 2.55–2.3 Ga, 2.0–1.7 Ga, 0.9–0.6 Ga to 122–115 Ma and minor 411 Ma, 291 Ma and 202 Ma. Zircons with 2.5 Ga $^{207}Pb/^{206}Pb$ ages are generally concordant, while those with 2.4–2.3 Ga ages are discordant. The main cluster of concordant to mildly discordant zircons shows a spread of 2.0–1.7 Ga. All the zircons older than 200 Ma are round to subhedral whereas the euhedral zircon rims yield youngest ages of 122–115Ma.

Gneiss (T7)

Most of the zircons are euhedral crystals with short prism and dipyramid. Zircons separated from the gneiss (T7) have zonal structure (oscillatory core and luminescent rims) under the CL

images. The zircon cores show two distinct groups on the concordia plot, with majority falling in the 250–100 Ma and minor in the 2.4–2.2 Ga ages. Most of the zircons from the former group are concordant with bimodal populations, 250–220 Ma and 120–100 Ma, while those of the latter group are discordant also with bimodal populations, 2.4–2.3 Ga and 2.2 Ga. Rim ages range from 90 to 80 Ma with major peak at 88.1±0.9 Ma.

3. Discussion

It is generally believed that Taiwan is a part of Cathaysia of South China block. In spite of the rare occurrence of late Neoarchean (2.7–2.5 Ga) inherited zircons (Xu et al., 2005), the age of the Cathaysia basement is widely accepted as Paleoproterozoic and the crustal evolution of the Cathaysia started in Paleoproterozoic time (1.8 Ga). Principal orogenies in the Cathaysia (Li et al., 2002, 2005; Zhou et al., 2006) have been broadly related to 1.4 Ga (Mesoproterozoic Grenvillian orogeny), 1.0 Ga (Neoproterozoic Sibao orogeny), 0.8 Ga (Neoproterozoic Rodinia rifting), 440–420 Ma (Caledonian), 280–230 Ma (Hercynian), 230–220 Ma (Indosinian) and 180–67 Ma (Yanshanian).

The Nd model ages (2.3–0.7 Ga; Lan et al., 2006, and the references) of granitoids, sedimentary and metamorphic rocks and river sediments from Taiwan indicate that the most important crustal formation event of Taiwan took place in the Paleoproterozoic. Several upper intercept ages (2.1–1.6 Ga) of U-Pb zircon TIMS discordia and in situ Re-Os age (2.3–1.9 Ga; Wang et al., 2003) of sulfides in a mantle xenolith from the alkali basalts of Penghu Islands show similar results. Supporting evidence comes also from the CHIME ages (2.1–1.5 Ga; Chen et al., 2006) of detrital monazites for beach sands and a Paleogene sedimentary rock from W Taiwan. All these ages suggest Taiwan has a Paleoproterozoic crustal residence age. Such a Paleoproterozoic age is also comparable with the beginning of the crustal history of the Cathaysia in SE China (Xu et al., 2005, and the references). The difference is that Paleoproterozoic basement rocks exist in the Cathaysia, but no Paleoproterozoic basement rocks crop out in Taiwan.

The ages obtained in the zircons of metasandstone (T3) should record the thermal events of the source provenance of the sediments. The ages of 2.0–1.7 Ga, 0.9–0.6 Ga, minor 411 Ma, minor 291 Ma and 202 Ma and 122–115 Ma correlated well with the Paleoproterozoic, Neoproterozoic Rodinia rifting, Caledonian, Hercynian–Indosinian and Yanshanian orogenies of the Cathaysia. Zircons older than 200 Ma are round to subhedral suggesting extensive alluvial transport. The youngest ages (122–115 Ma) are recorded in the euhedral zircon rims. The sediments containing such euhedral zircons must have been derived from late Yanshanian magmatic rocks which providing a maximum age for the sediment deposition of circa 115 Ma. Such age constrain for the metasandstone (T3) is much older than the Eocene age assigned by the fold generation. Furthermore, the Mesoproterozoic Grenvillian age recorded in the Cathaysia is missing in this metasandstone while 2.55–2.3 Ga ages rarely reported from the Cathaysia are found from this metasandstone.

The 253–220 Ma age recorded in the gneiss (T7) can be correlated with the Hercynian–Indosinian orogenies of the Cathaysia. The 120–80 Ma ages are probably correlated with the late Yanshanian magmatism of SE China. The rim ages of 90–80 Ma with major peak at 88.1±0.9 Ma represent the late Cretaceous metamorphism and magmatism of the gneiss (T7). In Taiwan, the late Cretaceous age has been known for the magmatism producing the granitoids (now

as gneiss) and (meta)andesite of the Tananao metamorphic basement complex. This age is related to the subduction of paleo-Pacific plate and the Eurasia continent plate. It is interesting to note that the Paleoproterozoic, Mesoproterozoic Grenvillian, Neoproterozoic Rodinia rifting and Caledonian events commonly found in the Cathaysia have not left their prints in the gneiss (T7). Similar to the metasandstone (T3), ages of 2.4–2.2 Ga rarely occurred in the Cathaysia are also found from this gneiss.

In summary, the SHRIMP zircon dating of two Taiwan rocks indicate that the late Neoarchean–early Paleoproterozoic ages (2.55–2.2 Ga) are present in zircons. These grains are the oldest found so far in Taiwan. Such new finding is different from the CHIME monazite ages (Chen et al., 2006) recorded in the Paleogene strata in W Taiwan which present very few (~1%) Mesoproterozoic (~1.3 Ga) age but no late Neoarchean–early Paleoproterozoic ages. Taiwan is situated in the continental margin of Eurasia continent to receive sediments containing such old age zircons. However, it remains further study for searching the source terrain of such late Neoarchean–early Paleoproterozoic zircons.

Contrasting Provenance of Late Archean Metasedimentary rocks from the Wutai Complex, North China Craton: Detrital zircon U-Pb, Sm-Nd and geochemical data

Qiugen Li[1,2], Shuwen Liu[2], Zongqi Wang[1], Zhuyin Chu[3], Biao Song [1], Yanbin Wang [1], Chaohui Liu [2], Shengqiang Yu [3] & Tao Wang[2]

(1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, People's Republic of China*;
2. *The Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, People's Republic of China*;
3. *Geological and Geophysical Institute, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, People's Republic of China*)

Sedimentary rocks are principal proxies for past conditions on the Earth's surface, and may provide the available clues to trace the nature of old crustal development, when the original source rocks are not longer preserved due to decomposition and erosion (Gao and Wedepohl, 1995; Yamashita and Creaser, 1999). Furthermore, geochemical method is increasingly applied as a robust tool to evaluate the provenance and tectonic setting of sandstone and shale (Bhatia, 1983; Bhatia and Crook, 1986; Floyd and Leveridge, 1987; Wronkiewicz and Condie, 1987; Feng and Kerrich, 1990; McLennan et al., 1993; 2003; Li et al., 2005). However, the chemical composition of a sedimentary rock is a complex function of a variety of variables, such as weathering, transportation, physical sorting, diagenesis and metamorphism, other than source material (Johnsson, 1993; McLennan et al., 1993, 2003; Fralick and Kronberg, 1997; Fralick, 2003). Therefore, the signatures of the source area composition could be obscured. For examples, Sm-Nd model age could be disturbed by Sm/Nd fractionation during exogenic processes (Ehrenberg and Nadeau, 2002; Li et al., 2005), but consideration of this influence when interpreting geochemistry allows for application of geochemical signs for provenance studies (Jahn and Condie, 1995; McLennan et al., 2003). Also, although Sm–Nd isotope provides information on the crustal residence time of the sediment precursor rocks, the whole rock Nd depleted mantle model ages (TDM) of clastic sedimentary rocks could not unravel the age of individual protoliths when their derivation from multiple protoliths of different ages (Yamashita et al., 2000). Moreover, detrital zircon U-Pb geochronological studies provide not only age constraints on the maximum depositional age of sediments, but also the timing of tectonothermal events in the source region (Fedo et al., 2003), but this method is somewhat limited because of the general lack of zircon in mafic and ultramafic rocks compared with the far more abundant in intermediate and felsic rocks (Yamashita et al., 2000). In spite of these cases, recent studies denoted that through a combining

technique, including geochemical composition (major and trace elements) and radiogenic isotopic composition (Sm-Nd and U-Th-Pb et al.) of terrigenous sedimentary rocks and their mineralogical components, it is possible to not only penetrate these sedimentary processes but also obtain more reliable information of provenance for sedimentary rocks (McLennan et al., 1993, 2003; Fedo et al., 1995; Jahn and Condie, 1995; Fralick and Kronberg, 1997; Yamashita and Creaser, 1999; Yamashita et al., 2000; Fralick, 2003; Li et al., 2005).

The Wutai Complex, located in northern Shanxi province, may represent the classical and well-preserved granite-greenstone terrane in the Central Zone (CZ) of the North China Craton (Fig. 1; Bai, 1986, Zhao et al., 1999; Liu et al., 2002, 2004). The CZ was also named the Palaeoproterozoic Trans-North China Orogen by Zhao et al. (2001), which divided the North China Craton into the Archaean to Palaeoproterozoic Eastern and Western Blocks (EB and WB, respective; Zhao et al., 1998, 2001). The Wutai complex as a part of the CZ, comprises a sequence of metamorphosed utramafic to felsic volcanic rocks, granitoid rocks, as well as siliciclastic and carbonate rocks and banded iron formations (Bai, 1986; Li et al., 1990; Wang et al., 1996, 2004; Zhao et al., 1999; Liu et al., 2004; Wilde et al., 2005; Kröner et al., 2005a; Polat et al., 2005, 2006), and has been attracted the extensive attention of the Chinese and overseas geologists (Bai, 1986, 1992; Li et al., 1990; Wang et al., 1996, 1997, 2004; Wilde et al., 1997, 1998, 2005; Zhao et al., 1999, 2001, 2005; Liu et al., 2002, 2004, 2005, 2006; Wilde, 2002; Kusky and Li, 2003; Zhai et al., 2003, 2005; Kröner et al., 2005a; Polat et al., 2005, 2006, Wu et al., 2005; Lü et al., 2006). Within the last 20 years, although geological, geochemical, petrologic, geochronological and metamorphic studies have provided important information about palaeotectonic settings, evolution and nature of the Wutai complex and its relevance to the basement architecture of the North China Craton, as well as a broad achievement consensus concerning the final assembly of the North China Craton along the CZ, there are many disagreements. Particularly controversial are special issues such as the polarity of subduction zone and the position of the suture zone, as well as the timing and tectonic processes for the amalgamation of the North China Craton (Wang et al., 1996; Wu and Zhong, 1998; Zhao et al., 1998, 1999, 2000, 2001, 2005; Wilde et al., 2002, 2005; Kusky and Li, 2003; Liu et al., 2004; Kröner et al., 2005a; Polat et al., 2005, 2006). Hitherto published investigations about palaeotectonic settings, evolution and nature of the Wutai complex were focused on the geochemistry of the volcanics (Wang et al., 1996, 2004; Polat et al., 2005, 2006; Lü et al., 2006) or granitoids (Liu et al., 2004), geochronological data of the volcanics or granitoids (Wang et al., 1997; Wilde et al., 1997, 1998, 2002, 2004 a,b, 2005; Zhao et al., 1998, 2000, 2001; Kröner et al., 2005), metamorphism (Zhao et al.1999), and/or a combination of these approaches (Wu and Zhong, 1998; Kusky and Li, 2003; Kröner et al., 2005; Zhao et al., 2005). In contrast, the metasedimentary rocks, particularly metamorphic siliciclastic rocks, have been rarely studied (Bai, 1986; Gao and Wedepohl, 1995), although they are a very important component of the granite-greenstone terrane possibly providing constraints on the possible composition, tectonic setting, palaeoweathering, and evolution of the early upper-continental crust (Bhatia, 1983; Bhatia and Crook, 1986; Taylor and McLennan, 1985; Floyd and Leveridge, 1987; Feng and Kerrich, 1990; McLennan et al.,1993, 2003; Fedo et al., 1995; Young and Nesbitt, 1998; Gao and Wedepohl, 1995; Jahn and Condie, 1995; Yamashita et al., 2000; Nesbitt, 2003; Li et al., 2005).

In present study，geochemical, Nd isotopic, and U–Pb zircon geochronological characteristics of metasedimentary rocks from the Wutai Complex in the Central Tectonic Belt, the North China

Craton, has been determined to place constraints upon the provenance and tectonic setting, and investigate the crustal evolution, as well as to evaluate the influences of weathering and sedimentary processes on the source rock signatures. Compositionally, these metasedimentary rocks are characterized by a narrow variation in SiO2/Al2O3 (2.78-3.96, except sample 2007-1), variable Eu anomalies, spanning a range from relative Eu depletion to slight enrichment (Eu/Eu* = 0.58-1.12), and relatively uniform εNd (t) values (0.1-1.97). Geochemical data demonstrate intermediate source weathering, varying degrees of K-metasomatism in the majority of these metasedimentary rocks, while other secondary disturbances seem to be negligible. Detailed provenance analysis shows these metasedimentary rocks, corresponding in composition to andesite or rhyodacite, are derived from the mixed provenance. In the εNd (t)-t diagram, these metasedimentary rocks plot within the fields of granitoids, and basalts and andesites, formed in a subduction-related arc setting, further indicating probable mixture of these components. The Nd model ages of these granitoids and volcanics, greater than their formation ages at 2.6-2.5 Ga, and metasedimentary rocks, ranging from 2.7 to 2.84 Ga, together with inherited zircon ages, provide further evidences for the presence of continental crust in the Central Zone not younger than 2.7 Ga. In addition, the Nd model ages of these sediments are generally older than the average U-Pb age of detrital zircon, signifying that the crustal evolution in the Wutai Complex during Late Archean predominated by crustal reworking.

References

Guan, H., Sun, M., Wilde, S.A., Zhou, X.H. and Zhai, M.G., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Fuping Complex: implications for formation and assembly of the North China craton. Precambrian Research, 113: 1-18.

Kröner, A., Wilde, S.A., Li, J.H. and Wang, K.Y., 2005a. Age and evolution of a late Archaean to early Palaeozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China. Journal of Asian Earth Sciences, 24: 577-595.

Kröner, A., Wilde, S.A., Zhao, G.C., O'Brien, P.J., Sun, M., Liu, D.Y., Wan, Y.S., Liu, S.W., and Guo, J.H., 2006. Zircon geochronology of mafic dykes in the Hengshan Complex of northern China: evidence for late Palaeoproterozoic rifting and subsequent high-pressure event in the North China Craton. Precambrian Research, 146: 45-67

Li JL, Wang KY, Wang QC, Liu XH, Zhao ZY, 1990. Early Proterozoic collision orogenic belt in Wutaishan area, China. Scientia Geologica Sinica. 25: 1-10.

Liu, S. W., Pan, Y. M. Xie, Q. L., Zhang, J., and Li, Q. G., 2004. Archean geodynamics in the Central Zone, North China Craton: Constraints from geochemistry of two contrasting series of granitoids in the Fuping and Wutai Complexes. Precambrian Research, 130: 229-249.

Liu, S.W., Pan, P.M., Li, J.H., Li, Q.G., and Zhang, J., 2002. Geological and isotopic geochemical constraints on the evolution of the Fuping Complex, North China Craton. Precambrian Research, 117: 41-56.

Liu, S.W., Pan, Y.M., Xie, Q.L., Zhang, J., Li, Q.G., 2005. Geochemistry of the Paleoproterozoic Nanying Granitoid Gneisses: constraints on the tectonic setting of the Central Zone, North China Craton. Journal of Asian Earth Sciences, 24: 643-658.

Liu, S.W., Zhao, G.C., Wilde, S.A., Shu, G.M., Sun, M., Li, Q.G., Tian, W.， and Zhang, J., 2006. Th-U-Pb monazite geochronology of the Lüliang and Wutai Complexes: constraints on the tectonothermal evolution of the Trans-North China Orogen. Precambrian Research: 205-224.

Polat A, Herzberg C, Münker C, Rodgers R, Kusky T, Li JH, Fryer B, Delaney J, 2006. Geochemical and petrological ecidence for a suprasubuduction zone origin of Neoarchean (ca. 2.5 Ga) peridotites, central orogenic belt, North China cration. Bulletin of Geological Society of America, 118: 771-784.

Polat, A., Kusky, T.M., Li, J.H., Fryer, B., Kerrich, R., and Patrick, K., 2005. geochemistry of Neoarchean (ca. 2.55-2.50 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone belt, central orogenic belt, North China Craton: Implications for geodynamic setting and continental growth. Bulletin of Geological Society of America, 117: 1387-1399.

Synchronous Vertical and Horizontal Tectonism at the Late Stages of Archean Cratonization and Implications for Gold Mineralization

Shoufa Lin

（*Department of Earth Sciences, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, N2L 3G1, Canada, E-mail: shoufa@uwaterloo.ca*）

"Vertical tectonism" and "horizontal tectonism" are two contrasting processes that have been proposed for Archean tectonics. Vertical tectonism, in this context, is due to density inversion (Rayleigh-Taylor-type instabilities), inherent between denser volcanic sequences (greenstones) and underlying less dense sialic material (granitoids), and is characterized by buoyant rising of granitoids (diapirism) and sinking of greenstones (sagduction). Horizontal tectonism, in the context of Archean tectonics, is similar (but probably not identical) to the present-day plate tectonics and is characterized by regional scale horizontal motion (drift) of "plates" or "microplates" and the resulting interactions (e.g. collision) among them. The two processes should not be mutually exclusive, and it is not necessary to downplay the significance of one to validate the other. Recent results show that both processes played an important role in Archean tectonic evolution. Furthermore, in the Superior Province, there is convincing evidence that the two processes occurred synchronously (and potentially interactively) at the late stages of Archean cratonization, and horizontal shearing (a result of horizontal tectonism) is concentrated in synclinal keels (a result of vertical tectonism). The Timiskaming-type sedimentary rocks were interpreted to have been deposited in the keels during the process. Results of dating ~400 detrital zircon grains from samples collected at various stratigraphic positions of such a sedimentary sequence indicate an unroofing pattern in the flanking domes that is consistent with such an interpretation. The synclinal keel-shear zone association provided a link between the upper crust and the lower crust or mantle, and might have served as a conduit for mineralizing fluids and magma that were generated in the crust and/or mantle during the process. Such a process at the late stages of Archean cratonization can readily explain the common association of gold deposits with greenstone belts in synclinal keels, shear zones, late felsic to intermediate intrusions and Timiskaming-type sedimentary rocks, as exemplified by the geology of the Hemlo gold deposit, a world-class deposit containing ~20 million oz. of gold. Evidence for synchronous vertical and horizontal tectonism reported here makes it necessary that both processes (as opposed to either one or the other) and their potential interactions are considered in interpretations of Archean terrains and in mineral exploration. It is suggested that synchronous vertical and horizontal tectonism was a common process in the Neoarchean and represents a transition from dominant vertical tectonism in the Mesoarchean (and Paleoarchean?) to dominant horizontal tectonism in the Proterozoic and Phanerozoic. It is further suggested that the process and the associated gold mineralization were both related to some fundamental process at the late stages of Archean cratonization, possibly slab break off following collision.

喜马拉雅造山带中段麻粒岩地质特征及其构造地质意义

刘德民[1]，李德威[1]，廖群安[1]，李华亮[1]，陈洁渝[2]，汪校锋[1]

（1. 中国地质大学地球科学学院；2. 中国地质大学测试中心，武汉 430074）

1. 地质背景与产状

研究区麻粒岩分布在喜马拉雅造山带中段高喜马拉雅热隆伸展构造带盖层藏南拆离系的南缘，而在以南北向定结-申扎正断层为东界的日玛那穹窿中分布相对较集中。绝大多数呈透镜状、布丁体断续产于花岗质片麻岩和石英岩中，与围岩呈构造接触，由糜棱面理和构造片理构成局部化强应变带。有些麻粒岩也卷入韧性剪切，经历了强烈的韧性剪切构造变形，形成剪切透镜体，具有不对称的长英质拖尾构造，局部出现片理化现象和流变褶皱。糜棱面理环绕基性变质岩剪切透镜体协调分布，并且明显受韧性剪切带控制，显示成带分布、局部集中的特点。

麻粒岩透镜体的长轴及脉体的延伸方向与围岩构造面理走向基本一致。麻粒岩呈弱应变构造包体出现于强应变长英质片麻岩内，从透镜体核心向边缘，均质块状的麻粒岩从中心到边部，辉石的含量逐渐减少，向边缘逐渐退变质为二辉麻粒岩、榴闪岩，在与围岩的接触部位，退变为强面理化的斜长角闪岩。残留的高压麻粒岩矿物组合保留于透镜体的核部。同时显示出变形从核部向边部逐渐增强，而变质程度从核部向边部则逐渐减弱。围岩花岗片麻岩的韧性变形强烈，局部变为花岗质糜棱岩，在与高压基性麻粒岩透镜体的接触带，片麻理围绕透镜体分布。少量基性麻粒岩呈包体形态分布在片麻状花岗岩和片麻状英云闪长岩中，前者包体直径大者可达 5m，绝大多数已退变质为石榴斜长角闪岩；后者包体较小，直径一般小于 8cm，均出现退变质反应结构。

长英质片麻岩中麻粒岩并非都成透镜体，局部还可见到板状、脉状、马鞍状、褶皱状。板状和脉状麻粒岩或麻粒岩相变质岩出露较少，但分布较稳定，平行于围岩片麻理展布。马鞍状麻粒岩出现在片麻岩褶皱转折端虚脱部位，内部出现较弱的片理化现象，并随褶皱发生弯曲。褶皱麻粒岩是由与片麻理平行的板状体和脉状体变形而成，呈等斜褶皱，较薄者形成肠状褶皱。

2. 麻粒岩与围岩岩石学

麻粒岩围岩主体是花岗质片麻岩，据原岩石化学组成分析，应为一套正片麻岩，据岩石化学成分可进一步分为花岗闪长质、二长花岗质、奥长花岗岩质和英云闪长岩质片麻岩，由于后期构造环境的改变引起了强烈构造变形，花岗质片麻岩遭受到不同程度的强烈而广泛的脆－韧性剪切作用，因而发育有大量不同类型的糜棱岩带。

产出的麻粒岩呈灰色、灰黑色、黑红色，致密团块状、块状、脉状，硬度和比重较大，

细粒粒状变晶结构、斑状变晶结构、柱状变晶结构、镶嵌粒状变晶结构，部分岩石具强烈蚀变，根据产出的麻粒岩矿物组合大体可分为堇青石矽线石酸性麻粒岩、紫苏黑云二长麻粒岩、角闪岩化石榴辉石岩（高压麻粒岩）和角闪二辉麻粒岩。

3. 麻粒岩及围岩宏观构造变形特征

研究区麻粒岩主要产于露头尺度由弱应变域和绕其分布的强应变带组成的透镜网络系统中。

麻粒岩透镜状弱应变域具有如下基本特征：（1）透镜体内部结构均匀，中小尺度的透镜体由块状岩石组成；（2）弱应变域具有大致相似的形态特征和应变量；（3）透镜体边缘的变形比中央强，在一些透镜体的边部出现弱定向构造；（4）少数透镜状弱应变域中，局部出现脆性破裂现象。

围岩强应变带显示如下变形特征：（1）大型透镜体边缘常见糜棱岩和糜棱面理，中小型透镜体边缘也发育构造面理，微型透镜体边缘矿物定向排列，显示流动构造特征；（2）透入性构造面理环绕透镜状弱应变域协调分布，变形面理常呈弧形弯曲，多次分枝与复合，构成网结状构造；（3）强应变带中岩石塑性流变强烈，应变量大。

4. 主要造岩矿物镜下特征与显微变形

研究区麻粒岩是下地壳麻粒岩相条件下矿物强烈塑性变形的产物，各主要造岩矿物在不同程度上均有强烈塑性变形特征。

斜方辉石薄片下呈浅粉红色，多色性明显，多见于后成合晶中，与基性斜长石和单斜辉石共生，并一起交代石榴子石，晶体细小，成蠕虫状、放射状集合体产出，斜方辉石的成分对所交代的早期石榴石的成分具明显的继承性，含有少量浑圆状玻璃质包裹体。镜下强烈扭折、压扁，拉长扭曲。

单斜辉石明显存在两个世代的产物。第一世代单斜辉石呈包体产于石榴石中并与石榴石共生，颗粒粗大，部分单斜辉石边部退变为透辉石与斜长石的反应边；第二世代者为产于后成合晶中，为交代石榴石的产物和退变质产物，颗粒细小，单斜辉石与所交代的石榴石组成后成合晶的冠状体结构，成蠕虫状；单斜辉石不对称残斑状发育（廖群安等，2001），晶体内部发育机械双晶、扭折、亚颗粒化，细晶常构成残斑的拖尾或呈细条带状集合体流状分布。

斜长石等轴状半自形晶体，均为基性斜长石成分变化较大，不仅与样品有关，在同一样品中的不同产出部位也有明显的变化。部分样品中，斜长石仅在 Opx+Cpx+Pl 后成合晶中出现，部分样品中，斜长石既存在于石榴石周围的 Opx+Pl 后成合晶中，也出现在被交代的单斜辉石内部（廖群安等，2003）。普遍表现为强烈塑性变形，强烈波状消光，晶体被拉长成透镜状或带状，发育机械双晶，重结晶新晶集合体组成的流状条带，绕辉石和石榴石残斑分布。

石榴石主要以两种方式产出，一是在变质镁铁质岩中产出，多为被斜长石+斜方辉石+±单斜辉石的后成合晶交代的残晶，一般成孤岛状；二是在变质表壳岩中和花岗质片麻岩中产出，成为变斑晶。表现为呈强烈褶曲状的塑变残斑产出，发育密集晶内破裂，也呈极细粒动态重结晶新晶基质沿糜棱面理流状分布，甚至在石榴石塑变残斑边缘由动态重结晶形成薄幔

而构成核幔构造，并形成不对称塑变残斑的拖尾。

5. 结论与讨论

研究区的麻粒岩以中基性为主，为下地壳产物，而其围岩以长英质、花岗质片麻岩为主，均为酸性，一种可能的解释就是基性麻粒岩的基性成份可能与壳幔物质交换或物质反应有关，幔源基性组分进入下地壳麻粒岩中，而下地壳层流作用，造山带隆升－伸展－成山导致麻粒岩相变质作用，幔源物质未能进入围岩中。可以说麻粒岩的上隆及明显的退变质与重熔花岗岩的侵位及伸展变形相关（李德威等，2003）。

藏南拆离系主干断层两边地形高程差别极大，南边为高喜马拉雅隆起带，发育一系列高山极高山，而北边为北喜马拉雅拗陷带，即北喜马拉雅拗陷低山、盆、原带，发育一复合型定日－岗巴盆地；研究区麻粒岩为什么紧靠藏南拆离系中的主干拆离断层分布，而且只产出在藏南拆离系主干断层南缘，即高喜马拉雅隆起带出现？高喜马拉雅结晶基底夹持在主中央逆冲断裂(MCT)和藏南拆离系(STDS)主干拆离断层之间，前者为叠瓦逆冲式，后者为低角度正断式，而且人们通过研究认为在 17～29Ma 的某个时期内喜马拉雅造山带大规模的逆冲推覆作用、伸展拆离作用是同步活动的（Amano K，Taira A，1992；Burchfiel B C, Chen Zhiliang，Hodges K V, et al，1992；丁林, 钟大赉, 潘裕生, 等 1995； Meigs A J，Burbank D W，1995；M A Edwards，T M Harrisson，1997；Murphy M A，Harrison T M，1999）。李德威等(2003)利用离子探针（SHRIMP）锆石 U-Pb 测年获日玛那基性麻粒岩 29.5±0.4Ma 和 17.6±0.3Ma 两组数据，前者很可能代表本区麻粒岩相变质峰期的年龄，也就是印度板块与欧亚板块在研究区碰撞造陆的时间，后者则代表麻粒岩体的抬升冷却退变质作用的时代，也就是研究区快速抬升造山的时间。表明该麻粒岩从麻粒岩相变质到角闪岩相变质经历了至少 10Ma 的退变质改造，在露头尺度上也许可以解释麻粒岩透镜体“白眼圈”的形成和宽窄，在微观矿物上可以解释麻粒岩中石榴石均匀的核部成分、边部广泛发育与降温退变质有关的扩散环带、麻粒岩石榴子石发育后成合晶，麻粒岩中存在大量变质锆石等现象。这些现象的存在表明了麻粒岩在喜马拉雅造山带隆升阶段发生降压退变质作用。因此可以认为，在晚新生代中央逆冲断裂(MCT)和藏南拆离系(STDS)共同活动期内，喜马拉雅发生了快速构造隆升绝热降压大陆动力学过程，玻璃质包裹体的存在也证明麻粒岩出露地表的速度非常快。在这一大陆动力学过程中，深部物质不断向上运移，地壳发生巨量增厚，同时山体遭受强烈剥蚀从而形成研究区麻粒岩特殊的分布状态和产出特征。

在岩石力学性质上，研究区内麻粒岩及麻粒岩相变质岩的抗压强度及抗张强度较大，而围岩长英质片麻岩、眼球状糜棱岩、结晶灰岩等的抗压强度及抗张强度相对较小。因而在研究区基底变质岩系透镜网络系统中，麻粒岩及麻粒岩相变质岩往往透镜体化，构成弱应变域；而围岩则发育片理、片麻理和糜棱面理，形成强应变带。

怀安片麻岩地体地球化学特征和 LA-ICP-MS 锆石年龄

刘 富，郭敬辉，路孝平，陈 亮，彭 澎

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029）

怀安片麻岩地体（怀安杂岩）出露于晋、冀、内蒙三省交界处，是太古宙高级片麻岩地体,主要由长英质麻粒岩、片麻岩和一些透镜状、似层状和脉状的变质基性岩组成，局部地区还出露有少量变质表壳岩（主要是BIF）。岩石普遍经历了角闪岩－麻粒岩相的变质作用。前人研究表明怀安杂岩形成于晚太古代，主体成分是TTG侵入体系列，在早元古代1.8～1.9Ga经历变质作用。

怀安片麻岩主体属于高铝的TTG系列，其中英云闪长质岩石约占60%，奥长花岗质岩石25%，花岗闪长质岩石为15%左右。这些TTG岩石富集大离子亲石元素（Rb、Ba、K），亏损高场强元素（Nb、Ta、Zr、Hf、Ti），轻重稀土分异强烈，重稀土和Yb亏损，稀土的配分曲线显示出Eu随着SiO_2的含量增加从负异常到正异常变化，这是受到结晶分异作用的影响。在瓦窑口北边还发现有类似高镁闪长岩特征的闪长质透镜体和大的块体产出于TTG片麻岩中。这部分岩石的SiO_2含量为53%～62%， MgO的含量为3%～6%，Mg#介于50～60之间，富集大离子亲石元素和亏损高场强元素，轻重稀土分馏明显，Eu有弱的负异常或者无异常，Ce/Yb（20～60）和Sr/Y（20～140），Sr的含量500～1000ppm，相容元素Cr和Ni的含量分别为100～400ppm和60～120ppm，这些特征这些闪长质岩石明显有别于正常的TTG岩石系列，而类似起源于受到俯冲板片析出的流体或者板片熔体改造过的地幔楔部分熔融形成的高镁闪长岩。

对怀安片麻岩及其中的基性包体进行LA-ICP-MS锆石定年结果表明，基性包体的变质锆石获得的变质年龄为1820～1850Ma，其中一个样品还获得2480Ma的继承锆石年龄。长英质片麻岩获得的锆石形成年龄为2460～2500Ma。

锆石LA-ICP-MS年龄结果表明，怀安片麻岩的形成时代是在晚太古代末至早元古代早期，此后经历了18亿年的麻粒岩相变质作用。地球化学特征反映出怀安片麻岩地体除了典型的TTG系列外，还存在一些高镁闪长岩类的岩石，这些岩石不同于正常的TTG岩石系列，和其它地区的高镁闪长岩还有一定的差别，但很有可能是后期经过结晶分异或者受到地壳物质混染形成的。

扬子克拉通西北缘汉南杂岩体锆石 U－Pb 年龄、地球化学和 Sr-Nd 同位素组成限制岩石成因及构造意义

刘 荣，蔡宏明，张宏飞，张本仁

（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）

汉南杂岩体位于扬子克拉通西北缘，出露面积达 2000km2 以上。该杂岩体由辉长岩和 TTG 侵入岩类组成。本研究较为系统地对 TTG 侵入岩类进行了锆石 U-Pb 年龄（LA-ICPMS 方法）、岩石主量元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素的测定。结果表明，TTG 侵入岩类的岩浆结晶年龄为 780-790Ma,与前人获得的该杂岩体的年代学资料基本一致。这些 TTG 侵入岩类具有岛弧型岩石的地球化学特征，并且具有埃达克岩（adakite）的地球化学属性，表现为岩石明显富 Al、Na、Sr,亏损 Y 和 HREE,由此导致岩石高 Sr/Y(38.3～160.8)和 La/Y（1～4.0）比值；在稀土元素组成模式上具有强烈轻稀土元素和重稀土元素的分异（La/Yb）N=10.1～38.9,无明显负 Eu 异常，少数样品具有明显的正 Eu 异常；在 Sr 和 Nd 同位素组成上，岩石初始($^{87}Sr/^{86}Sr$)I<0.704, $\varepsilon_{Nd}(t)$=0～2.5。以上地球化学和 Sr-Nd 同位素组成特征表明它们的岩浆应来自于俯冲洋壳板片的部分熔融，这一研究结果对深入讨论扬子克拉通周缘在新元古代的构造体制具有重要意义。

Geochronology and geochemistry of high-grade metamorphic complex from the Grove Mountains, East Antarctica: implications for the evolution of the Prydz Belt

Xiaochun Liu[1], Yue Zhao[1], Xiaohan Liu[2]

（1. *Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing 100081, China*；
2.*Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing 100029, China*）

The high-grade metamorphic complex in the Grove Mountains, East Antarctica, is composed of orthogneisses and mafic granulites, with minor paragneisses and calc-silicate rocks. U-Pb zircon analyses using three different techniques (SHRIMP, ID-TIMS and LA-ICP-MS) reveal that the protoliths of mafic granulites and orthogneisses were emplaced during a short time interval of ca. 920-910 Ma. This igneous event can be attributed to the protracted Grenvillian post-orogenic magmatism, although the Grenvillian metamorphism has not been identified in the area. Mafic granulites can be divided into low- and high-Ti groups. They have initial ε_{Nd} values [$\varepsilon_{Nd}(T)$] ranging from +0.8 to –1.9. A positive correlation between TiO_2 and FeO^t/MgO and La/Nb ratios as well as a negative correlation between TiO_2 and $\varepsilon_{Nd}(T)$ value indicates that the petrogenesis of their protoliths involved partial melting of a weakly enriched subcontinental lithospheric mantle and fractional crystallization of the magma accompanied by minor crustal contamination. Orthogneisses have an affinity of A-type granites, characterized by enrichment in REE, Y, Zr, Th and Ga. Most of them have $\varepsilon_{Nd}(T)$ values of –0.7 to –3.5 and Nd depleted mantle model ages (T_{DM}) of 1.65-1.76 Ga, but a few have low $\varepsilon_{Nd}(T)$ values of –10.4 to –10.6 and old T_{DM} of 2.27-2.46Ga, reflecting a heterogeneity in their source region. Their protoliths were probably produced by high-temperature partial melting of calc-alkaline rocks triggered by the underplating of mantle-derived mafic magma during post-orogenic extension. U-Pb analyses also reveal a metamorphic age of ca. 2050 Ma and a somewhat older magmatic age from detrital zircons in a paragneiss. These age data indicate that the sedimentary materials of the paragneiss came from an unknown Paleoproterozoic orogen in the ice-covered East Antarctica. Neoproterozoic mafic-felsic intrusives and a small amount of such predated sedimentary rocks constitute a young composite basement of the Grove Mountains. Subsequently, this basement only experienced a single Pan-African metamorphic cycle at ca. 550 Ma. The available data indicate that the Prydz Belt is a collage of multiple basement terranes and each of them has a distinct tectonic evolution. This further suggests that the Prydz Belt represents a Pan-African suture, and the final assembly of Gondwana was achieved through the juxtaposition of three or more continental blocks.

阿尔泰造山带早古生代沉积环境及构造演化：碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成证据

龙晓平[1]，孙 敏[2]，袁 超[1]，肖文交[3]，吴福元[3]，夏小平[2]，蔡克大[1]

(1. 中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640;

2. 香港大学地球科学系,香港薄扶林道;

3. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈构造演化重点实验室，北京 100029)

新疆北部的中国阿尔泰造山带地处西伯利亚板块、华北板块和塔里木板块之间，广泛分布了一套低至中高级的变质岩系，该套变质岩系是认识阿尔泰造山带构造演化的重要窗口，其形成时代、物质来源及其所指示的构造环境，目前仍旧存在很大的争议。

在七十年代区调填图中，这套变质岩系被划分为早古生代的沉积地层，并命名为震旦—奥陶系哈巴河群及泥盆系康布铁堡组和阿勒泰组等。九十年代初，何国琦等（1990）将中国阿尔泰造山带划分为 5 个构造带，认为可能存在比较连续的前寒武纪基底，哈巴河群沉积于稳定大陆边缘。此后，庄育勋(1994)将这套变质岩系划为泥盆和石炭纪地层，作为区域热动力变质作用产物。与此同时，在中哈对阿尔泰地区展开的联合地质考察中，阿尔泰造山带中大部分变质岩被划分为古—中元古界克木齐群和新元古代富蕴群，作为该造山带的基底(李天德等，1996)。最近研究认为，在该造山带存在中－晚寒武世的火山弧和岩浆弧（Windley et al., 2002; Sun et al., 2006）。

近年来随着激光原位定年技术的发展，碎屑锆石原位 U-Pb 和 Hf 同位素定年已经被成功的应用到变质碎屑岩系形成时代、物质来源及其早期地壳演化等研究中（如 Griffin et al., 2004）。因此，通过 CL、LA-ICP-MS 和 MC-ICP-MS，我们对哈巴河群不同层位的云母片岩、石榴云母片岩及混合岩、阿勒泰组中的石榴矽线黑云斜长片麻岩和康布铁堡组的变质砂岩中的碎屑锆石进行形态、结构及 U-Pb 和 Hf 同位素分析研究，试图探讨这套变质碎屑岩系的形成时代、物质来源及其早期地壳演化。

1. 碎屑锆石特征

阿勒泰组高级变质片麻岩中的锆石棱柱状或长柱状，晶形发育极好且增生边均明显发育。在阴极发光照片中，发亮的继承核振荡环带发育，Th/U 比值大于 0.1，呈现岩浆特征。而增生边阴极发光强度较弱，环带不明显，Th/U 比值亦接近或小于 0.1，反应锆石的增生边可能形成于高角闪岩相变质过程中。此外的浅变质碎屑岩及混合岩中，碎屑锆石大多数棱柱状、长柱状或短柱状，没有明显的增生边，磨圆度差且振荡环带发育，Th/U 比值基本上大于 0.1，表明源自岩浆岩且搬运距离比较近。

2. 锆石 U-Pb 和 Hf 同位素分析结果

哈巴河群片岩与混合岩中碎屑锆石的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄峰值分布相似，约 75%的碎屑锆石集中于早古生代早期（450~540 Ma），约 20%为新元古代（540~1000 Ma），早—中元古代碎屑锆石小于 5%，仅片岩中有两粒碎屑锆石为晚太古代（~2.7 Ga）。但是，二者碎屑锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄区别明显：片岩中碎屑锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄主要为中寒武世（峰值 516 Ma），部分新元古代（峰值 588、782 Ma），少量早—中元古代；但混合岩中碎屑锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄则为中寒武世—中奥陶世（峰值 510~456 Ma）及中泥盆世（峰值 384 Ma），少量新元古代。此外，哈巴河群片岩中碎屑锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄最小峰值为 504 Ma，被 466 Ma 的花岗

岩体侵入（Yuan et al., 2006）。

阿勒泰组石榴矽线片麻岩及康布铁堡组变质砂岩中的碎屑锆石 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄主要集中于早古生代（400~545 Ma），少量新元古代，未检测到太古代碎屑锆石。前者中的变质锆石增生边 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为早泥盆世（峰值 394 Ma），其残留碎屑锆石核 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为寒武纪—奥陶纪（430~545 Ma）。后者中的碎屑锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄主要集中于寒武纪—奥陶纪（432~523 Ma），碎屑锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄最小峰值为 432 Ma。

哈巴河群片岩与混合岩中碎屑锆石的 Hf 同位素组成相似，其 ε Hf 值主要介于-17~+14，少量小于-17。片岩中除四个太古代模式年龄（2.8~3.1Ga）外，其余锆石模式年龄（T_{MD}）均为新元古代及中元古代，而混合岩碎屑锆石模式年龄多数为新元古代（0.7~1.0 Ga），少量中元古代。阿勒泰组的石榴矽线片麻岩锆石 ε Hf 值主要介于+2~+4，模式年龄（T_{MD}）全部为新元古代早期，而康布铁堡组的变质砂岩中锆石 ε Hf 值主要介于-5~+15，85％的碎屑锆石模式年龄（T_{MD}）为早古生代至新元古代，少量中元古代，仅 1 粒锆石为晚太古代。

3. 地质意义

（1）哈巴河群片岩沉积于 468~504 Ma。锆石 Hf 同位素组成说明其物质主要来自新生的物质源区，仅有少量古老地壳物质的加入。U-Pb 年龄进一步表明，这些新生物质源于早古生代的岛弧岩浆岩。由于搬运距离较短，可能在弧前或弧后盆地沉积。哈巴河群混合岩混合岩化作用发生在中泥盆世，其原岩形成过程可能与片岩相同。因此，哈巴河群的浅变质碎屑岩代表了活动大陆边缘沉积构造环境。

（2）康布铁堡组的变质砂岩沉积于早志留世（432 Ma）之后，锆石 Hf 同位素及 U-Pb 年龄表明其形成与哈巴河群沉积物相同，主要来自新生的寒武纪—奥陶纪岛弧岩浆岩。加之碎屑锆石磨圆差，搬运距离较短，应沉积于弧前或弧后盆地环境。

（3）阿勒泰组的石榴矽线片麻岩形成于早泥盆世，可能是与岛弧碰撞有关的区域变质作用的产物，其原岩来自新生的寒武纪—奥陶纪岛弧岩浆岩。

因此，阿尔泰造山带早古生代变质碎屑岩是寒武纪—奥陶纪岛弧岩浆岩在不同时期风化沉积的产物，此时阿尔泰造山带处于活动大陆边缘岛弧持续增生的构造演化模式之中，不支持前寒武纪古大陆板块裂解模式，间接说明阿尔泰造山带可能不存在前寒武纪结晶基底。

本研究由国家自然科学基金项目（40572043），香港 RGC 项目（HKU7040/04P）及国家 973 项目（2001CB409801）资助。

主要参考文献：

Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., 2004. Archaean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons. Precambrian Res. 131, 231– 282.

Sun M., Yuan C., Xiao W., Long X., Xia X., Han C., Lin S., 2006. Granitic gneisses and gneissic granites from the Central Terrane of the Chinese Altai Orogen: zircon ages and tectonic significance. Eos Trans. AGU, 87(36), West. Pac. Geophys. Meet. Suppl., Abstract V25A–06.

Windley, B.F., Kröner, A., Guo, J., Qu, G., Li, Y., Zhang, C., 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution. Journal of Geology, 110, 719–739.

Yuan C., Sun M., Xiao W., Li X., Lin S., Xia X., Long X., Cai K., 2006. Paleozoic Accretion of Chinese Altai: Geochronological Constraints From Granitoids. Eos Trans. AGU, 87(36), West. Pac. Geophys. Meet. Suppl., Abstract V21A–0179.

何国琦, 韩宝福, 岳永君等. 1990. 中国阿尔泰造山带的构造分区和地壳演化. 新疆地质科学, 2: 9–20.

李天德，祁志明，吴柏青等. 1996. 中国和哈萨克斯坦阿尔泰地质及成矿研究的新近展. 见: 中国地质学会编, 献给三十界国际地质大会"八五"地质科技重要成果学术交流会会议论文选集. 北京: 冶金工业出版社, 256–259.

庄育勋. 1994. 中国阿尔泰造山带变质作用 PTSt 演化和热－构造－片麻岩穹隆形成机制. 地质学报, 68(1): 35–47.

关于华夏古陆

卢 华 复

（南京大学地球科学系，南京 210093）

A.W.葛利普在 1923-1924 年在 Stratigraphy of China Part I 一书中完全作为古地理名称使用了华夏大陆（cntinent of Cathaysia），指中国东部的古生代时期的古陆地（old land）。1924 年在地槽的迁移（Migration of geogynclines）一文中提出了有显著的构造涵义的华夏古陆（Cathaysian old land）一词，指震旦纪至侏罗纪位在华夏地槽以东的陆地，其位置在粤闽中东部和浙南东部并延入海域达西南日本和南朝鲜以及以东的海域，达西南日本和朝鲜半岛的东南角（图 1）。它是高于海面的古陆地，震旦纪和早古生代它供给华夏地槽沉积地层中的碎屑物。葛利普 82 年前提出的华夏古陆在中国区域地质和古地构造研究中发生了巨大影响。它本身是地槽理论体系中提出的构造单元并兼有古地理涵义，其研究方法主要是古物地层学、沉积学、地层接触关系、地层厚度分析等当时是先进的地质研究途径。葛利普（Grabau 1924 P.214）在对地槽下定义时给出了古陆（old land）的概念，他写道：“The geosyndine is a structural feature of continental block of the earth’s crust. It is long and nurrow subsiding area paralled to an old land which supplies much of the sediments. The old land is an important supplementary feature of the geosyncline and is always present, forming indeed its counterpart for while the geosyncline is a subsiding area the old oand is a steadily rising area. In not other way can the uniformity of supply of sediments be accounted for.” 并给出了一张地槽的横剖面图表示古陆与地槽的关系（图 2）。以后的研究经过了地槽理论阶段和板块理论阶段。在地槽理论阶段已经对原来的华夏古陆概念在时空上作出了变化，如黄汲清华夏古陆就是华夏加里东褶皱带。上世纪 90 年代对于华夏古陆的研究已经进入了板块构造理论阶段，这时期的先进的同位素测年和韧性变形、脆性变形、深部构造等研究方法提供了大量的全新的资料和证据。华夏古陆或华夏地块主要指大陆地壳块体，因而逐渐完全离开了葛利普华夏古陆概念。近期一些文献中的华夏地块的内涵已经不是原来的华夏古陆。华夏古陆的八十年演变折射出了中国大地构造研究进步的一个方面。诚然研究者可以修政或废弃以往的概念，只是需要明确修改了那些概念，建立了那些新的概念，从而清楚地表现出科学概念的发展和进步。

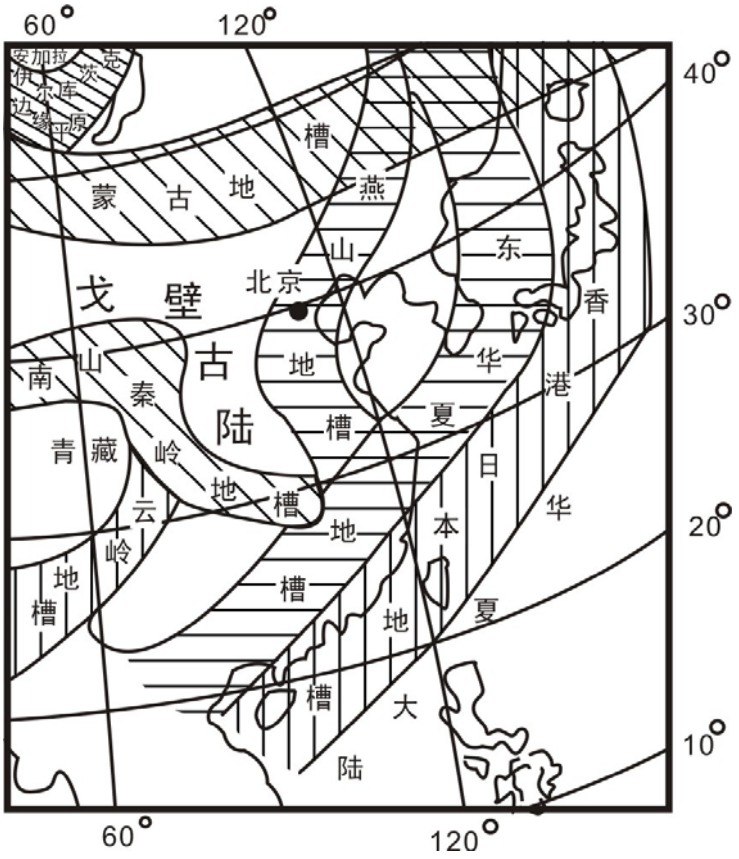


图 1 华南主要地槽，地层褶皱时间：右倾细斜线为志留纪末（伊尔库茨克边缘平原），右倾粗线为二叠纪末（蒙古地槽、祁连、秦岭地槽、云岭地槽），水平线为侏罗纪末或早白垩世（东华夏地槽、燕山地槽），垂直线为渐新世末（香港—日本地槽）（按 Grabau,1924,Fig.9 简化）

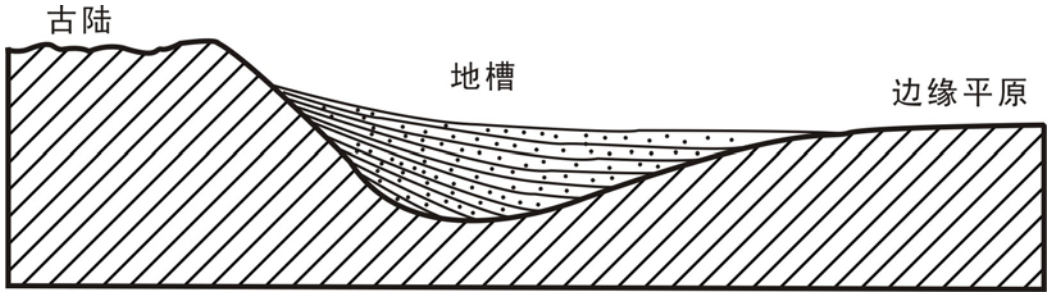


图 2 典型地槽及古陆和边缘平原的横剖面（按 Grabau 1924, Fig.5）

主要参考文献：

Grabau, A.W. 1924, Migration of geosycline, Bulletin of the Geological Society of China, V.3, No. 3-4 pp.207-349.

Grbau, A.W., 1923-1924, Stratigraphly of China, Part 1, Paleozoic and Older, published by Geological Survey Minizstry of Agriculture and Commerce. Pp.528, Peking.

地质矿产部地质词典办公室，1983，地质词典，北京，地质出版社，1-457（123 页）。

黄汲清，1045，中国主要地质构造单位，中央地质调查所地质专版，20:1-165.

黄汲清，1960，中国地质构造基本特征的初步总结，地质学报。V.40, No.1, P.1-37.

五台山太古宙变质基性岩的地球化学及岩石成因

吕勇军，刘树文，李秋根，刘超辉

（北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学地球与空间科学学院，北京 100871）

中部构造带(CTZ)把华北克拉通分成了西部陆块(WCB)和东部陆块(ECB) ,在这里不仅发现了新太古－古元古代的高压麻粒岩，而且识别出了约2.0－1.8Ga的构造热事件，后者被认为是东西陆块之间最重要的碰撞事件，导致了华北克拉通的最终固化. 然而对于中部构造带形成的构造模式和动力学特征仍然存在许多分歧, 一个重要原因是对于中部构造带杂岩体的性质了解不够，因此需要对每个杂岩体的岩石进行地球化学的研究。

五台山变质杂岩中的新太古代变质基性岩主要由变质辉长岩、绿泥石片岩及角闪岩组成。根据稀土配分模式可以把它们分为三组：第一组具有平坦的稀土配分型式，稀土总量比较低(29~52ppm),显示弱的Eu负异常及无异常(Eu_N/Eu_N^*=0.84~1.02), 轻稀土略有亏损到弱富集(La_N/Yb_N=0.86~1.3)。原始地幔标准化图解上具有平坦的分布模式和明显的Zr负异常。

用Yb标准化的HFSE比值可以消除或减少部分熔融和高压分离结晶作用对元素含量的影响，从而得到岩浆源区的地球化学性质。在Th/Yb-Nb/Yb图上样品分布于富集地幔区域，Th/Nb比值高于MORB。其稀土及原始地幔配分模式与MORB，OIB等很不相同，因此这组样品不太可能是洋中脊或洋岛玄武岩。Nb/U－$(La/Sm)_{pm}$及Nb/Th－$(La/Sm)_{pm}$图上样品位于大洋高原玄武岩区域，在Hf/3-Th-Ta三角图上位于板内拉斑玄武岩区。平坦的REE配分模式类似于太平洋的大洋高原拉斑玄武岩。这些地球化学特征表明这组变质基性岩可能代表了残余的古洋壳，类似于大洋高原拉斑玄武岩。其母岩浆可以来源于新太古代大洋板内地幔柱导致的部分熔融。

第二组稀土总量明显高于第一组(34~116ppm)，具有轻稀土富集的配分型式(La_N/Yb_N=1.76~4.34), 弱的 Eu 负异常到正异常(Eu_N/Eu_N^*=0.76~1.16)，原始地幔标准化图谱具有右斜分布型式，Nb, Ta ,Zr, Ti 负异常。

在 Th/Yb-Nb/Yb 图上样品分布于富集地幔区域，Th/Nb,Nb/Yb 比值均高于第一组样品，反映岩浆源区是经过俯冲带流体/熔体改造后的富集地幔楔特征。Nb/Th－Nb/Yb 图上投点位于第一组和第三组之间，可以看出这组样品 Nb/Yb 比值变化范围很小但 Nb/Th 比值变化很大，显示了俯冲板片脱水流体的交代特征。Nb/Th, Nb/U－(La/Sm)pm 图上投点位于岛弧火山岩区域，$(La/Sm)_{pm}$比值变化不大但 Nb/Th, Nb/U 变化范围很大也反映了板片流体改造的特征。Nb/Ta 比值（大部分为 12－16）低于球粒陨石及原始地幔表明流体富集，因为 Nb 在金红石和流体之间的分配系数大于 Ta 从而使流体中 Nb/Ta 比值降低。Ce-Ce/Yb 相关图上投点高于尖晶石二辉橄榄岩的熔融曲线也表明流体对 LREE 的富集作用。Nb，Ta，Zr/Hf, Ti 的负异常可以用源区残留金红石和锆石来解释。稀土和微量元素特征表明其代表了板片流体交代地幔楔部分熔融形成的岛弧岩浆。

第三组具有最高的稀土总量(61~192ppm)，轻重稀土分馏强烈(La_N/Yb_N=7.12~16)，具有Eu负异常(Eu_N/Eu_N^*=0.81~0.95)，原始地幔标准化图解上为右斜模式，轻重稀土分馏最强，具有显著的类似岛弧环境的Nb, Ta, P, Ti负异常，Zr无异常到负异常。

在 Th/Yb-Nb/Yb 图上样品分布于富集地幔区域，Th/Nb,Nb/Yb 比值均高于前两组样品，也反映了岩浆源区是经过俯冲带流体/熔体改造后的富集地幔楔特征。

稀土配分模式和原始地幔标准化图解同五台杂岩中长英质火山岩非常一致，Wang et

al.(2004)认为五台杂岩中长英质火山岩代表了板片熔融产生的埃达克质熔体。这组火山岩也可能与板片熔体密切相关。Nb/Th－Nb/Yb 图中看出 Nb/Th 比值恒定而 Nb/Yb 比值变化很大，这表明部分熔融起主要作用，反映了板片熔体加入的特征。Nb/Th, Nb/U－$(La/Sm)_{pm}$ 图中可以看出 Nb/U，Nb/Th 比值比较恒定但在三组变质岩中是最低的，而$(La/Sm)_{pm}$比值变化很大，投点位于 TTGs 区域，表明板片熔体的影响特征。低的 Zr/Hf(<30)和 Nb/Ta(<17.5)比值表明岩浆来源于板片脱水或熔融。Ce-Ce/Yb 相关图上投点大大偏离尖晶石二辉橄榄岩熔融曲线可能也表明熔体对地幔楔橄榄岩交代富集的影响。稀土和微量元素特征都表明板片熔体的显著贡献，同时相对较高的 Mg#（达 91）和较低的 FeO_t/MgO 表明它们可能来自于被板片熔体交代的上覆地幔楔的部分熔融。HFSE（Nb，Ta，Zr/Hf，Ti）的负异常可以用板片熔体交代地幔楔来解释，因为板片熔融时锆石（Zr/Hf 的主要载体）和金红石（Nb，Ta，Ti 的主要载体）是残余相从而使产生的熔体强烈亏损 HFSE，受板片熔体交代的地幔楔发生部分熔融时继承了这种 HFSE 亏损的特征。稀土和微量元素特征表明其代表了板片熔体交代地幔楔部分熔融形成的岩浆。

五台杂岩中这三组岩石的鉴别对于揭示新太古代大陆地壳增生机制有重要意义，在俯冲带大洋高原玄武岩被堆积在前弧，俯冲下去的板片在浅部脱水交代地幔楔部分熔融形成岩浆，在深部板片发生熔融，上升的熔体交代地幔楔部分熔融形成岩浆，随后在华北东西陆块碰撞过程中混合在一起形成五台杂岩体。

主要参考文献：

Baksi, A.K.,2001. Search for a deep-mantle component in mafic lavas using a Nb-Y-Zr plot. Can. J. Earth Sci., 38,813-824.

Hollings,P.,Kerrich,R.,2000. An Archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association: the 2.7Ga confederation assemblage of the Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province. Contrib.Miner.Petrol.139,208-226.

Krner,A.,Wilde,S.A.,Li,J.H.,Wang,K.Y.,2005. Age and evolution of a late Archean to Paleoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China.Journal of Asian Earth Sciences 24,577-595.

Liu, S. W., Li, J.H., Pan, Y.M., Zhang, J., Li, Q.G.,2002a. An Archean metamorphic block in the Taihangshan and Hengshan regions: constraints from geochronology and geochemistry. Progr. Nat. Sci. 12(8), 568-576.

Liu, S. W., Pan, Y.M., Li, J.H., Zhang, J., Li, Q,G.,2002b. Geological and isotopic geochemical constraints on the evolution of the Fuping Complex, North China Craton. Precambrian Res. 117, 41-56.

Liu, S.W., Pan Y.M., Xie Q.L., Zhang J., Li Q.G., 2005. Geochemistry of the Paleoproterozoic Nanying granitic gneisses in the Fuping complex: implications for the tectonic evolution of the Central zone,North China Craton. Journal of Asia Earth Sciences 24, 643-658.

Liu, S.W., Pan, Y.M., Xie, Q.L., Zhang, J. and Li, Q.G., 2004. Archean geodynamics in the Central Zone, North China craton: constraints from geochemistry of two contrasting series of granitoids in the Fuping and Wutaishan complexes. Precambrian Res. 130, 229-249.

Liu, S.W., Zhao, G.C., Wilde, S. A., Shu, G.M., Sun, M., Li, Q.G., Tian, W., Zhang J., 2006.Th-U-Pb monazite geochronology of the Lliang and Wutai Complexes: constraints on the tectonothermal evolution of the Trans-North China Orogen. Precambrian Research,(in press).

Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46, 411-429.

Mnker, C.,1998. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back-arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques. Chemical Geology.144, 23-45.

Mnker, C.2000. The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River arc system, New Zealand: identification of four source components. Journal of Petrology.41,759-788.

Polat，A., Kerrich,R.,2000. Archean greenstone belt magmatism and the continental growth-mantle evolution connection: constraints from Th-U-Nb-LREE systematics of the 2.7 Ga Wawa subprovince, Superior Province,Canada. Earth Planetary Science Letters 175,41-54.

冀北赤城红旗营子群黑云斜长片麻岩的锆石 SHRIMP 年龄：晚古生代沉积—变质的证据

倪志耀[1,2]，翟明国[2]，石玉若[3]，马叶情[1]，刘海[1]

（1. 成都理工大学地球科学学院 成都 610059;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029;
3. 北京离子探针中心 北京 100037）

冀北赤城红旗营子群主要分布在赤城—崇礼深大断裂带以北的镇宁堡、吕和堡、云洲、马营和三山村一带，在独石口也有零星出露，多呈北西向带状分布。其岩石类型主要为(石榴或角闪)黑云斜长片麻岩，偶见大理岩透镜体，呈明显的变余层状构造。红旗营子群基本上是一套变质程度达角闪岩相、以形成于大陆边缘的陆源碎屑沉积岩为原岩的沉积变质岩系。其内部分布有大量构造侵位的、以洋壳岩石为原岩的变质岩石，包括退变榴辉岩、斜长角闪岩及变质橄榄岩等。其中，斜长角闪岩是退变榴辉岩进一步退变的产物。

从黑云斜长片麻岩中的锆石特征来看，可分成两组： 一种为残留锆石，Th/U 大于 0.1，属于岩浆成因锆石，来源于母岩风化，年龄值在 369~1855 Ma 之间，但主要在 414~482 Ma 之间，没有发现年龄大于 1855 Ma（古元古宙）的锆石颗粒，说明黑云斜长片麻岩的原岩形成于晚古生代，且主要物质来源为形成于 414~482 Ma 之间的岛弧岩浆岩。另外，在残留颗粒边部获得 349Ma 和 314~321Ma 的变质年龄，反映其所经历的后期变质事件；另一组为新生锆石，Th/U 小于 0.1，属于变质成因锆石，年龄数据分别为 322 Ma 和 340 Ma，但以前者为主。这两组数据与退变榴辉岩的锆石年龄数据（322—327 Ma 和 341 Ma）相对应，说明红旗营子群黑云斜长片麻岩的原岩经历了两期变质事件，但与榴辉岩折返有关的麻粒岩相退变质作用对其影响较小，而区域角闪岩相变质作用促使其同退变榴辉岩岩块一起经历角闪岩相变质作用。

对于冀北赤城红旗营子群的时代归属，目前尚有不同的看法。虽然存在着新太古宙与古元古宙之间的争论，但普遍认为红旗营子群属于早元古宙，形成时限大体在 2450—2000Ma 之间。然而，从我们目前所获得的黑云斜长片麻岩的锆石 SHRIMP 年龄资料来看，赤城地区红旗营子群无疑属于晚古生代的沉积-变质岩系。因此，不宜再将其作为古元古宙的地层来对待。

本文研究得到国家自然科学基金（编号：40234050，40472041）资助。

华北克拉通中部~ 1.78 Ga基性岩墙群和熊耳裂谷火山岩系的关系初探

彭 澎[1]，翟明国[1]，郭敬辉[1]，赵太平[2]，刘 富[1]，胡 波[1]

（1. 中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029;
2. 中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640）

1.78 Ga 前后（1790-1750 Ma）基性岩墙群与同时期熊耳裂谷中的火山岩系无疑是华北克拉通该时期最为重要的岩浆活动记录（图 1），它们是不是相同岩浆活动的产物这一科学问题备受关注。

研究表明，这一时期的岩墙群分为两个世代，分别发育于 1780 Ma 和 1760 Ma 前后，以第一个世代发生量最大，影响范围也最广。这一世代的岩浆活动在华北克拉通中部、西部都有广泛发育，东部地区大量分布的岩墙是否属于同一世代，还缺乏可信的年龄数据。这一世代的岩墙成分变化较大，包括玄武质和安山质岩墙。第二世代目前只发现于华北克拉通中部北段南北向的带上，我们推测这一带状区域正是两个世代岩墙活动浅部岩浆房的展布方向。其总体分布范围在 10 万 km^2 以上。从分布范围和规模来看，可以称之为大型岩浆岩省（Large Igneous Province，LIP）。

熊耳裂谷中熊耳群发育巨厚的火山岩系，其分布范围包括华北南缘的中条山、崤山、熊耳山和外方山等地区。新的研究数据表明在华北克拉通中部吕梁山地区亦有分布。分布范围在 6 万 km^2 以上，地层厚度多在 3000-7000 m 之间。火山岩主要为安山岩和流纹岩，基性成分少见。有可能是一个硅质大型岩浆岩省（Silicic LIP）。

综合多方面的研究成果以及野外地质观察和相应岩石学、同位素年代学和地球化学工作，我们认为这一大型基性岩墙群是熊耳裂谷火山岩系的岩浆通道（Feed Dyke）。1. 基性岩墙和火山岩系二者具有相同的锆石 U-Pb 年龄，指示相同的形成时代；2.熊耳裂谷系分布区及其周缘可以看到明显的岩浆通道；3. NNW 向岩墙的方向通过晚期地块旋转和变形校正后呈现从火山岩系分布区向外发散的特征，同时岩墙的流动方向均为从南向北、从下向上，这些都符合岩浆通道与火山岩系的空间展布关系；4. 分布在华北中部北段的第一世代基性岩墙可见反应边结构，该结构指示该地区基性岩墙从 20 km 左右的深度发生抬升，而中部南段未见类似结构，指示所发生的抬升幅度存在差异，因此即使这一地区发育相应的火山岩系，也已因后期构造抬升而被剥蚀。该特点与熊耳裂谷火山岩系的分布特征一致，即火山岩只分布在中部南段，而北段未见。这一观察也与岩墙古地磁研究认为该地区发生块体掀斜的认识一致；5. 火山岩和第一世代成分为安山质的岩墙具有完全一致的主量、稀土和微量元素含量和配分模式以及 Sr-Nd 同位素初始值，指示相同的岩浆源区。

基性岩墙群的主体是玄武质成分，而火山岩系主要为安山质。这说明岩浆房中的岩浆通过岩浆通道（岩墙）后，成分发生变化，到达地表时主要为富硅的成分。这一点与地质观察以及我们对岩墙的岩石成因过程的解译一致。地质观察方面，能够代表母岩浆成分的岩墙主要分布在狭窄的带状区域，而岩墙从南到北，按照地壳出露深度来理解也就是从深部到浅部，成分总体上变得更富硅。靠近火山岩区域的岩墙主要是富硅的岩墙。从岩石成因解释上，岩墙的岩浆存在明显分离结晶作用，这种结晶作用由早期的富铁贫硅到晚期的富硅贫铁演化，最后出现的岩墙成分上为安山质，这与火山岩的成分一致。当然，另外一个因素，即地壳混染的因素带来的影响肯定存在，但是影响程度还需要进一步评估。

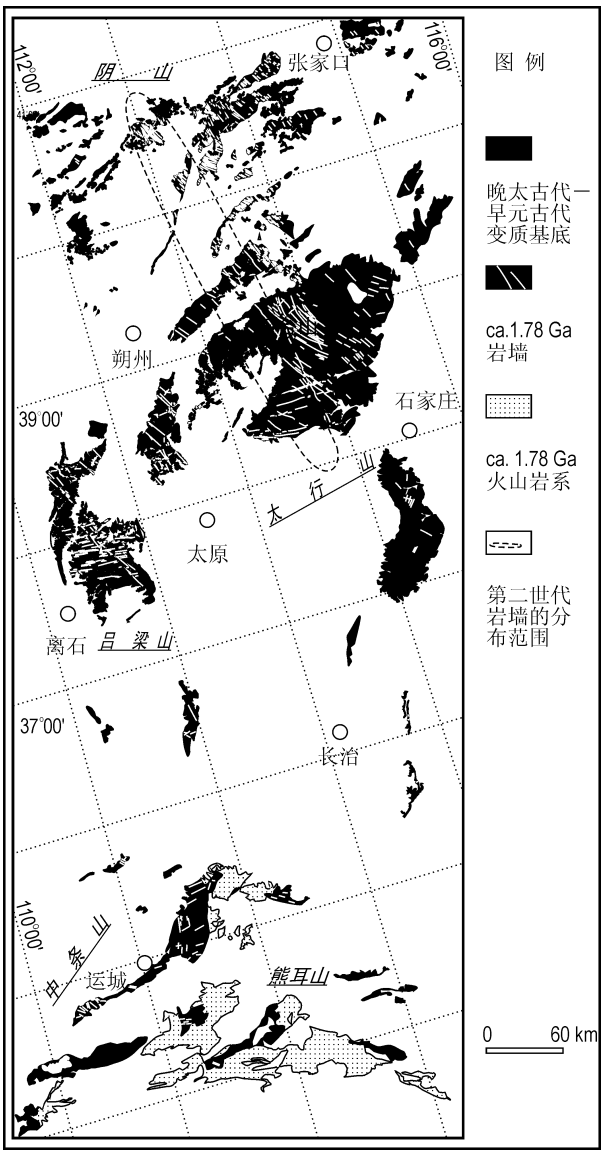


图 1 华北克拉通中部～1.78 Ga 基性岩墙群和同时期熊耳裂谷火山岩系地质简图

因此，我们认为 ca. 1.78 Ga 基性岩墙群和同期熊耳裂谷火山岩系为同一岩浆事件的产物，基性岩墙是火山岩系的岩浆通道，即火山岩系是基性岩墙的地表对应物。它们共同构成了一个大型岩浆岩省。这一大型岩浆岩省代表了该时期发生了具有重大影响的板内岩浆活动，能够指示这一时期地质事件的性质和华北克拉通演化的关键过程。

参考文献（篇幅限制仅例综述性参考文献）：

彭澎. 2005. 华北克拉通中部 ca.1.8 Ga 镁铁质岩墙群的成因和构造意义. 中国科学院地质与地球物理研究所. 博士学位论文. 213 pp.（基性岩墙的研究情况可参阅此文）

赵太平, 王建平, 张忠慧, 等著. 2005. 中国王屋山及邻区元古宙地质研究. 北京: 中国大地出版社. 140 pp. （火山岩系的研究情况可参阅此文）

Pirajno, F., Chen, Y.-J. 2005. The Xiong'er Group: A 1.76 Ga Large Igneous Province in East-Central China? from www.largeigneouprovince.com.

南极中山站区长英质片麻岩中夕线石的形成与变形-变质-深熔作用的关系

任留东[1]，王彦斌[1]，刘晓春[2]，赵 越[2]

（1. 中国地质科学院地质研究所，北京 100037;
2. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081）

夕线石是中-高级长英质片麻岩中一种很常见又非常重要的变质矿物。在变质带厘定中的夕线石带，变质温压条件限定中的 Al_2SiO_5 三相变化及三相点的位置，都是变质地质研究中常常面临的问题。夕线石的形成过程很复杂，牵涉到中-高温变形-变质、深熔作用甚至岩浆作用等不同的过程。

在我国南极中山站所在地---拉斯曼丘陵---的高级长英质片麻岩中，夕线石主要呈柱状产出，仅有少量的毛发状夕线石。该区深熔作用强烈发育，产出相当数量的混合岩和花岗岩。

通过详细的野外观察和显微结构分析，我们注意到了一种特殊现象，即浅色矿物组合与暗色矿物组合的明显分离：

无夕线石长英质片麻岩的变质组合：Bt, Fl, Grt, Opx, Mt-Ilm, Qtz, Ap；

含夕线石长英质片麻岩的变质组合：Bt, Fl, Sil, Crd, Spr, Crn, Spl, Rt, Grt, Opx(?), HIM-Mt, Qtz, Mna, Xnt.

一般认为，深熔作用消耗夕线石：

$$Pl+Kfs+Sil \rightarrow Qtz+H_2O+melt$$

$$Bt+Kfs+Sil+H_2O \rightarrow melt$$

$$Bt+Sil+H_2O \rightarrow Crd+melt$$

$$Bt+Pl+Sil+Qtz \rightarrow Grt+melt$$

其结果，生成过铝质熔体；其中，夕线石与黑云母、石英一样，均被当作一般反应物处理。实际上，夕线石的形成本身就是一个复杂的过程。

由于产物（Fib）缺少相应可替代的反应物，Atherton(1965)认为不存在递进变质，而是由原岩→变质岩；Chinner(1966)认为 Fib 系准稳定，即越过反应线的产物；Pichavant et al.(1988a)指出，细夕线石是一种早期岩浆相，但是并没有发现 Fib or Sil 自伟晶岩结晶的岩相证据。

与变形的关系。夕线石的形成首先与变形（构造）有关。(Fib)Sil“条带”沿先前裂隙形成，其延伸可与片理一致，也可不一致，夕线石定向混乱，与细脉的弯曲相一致，反映了经过流变或流动的过程。

与泥质岩的关系。在电气石-石英变质岩组合产出夕线石，当然，电气石也属于富铝矿物；夕线石可在变杂砂岩、变花岗岩，甚至变基性岩中出现，说明夕线石的形成与富铝**泥质岩**没有直接对应关系。

与矿物的成分关系上看，云母而不是长石的分解对夕线石的形成更为重要，夕线石是“云母±长石”分解的产物。夕线石同样也是反应产物链上的一部分，而不简单是早期反应物。

在长英质片岩或片麻岩中，常常可以见到浅色脉体，组成为 Qtz±Ab，随着变质程度的升高，其中的 Al, Na, Ca, K 组分越来越多。应变分解造成了不同的应力区，出现了压力梯度，夕线石的形成首先与应变分解有关，这可能同时也是组分分异的原始动力：压力梯度与化学成分梯度一起促使多种形式的分异发生，与“应变分解”相对应，可能发生了化学成分的“组分分解”，即在原岩基础上分异形成两种或多种不同成分的“域”。任何一种“组分分量”均与原岩成分相关但又不同于原岩成分，多种分量的“加权合成”即原岩成分。

先是 SiO_2(Al_2O_3)与其他组分如 Mg, Fe, Ca, Na, K 的分离，由于缺乏络阴离子的络合，导致阳离子之间的分离，应属溶液性质；随后进入熔体阶段，组分之间的溶合加强。所以在夕线石形成的同时形成（镁）铁钛氧化物（磁铁矿-钛铁矿-赤铁矿±尖晶石±刚玉），之后阴-阳离子团汇聚，才出现其他的镁铁质矿物（黑云母-石榴子石-堇青石）和长英质矿物（钾长石-斜长石-白云母-石英）等。

夕线石的形成牵涉到溶液-熔体之间的转变：在初期变形、破碎阶段，矿物发生碎裂和流变，是以溶液为主的阶段，流体相、固相之间属物理关系，含水矿物所含挥发分可处于饱和或过饱和状态，经分解后溶入溶液或以独立的挥发分相出现；当熔融发生时，挥发分往往形成熔体结构的一分子，而由云母等矿物分解所导致的挥发分不足以使新生成的熔体饱和，即熔体中的挥发分通常处于不饱和状态(Thompson, 1982; Clemens, 1984; Grant, 1985; Vilzeuf and Holloway, 1988)，这样，溶液中的挥发分如 H_2O, B, Cl, F 趋于向熔体部分迁移、集中，原先用以维持溶液或溶浆迁移的络合物等趋于解体，从而导致夕线石的快速沉淀。

夕线石是深熔作用初期阶段的准稳定产物，一旦深熔作用发展完善，夕线石不再形成或趋于消失：Sil→Grt, Pl, Kfs(此时 Sil 基本稳定保存)；Sil→Crd(此时 Sil 趋于分解)。至于晚期偶尔可见磁铁矿周围可出现 Sil-Bt 的反应边，可能也是组分分离（分凝）的结果，因为，深熔作用的发生常常是多幕次的。

因此，在高角闪岩相-麻粒岩相变质环境、尤其深熔作用发生的地质过程中，夕线石的形成并非简单递增变质的结果，也不是深熔过程中的一般反应物，其出现往往标志着深熔作用的开始。随着深熔的逐步发展，裂隙趋于愈合，组分难于分离，夕线石很少形成。

Central Altaishan Terrane: a rifted 470-500 Ma arc, not a micro-continent, evidence from zircon U-Pb and Hf isotopes

Min Sun[1], Chao Yuan[2], Wenjiao Xiao[3], Shoufa Lin[4], Xiaoping Long[1,2], Xiaoping Xia[1] and Kenny Wong[1]

（1. *The University of Hong Kong, Department of Earth Sciences, Hong Kong, China*

2. *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Wushan, Guangzhou, China*

3. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Dewai, Beijing, China*

4. *Department of Earth Sciences, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, N2L 3G1, Canada* ）

The high-grade gneisses in the Central Altaishan Terrane are commonly envisaged as basement rocks of a micro-continent, and Proterozoic ages were assigned (e.g. Windley et al., 2002; Li et al., 2006). However, these rocks have granitic compositions and are characterized by high Mg, Ni, and Cr contents. Geochemical data show arc affinities for these gneisses. Zircon U-Pb isotope analyses by LA-ICP-MS indicate that these gneisses were crystallized at 470-500 Ma. Inherited zircons with Neoproterozoic ages are common and ~2.5 Ga zircons also exist. εHf values for zircons from these gneisses vary from -15 to +10, indicating the precursor magmas came from old crust with input of significant amount of juvenile materials. These results suggest that the protoliths of these gneisses were formed in a continental arc environment in the Ordovician, which was possibly developed on a continental margin dominated by Neoproterozoic rocks. The gneisses were possibly rifted away from the old continent, because zircons from younger granitoids (380-420 Ma) lack Precambrian inheritance and give positive εHf values. This study questions the existence of a micro-continent in the Chinese Altai.

This study is supported by Hong Kong RGC (HKU7040/04P).

References

Li, H.J., He G.Q., Wu T.R. and Wu B., 2006. Confirmation of Altai-Mongolia microcontinent and its implications. Acta Petrologica Sinica, 22(5), 1369-1379.

Windley B. F., Kröner A., Guo J. H., Qu G., Li Y. Y. and Zhang C., 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution. Journal of Geology, 110: 719-737.

山东胶北地体构造属性：同位素年代学和地球化学证据

唐 俊[1]，郑永飞[1]，吴元保[1,3]，龚 冰[1]，柳小明[2]

（1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥，230026;
2. 大陆动力学教育部重点实验室，西北大学地质系，西安，130061;
3. 中国地质大学地球科学学院，武汉，430074）

胶北地体位于山东半岛西北部，沿五莲－烟台断裂与苏鲁超高压变质带直接接触，但目前对胶北地体大地构造归属和苏鲁造山带板块缝合线的具体位置还存在着不同认识。本文对胶北地体前寒武纪变质岩中的 TTG 片麻岩、斜长角闪岩和基性麻粒岩包体、混合岩和粉子山群(荆山群)变质沉积岩等进行了系统的锆石 U-Pb 定年、元素和 Sr-Nd-O 同位素分析。研究结果不仅对胶北变质地体的原岩性质和变质特征提供新的年代学和地球化学证据，而且有助于正确理解胶北地体大地构造属性和板块缝合线位置。

TTG 片麻岩富集 LREE 和 LILE，亏损 HREE 和 Nb、Ta、P、Ti、Y 等元素。LA-ICPMS 法获得的岩浆锆石 U-Pb 谐和年龄为 2691±12～2696±10 Ma，部分锆石记录了 1.7～1.8Ga 左右的变质事件。TTG 片麻岩氧同位素组成比较均一，单矿物激光氟化法获得的锆石 $\delta^{18}O$ 值为 5.1～5.55‰。全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$为+1.6，Nd 模式年龄为～2.9Ga。因此 TTG 片麻岩的原岩时代为晚太古代，TTG 岩浆主要来自于加厚地壳根部玄武质初生地壳的部分熔融，TTG 岩浆在形成、运移和侵位过程中未受到地幔楔和表壳物质的明显混染。TTG 片麻岩中的斜长角闪岩包体多数具有地幔特征的元素和 Nd-O 同位素组成，但明显亏损 Nb 和 Ta 等高场强元素，与岛弧岩浆岩相似。锆石 U-Pb 定年获得的斜长角闪岩原岩年龄和变质年龄分别为 2506±18 Ma 和 1769±60 Ma。因此斜长角闪岩的原岩是晚太古代侵位于 TTG 岩基中的基性岩脉，其构造背景可能为弧后裂谷。基性岩浆来自于 2.5Ga 亏损地幔源区，但局部受到了古老陆壳物质的混染，导致部分斜长角闪岩微量元素和 Nd-O 同位素组成发生显著变化。TTG 片麻岩中的基性麻粒岩包体也具有幔源特征的元素和 Nd 同位素组成。锆石 U-Pb 定年获得的麻粒岩原岩年龄和变质年龄分别为 2379±54 Ma 和 1794±41 Ma，全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$为+5.7，Nd 模式年龄为～2.4Ga，变质锆石 $\delta^{18}O$ 值为 4.8‰。因此基性麻粒岩原岩岩浆来自于 2.4Ga 亏损地幔源区，可能混染了少量地表物质。粉子山群副片麻岩和片岩具有典型碎屑沉积岩的氧同位素组成，全岩 $\delta^{18}O$ 值均>10‰。粉子山群斜长角闪岩则具有地幔岩石的氧同位素组成，全岩 $\delta^{18}O$ 值为 5.5‰，表明其原岩可能为幔源基性火山岩。粉子山群斜长角闪岩局部遭受到混合岩化变质作用，由变质锆石 U-Pb 定年获得的混合岩化变质年龄为 1748±22 Ma。变质锆石具有相对较高的氧同位素组成，$\delta^{18}O$ 值为 6.1～7.7‰，表明混合岩化变质过程中有高 $\delta^{18}O$ 值流体加入。

胶北地体前寒武纪变质岩在原岩性质、变质作用和 Nd-O 同位素组成等方面与华北板块非常相似，而与胶东超高压变质地体差异明显。胶北区域变质时代在 1.76Ga 左右，比华北板块 1.85Ga 陆陆碰撞事件晚了约 100Ma。因此胶北地体 1.76Ga 区域变质作用构造背景可能与华北板块 1.85Ga 造山带的后期垮塌事件有关。胶北地体 TTG 岩石的形成比华北板块同类岩石早了约 200Ma，可能是华北板块东南缘的微陆块，但是大地构造上仍然属于华北板块的一部分。

胶北地体东南部边界即五莲－烟台断裂应该为华北和扬子板块的缝合线。作为三叠纪扬子板块俯冲和折返时的仰冲盘，胶北地体可以遭受到与大别－苏鲁造山带相似的构造变形。另外，陆壳俯冲过程中应该存在着与现代洋壳俯冲带相似的俯冲侵蚀(subduction erosion)现象。浅部俯冲侵蚀作用(frontal subduction erosion)可以使得少量扬子板块表壳岩逆冲至胶北变质结晶基底之上，而深部俯冲侵蚀(basal subduction erosion)则可以使得少量华北板块基底岩石构造侵位于超高压变质带中。这对解决目前板块缝合线位置之争具有重要启发。

河南嵩山地区早前寒武纪构造岩浆热事件
——锆石 SHRIMP 年代学证据

万渝生[1,2]，刘敦一[1,2]，王世炎[3] ， 赵 逊[4]，
周红英[1,2]，杨长秀[3]，高林志[1]
（1. 中国地质科学地质研究所； 2. 北京离子探针中心；
3. 河南地质调查院； 4. 中国地质科学院）

河南中部嵩山地区早前寒武纪基底由新太古代登封群、古元古代嵩山群和早前寒武纪花岗质岩石组成。其中登封群（登封岩群）由去掉花岗质岩石的原“登封杂岩”（马杏垣，1957）表壳岩组成。它们呈近南北向延伸，产状近于直立，被划分为石牌河组、郭家窑组、常窑组和石梯沟组（河南省地质局矿产局，1989）。主要由斜长角闪岩角闪变粒岩、黑云变粒岩、云母石英片岩及磁铁石英岩（BIF）等组成，变质原岩为基性火山岩、中酸性火山岩和碎屑沉积岩。变质程度为角闪岩相。曾获得斜长角闪岩~2.5 Ga 的 Sm-Nd 等时线年龄（李曙光等，1987）。早前寒武纪花岗质岩石包括闪长岩、TTG 和二长花岗岩、钾长花岗岩等，它们也呈近南北向分布。在登封西侧有一规模较大的二长花岗岩体，呈东西向分布，侵入古元古代嵩山群，其特征与其它早前寒武纪花岗质岩石有明显区别。

本文对登封群变质火山岩和代表性的不同类型早前寒武纪花岗质岩石进行了锆石 SHRIMP 年代学研究。1）登封群变质中酸性火山沉积岩（XS0416-6）岩浆锆石年龄为 2.51 +/- 0.02 Ga；2）登封群变质石英角斑岩（XS0416-8）岩浆锆石年龄为 2.52 +/- 0.01 Ga；3）闪长岩（84015）岩浆锆石年龄为 2.49 +/- 0.01 Ga（王泽九等，2004）；4）灰色片麻状 TTG 花岗岩(XS0416-10) 岩浆锆石年龄为 2.53 +/- 0.01 Ga；5）二长花岗岩（XS0416-12）岩浆锆石年龄为 2.55 +/- 0.01 Ga；6）钾长花岗岩（XS0416-11）岩浆锆石年龄为 2.51 +/- 0.03 Ga；7）呈东西向较大规模分布的二长花岗岩（XS0416-1）岩浆锆石年龄为 1.78 +/-0.01 Ga。

结合地球化学研究，可以得出如下认识：1）登封群形成于 2.52-2.51 Ga,进一步证实前人登封群形成于新太古代晚期的认识；2）登封群表壳岩形成时代比一些深成岩体稍晚，这与五台地区情况类似。登封群及花岗质岩石在岩石组合、地球化学组成和形成时代等方面与北部五台群+阜平杂岩+恒山杂岩十分类似；3）登封群表壳岩和不同类型花岗质岩石形成在一相对较短的时间范围内（2.55-2.49 Ga）。实际上，这一现象在华北克拉通其它许多地区也普遍存在。我们认为，华北克拉通新太古代晚期大规模的地壳增生是地幔柱或板底垫托作用的结果；4）1.78 Ga 二长花岗岩为吕梁运动后华北克拉通进入拉伸体制的产物。

太古宙陆壳增生的断陷构造盆地模式

王仁民，宋复梅，凤永刚
（北京大学 地空学院）

在太古宙末期类现代的板块构造发育之前，国内外学者包括笔者(1997)都倾向于大构造受地幔羽的控制。M.J.de Wit(1998)曾指出在确认的弧后盆地出现之前，可以有洋壳断片叠置于古陆壳之间，但未发现大规模洋壳俯冲的过程。当时的大地构造基本样式是什么？这就需要深入细緻地从分析几个太古宙绿岩带做起。而基本思路必须是小道理服从大道理。

我国太古宙绿岩带有那些基本的成因标志呢？<1>它们经常是处在古陆边部，甚至就在两个不同时代、不同经历的古陆核的结合部位。白瑾(1996)早已注意到这一点。如五台绿岩带处在恒山与阜平陆块之间，遵化—密云绿岩带处在怀安与迁安陆块之间，青龙河绿岩带处在迁安与山海关陆块之间等等。<2>绿岩带的中下部、往往就在底部经常发育相当厚的陆源碎屑岩系。如恒山地区朱家坊组之下还有一套灰白色的前庄旺组，有人把它归入灰色片麻岩是错误的。它成层良好，产状稳定，含石英(>40％)明显多于长石，并常见石榴石和夕线石。在 AF 图上可见它们来源于长石砂岩，这才是五台超群真正的底部岩系。长石砂岩接触这有十分重要的涵意。<3>绿岩带本身往往自成一个独立的完整的复向斜构造盆地，地质上表明应比两侧的古陆核稍许年轻一点。<4>绿岩带的岩浆系列一般都很复杂，富镁系列、拉斑玄武系列和钙碱性系列兼而有之，且常见双峰式建造，断章取义是不妥当的。<5>绿岩带基性火山岩的熔融产物，如 TTG 等侵位之后基本上仍然还在绿岩带的范围之内或其附近，表明并未发生大规模的洋壳俯冲。它们还常常破坏了由前述三条已可确认的绿岩带与古陆核之间的不整合关系。<6>绿岩带的旁侧通常还发育一个更晚期的陆源碎屑盆地。如五台绿岩带之旁有滹沱盆地，遵化—密云绿岩带之旁有四合堂盆地等。

由以上基本的地质事实为基础，我们认为在太古宙末期弧后盆地出现之前，太古宙地壳增生演化的基本样式是非板块的，当时主要的构造模式是在古陆核对接结合带的断陷盆地。大致有三个发育阶段：

（1）中太古宙时期，地壳上积累了一批古陆核，在地幔对流的驱动下发生漂移、会聚和对接。

（2）在两个古陆核的对接部位，自然属于薄弱环节，逐渐形成断陷盆地。

（3）在地幔羽的影响下，断陷盆地进一步发展为绿岩带。它们的受力主要是垂直的，而不是水平的；沉降方式主要是陷落（sagduction），而不是俯冲（subduction），所以其熔融产物基本上仍在绿岩带范围之内。

江南造山带西段前寒武纪基底地层 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学

王孝磊，周金城，王汝成，邱检生，徐夕生

（壳幔演化和成矿作用国家重点实验室，南京大学地球科学系，南京 210093）

古陆块的拼合及其伴随的造山过程是研究地球历史上超级大陆演化的关键。过去十年来，基本以格林威尔期造山作用（1.3–1.0 Ga）拼合而形成的 Rodinia 超级大陆引起了广泛的关注和讨论。但该超级大陆的形貌和组成目前仍不明确，且不同陆块的拼合时间可能也并不相同。尤其是一些相对较小的陆块，如扬子和华夏板块，已有的研究表明它们的拼合可能发生在典型的格林威尔期造山作用之后，并有可能为 Rodinia 超大陆的最终拼合提供有用信息。

目前已广泛认同元古代晋宁造山作用（又称四堡造山作用）导致了扬子和华夏板块间的拼合。然而，对于其拼合时间仍有不同认识。最初，依据早期发表的同位素定年结果，晋宁作用被普遍认为发生在 1000–900 Ma 之间。后来，Li XH (1999) 根据其对桂北元古代花岗岩获得的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄指出扬子-华夏板块间的拼合应发生于 ca. 820 Ma，然而这些花岗岩后来又被他和李正祥博士等作为与地幔柱活动有关的非造山岩浆活动的产物(Li ZX et al., 2003; Li XH et al., 2003)。目前，对于晋宁造山作用时间的看法主要有：1000–900 Ma 之间(e.g. Li ZX et al., 2003)、靠近中/新元古代的边界（Matthew et al., 2006）、或者有一个较长的时间范围（1000–800 Ma)。处于扬子板块东南缘的元古代江南造山带是揭示扬子-华夏板块间拼合和演化历史的关键。近年来，大量的研究集中于江南造山带内的前寒武纪岩浆作用的性质上（如造山、非造山等），而对于该带内前寒武纪基底地层却缺乏足够关注。尤其是，对于这些地层的沉积时代缺乏可靠的年代学制约。

在江南造山带内，主要有两套低绿片岩相浅变质的前寒武纪沉积地层，二者之间以一个高角度的不整合面分割。通常认为，该不整合面记录了扬子板块东南缘一个区域性的造山事件，即晋宁运动。本研究所关注的对象即不整合面之下的地层（即冷家溪群及其相当地层），该套地层呈线状紧闭倒转褶皱，与不整合上覆的板溪群及其相当地层的宽缓褶皱明显不同，被认为是本区沉积地层的基底。这套基底地层为大量 S-型花岗岩侵入，根据早期发表的花岗岩的定年资料（如本洞岩体的 Rb-Sr 等时线年龄为 ca. 1063 Ma)，这些基底地层被认为属中元古代。然而，新的锆石微区 U-Pb 定年资料表明沿江南造山带分布的这些前寒武纪 S-型花岗岩主要形成于 ca. 835–800 Ma 之间。除了与蛇绿岩伴生的斜长花岗岩和与江南造山带东段弧火山岩伴生的 ca. 900 Ma 岛弧花岗岩外，目前尚未有 1000–900 Ma 的花岗岩侵入于本区基底地层的报道。很显然，所有这些新的花岗岩定年资料表明有必要重新探讨这些基底沉积地层的年代，进一步的年代学工作是必需的。

本次工作中，我们选取了江南造山带西段四堡群和冷家溪群基底地层中的五个沉积岩样品，从中认真分选锆石，进行了微区定年工作。定年结果表明，这些样品最年轻的年龄均靠近 860 Ma。把所有靠近该年龄的数据点统计来看，平均年龄为 866.7±3.7 Ma (2s, 95% conf., MSWD=2.4, n=52)，表明基底沉积地层的沉积作用发生在 ca. 860 Ma 之后。这与以前对这些基底地层的年代的认识明显不同。这个年龄同时也表明，在这些基底地层和不整合上覆的板溪群及其相当地层之间可能并不存在显著的（如 ca. 200 Ma）地层缺失。该年龄下限同时也表明扬子和华夏板块间的拼合作用应发生在 ca. 860 Ma 之后。结合该地区已发表火成岩的年代学资料，可以推断扬子东南缘发生的晋宁造山运动可能发生于 860–800 Ma，明显比典型的格林威尔其造山作用晚得多。另外，我们的定年结果显示了 1.0–0.86 Ga、1.8–1.6 Ga 和 2.5–2.4 Ga 三个年龄峰值，后两者可能表明了扬子板块是这些基底地层的一个重要物源，为其提供了老的沉积物质；而第一个峰则表明早期俯冲过程中产生的岛弧地体可能是这些基底地层的另外一个物源，提供了部分新生的物质。老的再循环的与新生的沉积物质之间的不同程度的混合形成了这些基底地层，它们可能作为了江南造山带内的 ca. 835–800 Ma 期间的 S-型花岗岩的源区，源区的成分变化可能导致了其部分熔融产生的花岗岩地球化学特征上的差异。

锆石 U-Pb 年代学和 Pb-Nd 同位素组成限制祁连山基底的构造属性

徐旺春[1]，张宏飞[1]，柳小明[2]，袁洪林[2]

（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. 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069）

本文对祁连山块体中化隆群变质岩系及侵入其中的花岗岩类进行了锆石 U-Pb 年代学和 Pb-Nd 同位素研究，据此限定祁连山地壳基底的构造属性。利用激光探针等离子体质谱（LA-ICPMS）分析技术，对化隆群副片麻岩及侵入其中的片麻状花岗岩中的锆石进行了 U-Pb 年龄测定。结果表明，化隆群副片麻岩中的碎屑锆石主要为岩浆成因类型, 其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄主要集中于 880-900 Ma 之间, 加权平均年龄为 891±9 Ma, 该年龄代表副片麻岩沉积物源区火成岩的岩浆结晶年龄, 同时代表了化隆群形成时代的下限；弱片麻状花岗岩的自形岩浆锆石的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为 875±8 Ma, 代表了化隆群形成时代的上限。因此, 将化隆群的形成时代限定在 875-891 Ma 之间。此外，所测样品中显示有 1000-1700Ma 的古老锆石，同时还显示有早古生代变质事件的年龄信息。基底岩系和花岗岩类具有相似的 Nd 同位素亏损地幔模式年龄（T_{DM}），主要分布于 1.65-2.15Ga，峰值为 1.90Ga 左右，缺乏太古宙地壳增长信息。基底岩系和花岗岩类全岩均以高放射成因 Pb 同位素组成为特征，所有样品 $^{206}Pb/^{204}Pb>18.6$，$^{207}Pb/^{204}Pb>15.6$，$^{208}Pb/^{204}Pb>38.4$。因此，祁连山块体中锆石的年龄结构、地壳增长历史和 Pb 同位素组成特征均与华北块体存在明显差异，而与扬子块体一致，反映了祁连山基底具有扬子型块体的构造属性。

秦岭造山带的前寒武系变质地层

杨 志 华

(长安大学地球科学学院,西安, 710054)

在秦岭造山带的基础研究中，前寒武系变质岩系、变质地层一直占有举足轻重的地位。不少地质学家将秦岭造山带的前寒武系变质岩系划分为两个部分：结晶基底和具过渡性质的褶皱基底。前者以秦岭群为代表；后者主要以武当群、宽坪群为代表。但近年的研究证明秦岭造山带中的前寒武系变质岩系、变质地层远比现在的认识复杂得多，如何按照秦岭的实际统一变质岩系、变质地层的时代和对比，也是秦岭研究中应解决的重大问题。

1. 秦岭前寒武系变质地层主要分布在以下地区(1)宝鸡、太白—佛坪、留坝、宁陕—汉中、文县碧口地区；(2)湖北房县、武当、两郧—淅川、商南、商县、丹凤、西峡地区；(3)商县以西—户县、周至地区；(4)(1)和(2)之间的山柞旬—安康一带呈天女散花零星产出的地区。其中(1)、(2)呈近南北向产出，(3)呈东西向产出。

2. 近期的研究工作和大范围的区调填图,陕西佛坪地区的前寒武系变质岩系最为重要,极有可能成为秦岭前寒武系变质地层划分和对比的基础。首先表现在该区的前寒武系变质地层是在原为上震旦统(“耀岭河群”)、下古生界、泥盆系地层的基础上重新确定的，它和北面的太白、宝鸡，南面的汉中、洋县一带的前寒武系变质地层联成一个南北向的变质地质体，造成西秦岭、祁连造山带与东秦岭造山带的地层—构造系统不能相连的构造格局。其次是佛坪地区出露的前寒武系变质岩系可能是秦岭造山带相对较完整、时序相对清楚的变质地层，它也可能成为秦岭前寒武系变质地层对比的基础。第三从佛坪向北至商丹带、向南到勉略带可以分出 4 套变质地层。第一套分布在佛坪县城所在地袁家庄附近，以花岗片麻岩为主夹斜长角闪片麻岩和基性麻粒岩，深熔作用、“混合岩化”和流变变形作用强烈，呈宽缓的背形“穹窿状”构造。分布在上述变质地层之上的第二套变质岩系是一套典型的孔兹岩系,出露的范围较大，该岩系曾经杨振升、陆松年教授鉴定。以富含碳、铝、硅为特征的深变质岩系。岩石主要为柘榴矽线片麻岩、石墨大理岩、石英岩、石墨石英岩、矽线石石英岩、磁铁石英岩、含碳(或碳质)片麻岩、片麻岩等。第三套变质岩系主要在佛坪龙草坪以北秦岭分水岭至周至板房子以南和宁陕火地塘、汤坪、菜子坪一带，岩性为中深变质的钙硅酸盐岩、变粒岩、大理岩、斜长角闪片岩、片麻岩、片岩等。第四套变质岩系在上述变质地层之北到周至下梁子(相当“商丹带”位置)，是一套浅中变质的片岩、变石英砂岩、斜长角闪(片)岩、夹少量大理岩，习称刘岭群或舒家坝群，原时代为泥盆纪,我们在多篇文章中论及它和含泥盆纪生物化石的刘岭群在组成、建造、变质及变形是完全不同的，其时代为新元古代，陕西区调队在凤县的相同地层中作出 7 亿年的数据,张宗清、姜常义在周至黑河地区作出 9 亿多年的测年数据, 区调队将该套地层命名为罗汉寺岩群(新元古界)。第四上述第一套与第二套；第三套与第四套之间均以韧性剪切带接触；第二套与第三套之间被龙草坪片麻状花岗岩分开，它们和龙草坪片麻岩套均为“断层”关系。为了叙述和讨论的方便,我们将以上四套变质岩系分别称袁家庄杂岩、佛坪杂岩、黑河岩群和涝峪岩群,其时代分别为太古代、太古代—古元古代、中元古代和新元古代。黄汲清先生在北秦岭所划出的秦岭系或秦岭群,在商县以东的主体相当佛坪杂岩、黑河岩群;商县—户县的主体相当袁家庄杂岩;周至户县黑河地区的主体相当涝峪岩群;太白岩体以西的宝太地区相当佛坪杂岩和涝峪岩群。

3. 武当—商南带南部的变质岩系是武当岩群和(南)耀岭河岩群(或组)，前者为酸性火山

岩，后者为基性火山岩。北部大致从陡岭至商南县城，从南向北依次出露陡岭杂岩、(北)耀岭河岩群、流(刘)岭群和武关岩群。陡岭杂岩原划分的三个组：大沟组、瓦屋坪组和周进沟组大致与佛坪地区的一、二、三套相当。流(刘)岭群为中-新元古界浅中变质岩系。武关岩群系裴先治等在测制 1∶5 万商南幅、清油河幅时新建立的岩石地层单位，它是在原商丹带南侧的流(刘)岭群中解体出来的一套中深变质岩系，其中获得大于 13 亿年的测年数据。商南耀岭河地区的(北)耀岭河岩群是最初命名为耀岭河岩群的地方，主要为一套以基性—酸性火山岩为主体的绿片岩系，夹有大理岩和碳质片岩，有 11 亿年的测年数据，它与陡岭以南与武当岩群关系密切的(南)耀岭河群以及陕南牛山、凤凰山、轿顶山等处的(南)耀岭河群是完全不同的两套地层。

4. 界于佛坪、武当—商南地区之间的山阳—柞水—镇安—旬阳—安康一带，以古生界—三叠系为主的分布区中，近来解体出不少前寒武系变质地质体，成为南秦岭研究中出现的新问题。

从最近所得到测年数据和组成,佛坪地区的第一套、第二套和陡岭杂岩的大沟组、瓦屋坪组的时代为太古代—古元古代；第三套周进沟组、武关岩群、武当岩群、峡河岩群、北耀岭河岩群为中元古代；第四套流岭群(南湾组)、罗汉寺岩群、(南)耀岭河岩群为新元古代。龙草坪片麻状花岗岩获得 19-25 亿年的测年数据,属古元古代。

5. 界于铁炉子-三要断裂与“商丹带”之间的北秦岭的三群—秦岭群、宽坪群、陶湾群近期的研究有重要进展。秦岭群自西向东，从太白、宝鸡；周至户县；长安沣峪；商县南阳等四段的岩性极不相同，而商县—南阳在西峡县的西坪寨根附近又被中元古界峡河群将秦岭群分为东西两个部分。限制在商丹带与二郎坪—云架山“断陷带”之间的秦岭群实际上是相当佛坪地区的四套变质岩系在不同地段的组合而已。商县—南阳段的主体相当第二套和第三套；商县—户县太平峪的长安沣峪段的主体相当第一套；户县太平峪—太白岩体间的黑河—涝峪段的主体相当第四套，部分地段有第二套，如东流水地区。太白地区的主体为第二套和第四套。此外在西峡寨根峡河群的下面、户县涝峪第四套变质岩系的下面发现少量相当第一套变质岩系，它的存在对秦岭地区的发展演化将起重要的作用。张本仁院士十分强调北秦岭的地球化学特征与南秦岭(扬子区)十分相似，究其原因就是南秦岭前寒武系的几套变质岩系移置到北秦岭的结果。

北秦岭北部的宽坪群从豫西到陕西呈不连续间断产出，在眉县石头河以西不在出露,陇山群内产出孔兹岩与佛坪杂岩相当；周户以东、特别是豫西地区的宽坪群可能都是从南秦岭相当第三套变质岩系推覆到华北板块南缘的结果。陶湾群、栾川群可能不是一个地层单位，除其中的片状大理岩及其伴生的变质岩系为前寒武系外，相当宽坪群的谢湾组由南向北逆冲-推覆到华北板块南缘外，其它部分均为下古生界地层的黑色碳质岩系,和南秦岭、扬子块上的早古生代黑色岩系相当,这种情况将对北秦岭的构造特征产生重大影响,为此将另文讨论。

6. 关于二郎坪群、云架山群和草滩沟群的变质火山岩我们已有专文讨论，其中二郎群、云架山群的变质质火山岩为新元古界、草滩沟群的变质火山岩为中元古界。丹凤群比较复杂同时还涉及商丹带的有关问题，为此不作讨论。

华夏地块 —— 一个由古老物质组成的年轻陆块

于津海，王丽娟，魏震洋，舒良树，孙 涛

（南京大学地球科学系, 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室）

华夏地块出露较少的前寒武纪地质体，它们主要分布于浙江南部、福建西北－西南、和江西东部的武夷地区，广东西南－广西东南的云开地区以及南岭地区。详细的锆石年代学的综合分析显示，华夏地块的这些基底变质岩大致可以被分成武夷区和南岭-云开区。武夷区存在由古元古代（天井坪组）岩石形成的核，且大多数基底变质岩中都包含新太古代锆石，暗示该地区可能存在太古代基底(Li et al., 1997; Wan et al., 2006)。该地区的基底变质岩主要形成于新元古代（730 - 820 Ma），而不是以往认为的古元古代－中元古代。如麻源群、马面山群、迪口群和桃溪群等都被证实属于新元古代产物(于津海等, 2005; Wan et al., 2006)。这些新元古代变质火山－沉积岩中主要包含新太古代（2410 - 2820Ma）、古元古代（1740 - 2050 Ma）、Grenville 期（930 - 1100 Ma）和新元古代（710 - 850 Ma）物质。其中新太古代中的 2680-2820 Ma 物质和古元古代物质是本区所特有的。南岭与云开具有相似的前寒武纪地壳组成，出露的基底变质岩主要是由新元古代形成的沉积岩－火山沉积岩夹少量基性火山岩组成。这些沉积物质中主要包含了新太古代（2450 - 2600 Ma）、中元古代（1400 - 1700 Ma）、Grenville 期(930 - 1100 Ma)和新元古代物质。而在南岭地区还发现较多的中太古代(3.0-3.3Ga)甚至古太古代(3.76Ga)的物质(于津海等，2006)。不含古元古代和 2680-2820 Ma 的新太古代物质而含丰富的 Grenville 期和中元古代组分以及中太古代甚至古太古代的物质是南岭－云开区基底的特征。

但是，两个地块新元古代沉积物中的许多组分在华夏没有对应的岩石出露，一种解释是华夏地块原来存在的古老地壳在后期地质作用的强烈改造下再循环，以年轻的沉积物形式存在。另一种可能是这些沉积物来自另外一个曾经与华夏相邻的陆块。扬子地块在 1000Ma 后 820 Ma 前与华夏地块拼贴在一起。但是，扬子地块存在 2.90-2.95Ga 和 2.0-2.1Ga 的岩浆活动，这是南岭－云开区所缺乏的。扬子地块还发育极其强烈的新元古代岩浆作用。虽然，南岭－云开区的基底变质岩中也包含新元古代物质，但是扬子地块新元古代锆石具有很高的 Hf 同位素（多为正 Hf 值）(Wu et al., 2006)，而华夏地块的新元古代锆石具有低的 Hf 同位素（ Hf 多为负值），而且，华夏地块包含了许多扬子地块没有的组分。所以，扬子地块可能不是华夏地块新元古代沉积岩的主要物源区。对比研究显示南岭－云开新元古代沉积物的年龄谱相似于东印度－东南极（Gondwana）地区的构造热事件年龄谱，而不同于北美、南美、东澳和西澳等地区的年龄谱，说明在 Rodinia 超大陆裂解时华南陆块很可能靠近东印度－东南极大陆，而不是在 W Laurentia 与 E Australia 之间。

新元古代时期，华夏地块是 Rodinia 超大陆裂解时形成的一个裂谷盆地，之中可能存在一些小的裂解的陆块，如武夷微陆块。加里东的造山运动使盆地中的沉积物挤压、褶皱和隆起，与武夷陆块共同构成了一个新的年轻的大陆。

参考文献略

华北克拉通古元古代构造事件

Paleoproterozoic events in North China Craton

翟 明 国

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029）

华北克拉通在古元古代曾发生过引人注目的构造活动，被命名为“吕梁运动”、“中条运动”、“滹沱运动”或“中岳运动”。

最近，Kusky and Li（2003）提出华北北缘有一条内蒙－华北造山带，该带在 2200－1850 Ma 期间经历了类似于 Andean 型的边缘会聚过程，在 1900-1850 Ma 期间与南部的古老陆块碰撞，引发后者麻粒岩基底大规模抬升。Zhao et al（2005）则认为华北东部陆块和西部陆块是在～1850 Ma 前沿中央造山带会聚的。而在古元古代时期，东部陆块内曾在胶－辽－吉一带形成陆内裂谷；西部陆块曾在古元古代经历了阴山地块与鄂尔多斯地块的拼合，拼合带由孔兹岩系代表。翟明国（2004）强调将古－中元古代的构造事件群分解为 2300－1900 Ma 和 1850－1650 Ma 两个事件群。后一事件群可能与地幔柱活动和大陆裂解有关。本文主要讨论古元古代的构造事件及其地质意义。

1. 古元古代表壳岩组合

在华北克拉通大致可以区分出三种原岩不同或变质程度不同的古元古代表壳岩组合。

1.1 经过变质的火山－沉积岩组合

1.1.1 晋冀豫地区

出露于晋冀豫地区的古元古代表壳岩包括五台山区的滹沱群，太行山地区的的甘陶河群，吕梁山地区的黑茶山－野鸡山－岚河群，中条山地区的绛县群－中条群－担石山群，以及嵩山地区的安沟群－嵩山群（孙枢等，1985）。这些岩石组合具有相同的岩石建造、变质作用和区域构造样式，推测它们是原属同一个在太古宙克拉通基底上发育起来的裂陷带建造在各山区的残留部分（马杏垣等，1987；白瑾等，1993；赵宗溥等，1993）。

滹沱系是古元古代的代表性岩石，是由各类沉积岩夹少量基性火山岩组成的厚度巨大的浅变质岩系（苗培森等，1999）变基性火山岩和岩墙的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄大致有三组，分别为~2450-2390 Ma, ~2200-2000 Ma 和~1900-1800 Ma（如王凯怡等，2000；Wilde et al., 2003; 伍家善等，未发表）。其中~2450-2390 Ma 和 1900-1800 Ma 分别代表残留的锆石年龄和岩墙侵入的年龄。根据岩石组合以及地球化学，对滹沱群的沉积环境，分别有属于与晚太古代碰撞造山作用有关的前陆盆地（李江海等，2000）和古元古代时期形成的陆内裂谷盆地的不同看法（山西地调院，2006 年五台山区元古代地层序列及年代格架现场讨论会，口头交流）。

吕梁地区的古元古代组合中粗碎屑砂砾岩占 50％以上，泥质及碳酸盐岩各占 20％和 10％，火山岩占约 20％，以玄武岩为主（山西地质矿产局，1989）。于津海等（1997）、万渝生等（2000）和耿元生等（2000）报道古元古代火山岩的形成时代是从 2360－2031 Ma。同时界定出在此期间有 2050－2031 Ma 的花岗岩侵入。耿元生等（2003）根据岩石学和地球化学研究提出吕梁地区古元古代的火山岩形成于陆内或大陆边缘裂谷环境。岩石经历了多期变质，主变质期的特点是中压型递增变质带发育（于津海等，1999）。1866－1850 Ma 的变质年龄和深变质重熔形成的紫苏花岗岩 1800 Ma（耿元生等，2000）说明古元古代活动带在～

1800 Ma 之前曾经历了一次重要的变质作用。

中条山地区的古元古代地层不整合于涑水杂岩之上（孙大中和胡维兴，1993）。单颗粒和 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学测定结果（Sun et al., 1990, 1992）,绛县群火山岩的形成年龄是 2335－2116 Ma，中条群火山岩的形成年龄是 2176－2059 Ma。侵入的石英斑岩和花岗岩年龄在 2150-1880 Ma. 该区古元古代变质程度为绿片岩－角闪岩相。变质岩类型和矿物组合特征与吕梁地区类似。刘新秒和梅华林（1993）提出两期变质作用（～1900 Ma 和 1850 Ma），分别相应于挤压和拉张的构造环境。

除了五台山和太行山区南段有相似的古元古代岩石－地层之外，在阜平地区也有古元古代的沉积和岩浆活动（Sun et al., 1992; 关鸿等，1998; 吴昌华等，2000；刘树文等，2000；Guan et al., 2001）。

1.1.2 胶辽吉地区

胶辽吉地区的早元古代变质岩系可能与朝鲜北部的摩天岭系相连（Ryong, 1993）。辽吉南部主要存在上下两套变质岩石。下部岩套是含变质火山－沉积岩的岩系，上部岩套以沉积岩系为主，总体上呈复式褶皱带（张秋生等，1988；姜春潮等，1987；安郁宏，1990）。下部岩套主要由角闪岩相变质的火山岩、火山碎屑岩和凝灰岩夹泥沙质沉积岩和少量镁质碳酸盐岩组成。火山岩以中酸性为主夹基性构成双峰式建造（张秋生等，1988）。上部岩套主要包括碎屑岩－碳酸盐组合和火山岩－碎屑岩－碳酸盐组合，形成巨大菱镁矿床。大多数研究者倾向于胶辽古元古代岩石形成于大陆裂谷（例如 Zhao et al.，2005）,也有一些作者主张在后来的演化中裂谷可能已经形成小的海盆（张秋生，1988；陈荣度等，2003；白龙俊等，1986）。

下部岩套的锆石 U-Pb 以及 Sm-Nd 、Rb-Sr 和 K-Ar 同位素年龄，集中于 2300－2050 Ma，上部岩套的同位素年龄集中于 2000－1900 Ma（白瑾等，1993；李三忠等，1998）。胶辽活动带经历了复杂的变质与变形（白瑾等，1993；刘永江等，1997；李三忠等，1998）有花岗岩侵入（张秋生，1988；曲洪祥等，2000）。最近，路孝平等（2004）对变形的条痕状花岗岩和未强烈变形的斑状花岗岩的锆石 U－Pb 年代学研究结果表明，变形的花岗岩和未变形的花岗岩分别形成于 2160 Ma 和 1850 Ma。

已有的构造模式基本认同胶辽古陆块是在华北克拉通东北部发育的古元古代裂隙盆地，并有限拉伸为小洋盆（陈荣度等，2003），分割了胶辽陆块和迁怀陆块（伍家善等，1998），或者龙岗古陆块和朝鲜半岛的狼林古陆块，在~1900 Ma 之前再次拼合（张秋生，1988；白瑾等，1993；白龙俊，口头交流; 翟明国，2004；Lu et al., 2006）。

1.2 浅变质－未变质的沉积岩组合

在华北克拉通的北缘发育一系列的浅变质的或未经过变质的沉积岩组合，它们以不发育或很少有火山岩为特征。主要的沉积岩系有渣尔泰群、白云鄂博群和化德群，二道洼群很可能也是可对比的组合。

化德群的底部是黄白色和灰白色的长石石英砂岩和砂岩为主夹泥质板岩，有含铁矿的透镜体；然后是灰、紫灰及黑色泥质页－板岩，夹细粒石英砂岩，有含石榴石、十字石或红柱石的板岩；上部有方柱石透辉岩和结晶灰岩（大理岩），形成多互层多韵律的层序。岩石经历了至少两次变形（李承东等，2005）。早期变形为大型 NEE 向复式向斜构造，晚期为较弱的 NNW 向叠加褶皱。侵入其中的二长花岗岩有 2091Ma 和 2154Ma 的锆石 U-Pb 年龄（郑建民等，2004），花岗岩有 1854 Ma 和 1808 Ma 的锆石 U-Pb 一致曲线年龄（李承东等，2005）。

渣尔泰群有 3000m 厚的沉积层。下部为砾岩、杂砂岩和一些低成熟度的岩石，中部是成熟度高的石英砂岩、泥质粉砂岩和碳酸岩, 上部是碳质页岩和微晶石灰岩（白瑾等，1993；聂凤军等，1995）。Li et al (2006)最近报道了渣尔泰群石英岩中碎屑锆石的 LA-ICP-MS 法

U-Pb 年龄，它们集中在 2400-2520 Ma，没有在华北前寒武纪岩石中常见的 1900-1800 Ma 的年龄显示。顺层侵入其中的基性岩墙的 SHRIMP 锆石的 U-Pb 年龄是 1750 Ma，具有富集的地幔源区，其 ε Nd 值在-8.0 和-8.5 之间，与华北普遍发育的基性岩墙群的时代和地化特征都很一致。

白云鄂博是一个复杂的多期活动的裂谷带，现在不同研究者对它的描述是不同的。从近年来的研究可以推定，白云鄂博群是早元古代的沉积组合。它的岩石组合与渣尔泰群和化德群都很相似，李承东等（2005）已将商都地区的白云鄂博群改称为化德群。白云鄂博群与渣尔泰群和化德群不同之处在于，在中元古代早期（约 1800 Ma、中晚期（1200-1000 Ma）和新元古代、古生代（~400 Ma）以致中新生代都有岩浆活动，形成了罕见的稀土和其它金属矿床（张宗清等，1997，2001）。白云鄂博群的沉积岩尚未有可靠的同位素年龄。范宏瑞等（2002）等报道了矿床中的碳酸岩脉的独居石约 1850 Ma 的 U-Pb 年龄。王一先等（2002）识别出一套与碱性侵入岩相关的粗面岩和钾质流纹岩，锆石 U-Pb 年龄在 1800-1840 Ma。

1.3 深变质的沉积岩组合

广泛分布在华北克拉通北缘西段的丰镇群是包括富铝的沉积岩以及大理岩在内孔兹岩系（崔文元，1983；董申保等，1986；胡能高等，1994）。钱祥麟等（1985）提出在内蒙和冀西北分布的以基性麻粒岩－片麻岩－条带状铁建造等组成的太古宙麻粒岩类与孔兹岩系是基底和盖层的关系。虽然对此有不同的意见，但二者之间的界限是明显的，接触部位出现的互层过渡带是后期构造的叠置，在有些接触带还有高压的麻粒岩透镜体出露（Zhang et al., 1994; Zhai and Liu, 2003）。孔兹岩系的碎屑锆石年龄集中于 2500－2300 Ma 和 1900－1800 Ma，前者是继承年龄，后者是变质年龄（吴昌华等，1998，2000）。

常见的岩石类型有夕线石榴斜长片麻岩、石榴长英岩和石英岩、石榴黑云片麻岩、石墨片麻岩、大理岩及钙硅质片麻岩。孔兹岩系各类岩石稀土元素总量富集，轻重稀土分异明显，K/Rb 一般高于 200－300（翟明国等，1994）。其沉积环境是克拉通内盆地（Codie et al., 1992）或者是大陆边缘海盆（卢良兆等，1996；吴昌华等，1998）。需要提及的是，在孔兹岩系中发育两条 NEE 向规模巨大的韧性剪切带，走向与围岩片麻理一致。剪切带内有成规模的石榴子石花岗岩带，与围岩逐渐过渡。岩石学和地球化学的研究已证明石榴子石花岗岩是由孔兹岩深熔形成的（Zhai，1996；Zhai et al., 2003）。经历了麻粒岩相变质的辉长质岩墙透镜体沿韧性剪切带中轴断续成带分布。石榴子石花岗岩有 1892－1836 Ma 的锆石 U-Pb 年龄，岩墙有 1850－2200 Ma 的 NdTDM 年龄（郭敬辉等，1999）。孔兹岩系的原岩是表壳岩，经历了麻粒岩相变质而后又抬到地表，因此卢良兆等（1996）和吴昌华等（1998）都提出碰撞模式。Zhai et al （2003）提出麻粒岩变质与孔兹岩部分熔融成富铝的花岗岩、韧性剪切以及镁铁质岩墙侵位是一种陆内运动。

2. 陆内造山带（活动带）与克拉通被动边缘沉积盆地

上述三类岩石组合的形成年龄大致相同，主要在 2200－1950 Ma，最老约 2300 Ma 左右。但它们的沉积环境和构造历史则有差别。

2.1 陆内造山带（活动带）

以滹沱群和辽河群为代表的第一类组合，代表了陆内裂谷盆地的沉积建造，局部形成小的洋盆，有深水沉积的岩石出现。它们经历了绿片岩相到角闪岩相的变质，变质与变形至少可以区分出两个阶段，代表了挤压环境和伸展环境。变质的时代在约 1900-1850 Ma，相伴的有相似年龄的花岗岩或岩墙的侵入。根据它们的产状和变质变形特征，Zhai and Liu (2003) 和翟明国（2004）认为它们是陆内造山（活动）带，称为晋豫活动带和胶辽活动带。强调华

北克拉通的古元古代活动带的发育是华北克拉通演化历史中的一个主要地质事件，具备了与显生宙造山带相类似的特点，虽然规模要小得多。这两个古元古代活动带是在克拉通内发育的有一定规模的裂陷带，而后又经历裂陷带的闭合，表现出一些陆－陆或陆－弧碰撞的特点。如胶辽活动带的闭合使胶辽陆块和迁怀陆块（伍家善等，1998）或者龙岗陆块与狼林陆块拼贴在一起（白瑾等，1993；Lu et al., 2006）。晋豫活动带则大致相当于 Zhao et al.（2005）提出的中央造山带，代表迁怀－许昌陆块与阜平陆块的拼贴，高压麻粒岩可能是迁怀陆块在俯冲时的变质产物。

2.2 克拉通被动边缘沉积盆地

克拉通北缘的化德、渣尔泰和白云鄂博沉积岩系具有从杂砂岩、砂岩、泥质岩、蒸发岩到碳酸岩的韵律变化，具有被动大陆边缘沉积盆地的特点。它们多经历了浅变质作用和变形作用，可形成石榴石、红柱石或十字石板岩，但不具碰撞造山的变质特点。值得注意的是这些沉积岩的碎屑锆石多集中于 2400-2550 Ma，没有 1900－1850 Ma 变质事件的显示，是不同于古元古代造山带的。因此它们可能与晋豫和胶辽陆内裂陷盆地大致同时形成，但没有记录碰撞造山过程。

2.3 孔兹岩系与克拉通边缘的深部逆掩

深变质的沉积岩组合在原岩组合与沉积年龄上看，与克拉通边缘盆地沉积组合十分相似，但它记录了强烈的麻粒岩相变质作用以及顺时针的温压轨迹。Zhao et al (2005)已经假设孔兹岩系代表了在西部陆块内部 2000-1900 Ma 期间的西部陆块南部基底与北面的阴山地块的基底的拼合事件。鉴于孔兹岩系有很强的 1850 Ma 事件的记录，以及在孔兹岩系与怀安一带的麻粒岩系之间，普遍出露高压麻粒岩透镜体，笔者考虑它们的拼合很可能与 Zhao et al (2002, 2005)假设的中央造山带属同一时代的构造。其成因可能与华北北部的拼合事件相关的陆内深部逆掩有关（sole-thrust）。

3. 华北克拉通古元古代构造事件

对华北克拉通古元古代的构造事件及演化做以下推测：

1. 华北克拉通在约 2500 Ma 太古宙结束时已基本形成。在 2300 Ma 之前处于相对稳定的构造环境。

2. 2300-1950 Ma 期间，华北克拉通经历了一次基底陆块的破裂事件，在克拉通内部发育了裂谷盆地，形成了晋豫和胶辽裂陷带。同时在北部边缘发育了一系列被动边缘盆地，沉积了化德群、渣尔泰群和白云鄂博群沉积岩系，丰镇群可能是相同的建造。

3. 1950-1900 Ma 期间，华北克拉通经历了一次挤压构造事件，导致了陆内盆地的闭合和焊接，形成晋豫和胶辽两个类似于现代陆－陆碰撞型的造山带，它们的变质作用分别达到高压麻粒岩相（局部榴辉岩相，如恒山白马石的变质岩墙）和麻粒岩相（如胶东的粉子上群）。而沿华北克拉通的北缘，可能与其北部的另一古老陆块或岛弧拼合，其拼合带应位于白云鄂博以北，现在已残缺不全。孔兹岩系可能代表了平行于北缘造山带的一条构造带，与北部造山带的俯冲碰撞相关的陆内深部逆掩造成了麻粒岩相岩石的形成和抬升。

4. Zhao et al.（2002； 2003）和 Rogers & Santosh (2002)分析了其它克拉通大致同期的古元古代地质，提出了在 2100-1800 Ma 期间，有一个全球规模的造山活动，并推测它们的拼合导致一个古元古代－中元古代的超级大陆（哥伦比亚超大陆）形成。华北克拉通古元古代活动带的形成和演化与 Zhao et al （2002）的古元古代造山运动时间上耦合，并且具有显生宙造山带的特点，因此可以视为该事件的一部分，只是很可能在华北克拉通内的表现正如白瑾（1993）和陆松年等（1996）描述的，是华北克拉通基本作为一个整体陆块在古元古代的破裂和焊接。

塔里木北缘新元古代超镁铁—碳酸岩杂岩、花岗岩的年龄、地球化学特征及其构造意义

张传林[1]，陆松年[2]，叶海敏[1]，李惠民[2]
（1. 南京地质矿产研究所，南京，210016;
2. 天津地质矿产研究所，天津，300170）

我们详细测试了库鲁克塔格地区且干布拉克超镁铁—碳酸岩杂岩体及其东部的花岗岩年龄，结果表明：且干布拉克杂岩中含长辉石岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 818 ± 11 Ma，碳酸岩中斜锆石 TIMS 法 U-Pb 年龄为 810 ± 6 Ma，金云母岩激光 Ar-Ar 年龄为 808±1.1Ma，太阳岛花岗岩及兴地花岗闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为 795 ± 9 Ma 和 820 ± 10 Ma。地球化学研究表明，且干布拉克超镁铁—碳酸岩杂岩的原始岩浆来自被 CO2 均一交代岩石圈地幔，形成于伸展构造背景。花岗岩的地球化学研究表明，巨量的花岗岩均具有 Adakite 岩的地球化学特征，如高的 Sr/Y 比值和强烈的 LREE 和 HREE 的分异。然而，这些花岗岩具有太古代的 Nd 模式年龄及低的 Nd 初始值，表明这些花岗岩来自古老的镁铁质下地壳重熔。综合上述特征，我们认为塔里木北缘的超镁铁—碳酸岩杂岩及花岗岩在区域上构成了双峰式侵入杂岩。它们的形成可能和新元古代超级地幔柱有关。

U-Pb SHRIMP dating for the deformational history of the Fuping Complex: constraints on the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen

Jian Zhang[1], Guochun Zhao[1], Sanzhong Li[2], Min Sun[1],
Shunwen Liu[3], Changqing Yin[1]

（1. *Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Pokfulam Road, Hong Kong, China*;
2. *College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, 266003, China*;
3. *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, 100871, China*）

The North China Craton (NCC) has been broadly considered to be formed by the collision between the Eastern and Western Blocks, along the Trans-North China Orogen (TNCO). However, controversy still remains as to the timing and tectonic processes involved in the amalgamation of the two blocks. Some workers propose a westward-directed subduction between the Western and Eastern Blocks at ~2.5Ga (Kusky and Li, 2003; Polat et al., 2005, 2006), whereas others suggest an eastward-directed subduction at ~1.85Ga (Wu and Zhong, 1998; Zhao, 2001; Zhao et al., 1998, 1999, 2000a, 2001a; Wilde et al., 2002). The Fuping Complex, associated with the adjacent Wutai and Hengshan Complexes, represents the most promising area for investigating the detailed magmatic, structural and metamorphic history of the TNCO. Thus, to constrain the timing of deformation of the Fuping Complex is the key to understanding the tectonic evolution of the TNCO.

The Fuping Complex comprises of four major lithological assemblages: the predominant late Archean Fuping tonalitic-trondhjemitic- granodioritic (TTG) gneisses, Longquanguan augen gneiss, Wanzi supracrustal rock assemblages and Paleoproterozoic Nanying granitic gneisses. Detailed mapping and structural investigation reveal that the Fuping Complex experienced four distinct deformational episodes (D_1 to D_4). The D_1 deformation is characterized by rootless isoclinal tight fold (F_1), penetrative F_1 fold axial planar foliation (S_1) and mineral stretching lineation and mineral lineation (L_1). Although S_1 has been mostly overprinted by the second episode of deformation (D_2) in the complex, an earlier L_1 displays a preferred NW-SE orientation with a shallow angle, indicating the earliest direction of the movement. The D_2 deformation is the major deformation episode in the Fuping Complex, represented by a series of ubiquitous isoclinal, overturned -to- recumbent folds (F_2) of varying scales, F_2 fold axial planar foliation (S_2), and crenulation lineation (L_2). Most F_2 folds are characterized by isoclinal recumbent antiforms on the scale of meters to several kilometers. The F_2 fold axis (B_2) and L_2 crenulation lineations are shallowly orientated NE-SW to NWW-SEE, indicating that the preferred NE-SW orientation has been distorted to NWW-SEE by the subsequent D_3 deformation or affected by the adjacent Longquanguan Ductile Shear Zone. The regional D_3 deformation formed regional-scale fold (F_3)

that warped the whole complex into a series of open syn- and antiforms. On average, the F_3 fold axis slightly plunges to NW(W)-SE(E), with a near vertical axial plane. The last D_4 deformation is characterized by brittle fabrics and low-angle detachments, which are related to the complete exhumation of the whole complex.

In order to determine the approximate time of the deformation of the complex, we identified pre- to syn- and post-tectonic leucocratic dykes (e.g. pegmatite or granitic pegmatite dykes) in the field, corresponding to different episode of deformation (e.g. D_1 and D_2). U-Pb SHRIMP zircon age from pre-tectonic pegmatite dykes reveal that these dykes with penetrative fabrics were emplaced at 2484±13 Ma, whereas zircons from syn-D_2 folded leucocratic dykes yield SHRIMP zircon ages of 1843±12 Ma and 1844±18 Ma, respectively. Zircons from post-D_2 leucocratic dykes give SHRIMP zircon age of 1817±14 Ma, older than previously published zircon ages of 1790±8 Ma (Wang et al., 1997) and 1799±9 Ma (Liu et al., 2000) for post-tectonic undeformed granitic pegmatite dykes.

Structural and geochronological data presented in this study show that the structural patterns of the Fuping Complex represent an initial compression, crustal thickening and later exhumation processes. The thermo-structural development of the Fuping Complex occurred principally in the Paleoproterozoic, not at the end of late Archean. The age of 1844 Ma obtained for the syn-D_2 folded leucocratic dykes suggests that the predominant D_2 deformation most likely occurred at ~1.85 Ma, which is consistent with the age of peak metamorphism (Zhao et al., 2002, 2005). The age of 1817 Ma recorded the late phase of the collisional event, which occurred at some time prior to the post-collision extensional event at ~1790 Ma. Therefore, structural and U-Th-Pb zircon data indicate that the Fuping Complex underwent regional deformation and metamorphism during the collision of the Eastern and Western Block at ~1.85Ga, which resulted in the final assembly of the North China Craton.

This work was financially supported by Hong Kong RGC grants (HKU7063/06P, 7055/05P, 7048/04P, 7055/03P and 7048/03P) and China NSFC grants (40429001 and 40420120135).

References

Kusky, T.M., Li, J.H., 2003. Paleoproterozoic tectonic evolution of the North China Craton. Journal of Asian Earth Sciences 22, 23-40.

Liu, S.W., Liang, H.H., Zhao, G.C., Hua, Y.G., Jian, A.H., 2000. Isotopic chronology and geological events of Precambrian complex in Taihangshan region. Science in China 43, 386-393 series D.

Polat, A., Kusky, T., Li, J.H., Fryer, B., Kerrich, R., Patrick, K., 2005. Geochemistry of Neoarchean (ca. 2.55–2.50 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone belt, central orogenic belt, North China craton: Implications for geodynamic setting and continental growth. The Geological Society of America Bulletin 117, 1387-1399.

Polat, A., Li, J.H., Fryer, B., Kusky, T. Gagnon, J., Zhang, S., 2006. Geochemical characterisitics of the Neoarchean (2800-2700Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence for plume-carton interaction. Chemical Geology 230, 60-87.

扬子陆核的生长和再造：锆石 U-Pb 年龄和 Hf-O 同位素研究

张少兵，郑永飞，吴元保

（中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026）

湖北宜昌的崆岭杂岩是扬子克拉通目前出露的最古老岩石。本文应用锆石 U-Pb 定年和 Hf-O 同位素方法对崆岭杂岩进行了系统研究，结果对扬子陆核的形成和演化提供了新的地球化学制约。

研究对象为崆岭杂岩中的 TTG 质混合岩和片麻岩，其中锆石很多具有复杂的核边结构。残留核年龄为 3113±25Ma 到 3253±16Ma。除去残留核的数据，绝大多数 U-Pb 数据构成一条 U-Pb 不一致线，三个样品的上交点年龄都在 2900～2950Ma 之间，且大部分数据点靠近上交点，说明主要岩浆活动时间为 2.9-2.95Ga。除此之外，其中的一个混合岩发育有发光弱、无环带的增生边，在这些增生边上得到了 1873±25Ma 到 2013±20Ma 的谐和年龄，指示了古元古代混合岩化中锆石的生长。对～3.2Ga 的锆石继承核和~2.9Ga 的锆石颗粒进行 Hf 同位素分析，发现总的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 范围为 0.280696～0.280935，其中~3.2 Ga 的核部的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值相对较低。这些~3.2 Ga 的核的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为−3.2 到−0.2，而~2.9 Ga 的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为−8.7 到−0.1。~3.2 Ga 的锆石核的单阶段模式年龄为 3.45±0.06Ga，而~2.9 Ga 的锆石单阶段模式年龄为 3.35±0.03Ga。二者的两阶段模式年龄分布范围比较相似，峰值都在 3.5 Ga 左右。单矿物氧同位素分析发现锆石 $\delta^{18}O$ 值为 5.6～5.8‰，与典型地幔值 5.3±0.3‰以及太古代 TTG 锆石 $\delta^{18}O$ 范围 5.5±0.4‰接近，说明源区物质缺乏表壳岩石的贡献。考虑到部分锆石由于变质作用导致 $\varepsilon_{Hf}(t)$值升高，Hf 模式年龄降低，所以这些模式年龄应该看作是对原岩从地幔分异时间的最小估计。~2.9 Ga 锆石和~3.2 Ga 核的两阶段模式年龄 3.5 Ga 可以近似看作为原岩形成的年龄。即使只考虑单阶段模式年龄，3.45 Ga 的单阶段模式也说明扬子曾经存在至少这个年龄的地壳残片。这些数据表明，扬子早期地壳的形成远比以前认为的要早。

崆岭杂岩中的变沉积岩主要记录了古元古代变质信息。我们在两个变沉积岩和一个角闪岩中分别得到了 1948±46 Ma，1979±22 Ma 和 1943±44Ma 的变质年龄。两个变沉积岩的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值分别为−13.3～−1.0 和−10.5～−2.5，对应两阶段模式年龄都在 2.7~3.4Ga，加权平均值约 3.0Ga。虽然由于技术限制，没有直接分析锆石的氧同位素组成，但~11‰的石英 $\delta^{18}O$ 值和~8‰的石榴石 $\delta^{18}O$ 值，说明其源区物质是沉积来源。通过与这些变沉积岩可能的源区物质，即崆岭杂岩中的太古代岩石 Hf 同位素进行对比，可以发现这些变沉积岩的锆石 Lu-Hf 同位素体系在古元古代变质事件中不同程度的开放，Hf 同位素比值被变质作用显著提高。因此，$\varepsilon_{Hf}(t)$值最负、模式年龄最老的那些锆石受变质影响最弱，与原岩 Hf 同位素组成最接近。

同时，我们还对位于崆岭以南、不整合覆盖于黄陵岩基之上的莲沱组砂岩中的碎屑锆石进行了 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析。主要发现有：一颗 3802±8 Ma 的锆石具有−0.8 的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值，虽然同一粒锆石上另外一个分析点 U-Pb 年龄较小，但 Hf 同位素组成相似；数粒年龄在 3.3Ga 左右的锆石，$\varepsilon_{Hf}(t)$值高达 4.2，说明它们来自初生地壳；2.95Ga 的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值既有正值，又有负值，但正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值对应不谐和的 U-Pb 年龄，暗示了变质作用的影响；一组年龄 1.95Ga 左右的锆石对应−14.1 到−25.3 的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值；年龄为 820~750Ma 的锆石对应−42.9～−52.1 的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值。统计这些碎屑锆石的 Hf 模式年龄发现，其模式年龄主要分布在 3.2～3.6Ga，代表了早期扬子地壳生长的主要阶段。

华北陆块南部元古宙熊耳群火山岩的构造环境：事实与争议

赵 太 平

（中国科学院广州地球化学研究所，成矿动力学室 广州 510640）

1. 熊耳群概况及其研究意义

华北陆块南部的前寒武纪地层，由新太古代、古元古代结晶基底和完整的中、新元古代盖层所组成。华北陆块在结晶基底形成后向盖层发育转折时期发育了规模最大、涉及范围最广的岩浆岩——熊耳群。其基岩出露面积约 7000 km2，分布范围至少 60000 km2，地层厚度大多在 3000-7000 m。它以熔岩占绝对优势，沉积岩夹层及火山碎屑岩很少（占地层总厚度的 4.3%）。熔岩以玄武安山质、安山质岩石为主，次为英安-流纹质岩石。覆盖于熊耳群火山岩系之上的是一套中-新元古代的陆源碎屑岩、碳酸盐岩及冰碛岩。

熊耳群地处华北陆块南部，分布广、厚度大，其形成时代恰处于前寒武纪地质历史的重要转折期，而且它与秦岭造山带毗邻。因此，研究熊耳群火山岩的时代、成因和构造环境，是确立华北陆块南部及秦岭地区前寒武纪年代格架和构造体制的关键。

2. 关于熊耳群产出的构造环境的不同认识

自 70 年代以来，不少人对熊耳群做了研究。关于其构造环境有两种主要观点：①河南地质局地质研究所和长春地质学院火山岩研究组(1976)，认为熊耳群火山岩属于钙碱性火山岩系列，与安第斯型活动大陆边缘火山岩建造相似；贾承造等(1988)、胡受奚和林潜龙(1988)根据熊耳群是以安山岩为主体，是古秦岭洋向华北克拉通俯冲形成的；②孙枢等(1981)认为熊耳群的主体是钾玄岩系，具裂谷双峰式火山岩组合特点，中基性岩石是幔源岩浆受相对富碱质(尤其是钾)的壳源物质的混合，而酸性岩石可能是大陆壳深熔产物，其构造背景是三叉裂谷系。

此后，陈衍景等(1992)评述了“裂谷”、“火山弧”这两种观点，提出山弧与裂谷并存的认识，即：豫西及陕东近东西向分布的熊耳群为火山弧火山岩建造，而豫北、晋南的熊耳群(又名“西阳河群”)为裂谷火山岩建造；裂谷与火山弧同时发育，裂谷与山弧垂直。本人通过多年的研究，认识到：熊耳群火山岩不是典型的活动陆缘安山岩建造；它所具有的岛弧型地球化学特征，不只是因为岩浆在上升到地表的过程中混染了地壳物质，更主要的原因是其富集的陆下岩石圈地幔遭受古俯冲组分的改造；熊耳群记录了 1.80 Ga 左右开始的后来却夭折了的大陆伸展和破裂事件(Zhao et al.，2002)，其时限是 1.80～1.75 Ga (赵太平等，2004)。结合华北陆块与熊耳群近于同期产出的基性岩墙群、斜长岩、奥长环斑花岗岩等，不少学者认为它们共同构成与地幔柱活动相关的大火成岩省（翟明国等，2001；Zhao et al., 2002; Peng et al., 2005）。

3. 争议焦点与相关事实

随着研究工作的积累和深入，不少问题已经取得很大进展（赵太平等，1999），但关于熊耳群产出的构造背景并没有取得一致认识。原因是多方面，不只是研究程度，也有一些是所持认识的事实基础不全面，有些甚至为后来的资料证明是不正确的。

3.1 熊耳群的分布及熊耳期的岩浆作用

据《陕西区域地质志》(1989)记载，陕西陕甘宁边缘分区的千阳一带以及宝鸡附近有熊耳群零星出露。山西区调队(1980)在进行“山西省前寒武纪火山岩”工作中认为，吕梁山区西侧的汉高山一带及东侧的娄烦县白家滩附近(即小两岭火山岩)，以及太原市北关口(钻孔中)的火山岩，无论从层位、岩性，还是岩石组合、化学成分特征，都与熊耳群相当。乔秀夫(1984)也提出这一看法。我们对小两岭组火山岩也进行了研究，证实其岩石学和地球化学特征与熊耳群完全一样。华北陆块中与熊耳群火山岩同期发育的基性岩墙群有些和熊耳群的岩石学、地球化学特征十分相似（Peng et al.，2005)。因此，熊耳期火山活动产物不只分布于华北陆块南缘，同期的岩浆作用在华北陆块的广大地区均有发育。

3.2 熊耳期岩浆作用的时限

通常将熊耳群与天津蓟县长城系对比，认为其底界和顶界年龄分别为 1.85Ga、1.40Ga(孙枢等，1985；关保德等，1988；孙大中，1993)。赵太平等（2004）应用 SHRIMP U-Pb 方法对熊耳群火山岩和同期的次火山-侵入岩共 5 个样品的锆石进行了 84 个测点的精确定年，结果表明：熊耳群形成于 1.80 Ga-1.75 Ga。根据已有的资料，可以确定长城系的底界年龄在 17 亿年左右，而熊耳群的形成时代为 18.0-17.5 亿年，所以熊耳群形成时代早于长城系 (赵太平等，2001)。此外，王同和(1995)从地震资料分析，认为长城系大红峪组与熊耳群并不相当，山西霍山以东的永乐附近长城系明显超覆于熊耳群(熊耳群)之上。赵澄林等(1997)认为汝阳群与长城系层位相当。李钦仲(1985)从官道口群底部高山河组的岩性组合及其所含的叠层石特征，认为它可能与长城系相当。

3.3 沉积岩夹层与火山喷发环境

熊耳群中的沉积岩，平均占地层总厚度的 4.3%。底部的大古石组或相应的沉积岩代表内陆河、湖相沉积，不整合覆盖在熊耳群之上的高山河组与云梦山组是滨海-浅海环境，而嵩山地区五佛山群底部的兵马沟组和王屋山地区汝阳群底部的小沟背组紫红色砾岩均反映的是内陆河流或山间盆地相沉积。所以，熊耳群火山喷发的早期和末期，大多是处于陆相喷发环境，有不少岩石学上的证据。然而，熊耳期火山活动在大多数时候以及在大部分地区是处于海相环境。大面积发育枕状熔岩、淬碎熔岩和/或玻质碎屑岩(hyaloclastite)，夹有海相还原条件下形成的灰绿色页岩，在不少地区发育有灰岩、铁泥质鲕状灰岩、泥质灰岩。因此其喷发环境经历了从陆相到海相再到陆相的演变过程，说明熊耳群火山岩是伴随着裂谷的发育、地面沉降和海水的侵入，以及随着火山喷发的进行最后又高出海面暴露于地表的全过程，熊耳期火山作用后，全区沉降而转入滨海-浅海环境。

3.4 独特的岩石学特征

熊耳群火山岩不同于典型的裂谷和活动大陆边缘火山岩。如，它是以 SiO2=55%±的岩石占绝对优势(>70%)，其次为 SiO2=68%±的岩石(25%±)，显然不是典型的活动陆缘安山岩建造，但又不同于由玄武岩和流纹岩构成的裂谷火山岩。虽然前人资料中报导有玄武岩，但据笔者的大量工作迄今没有发现严格意义上的玄武岩。中基性岩中的矿物主要是斜长石、单斜辉石，很少有橄榄石和斜方辉石，几乎没有角闪石、黑云母。矿物学和岩石化学特征类似于低 Ti 型大陆溢流拉斑质火山岩。岩石化学成分的突出特点是富 Fe、K，低 Al、Ca 和 Mg；不存在所谓 K_2O 含量由南往北逐渐增加的特点。豫北、晋南的西阳河群和豫西、陕东地区的熊耳群在岩石学、地球化学特征上也不存在明显差异。没有大规模的、与火山岩同期的闪长岩、花岗岩侵位。熊耳期火山活动后，多处发育 A-型花岗岩(1630 Ma；陆松年等，2005)。

4. 值得关注的一些问题

熊耳群火山岩所具有的独特的岩石学和地球化学特征产生的原因。如，熊耳群火山岩富铁、富钾，εNd（t）值均为较大的负值（-5~-9），而且相近时期的华北陆块中的其它岩浆岩不少也是很富铁、富钾的，它们所反映的源区性质和岩浆成因及演化过程是什么？为什么显示双峰式的岩性组合特征？熊耳群中正常沉积岩及火山碎屑岩夹层，虽然平均只占地层总厚度的 4.3%，但可以通过对沉积岩夹层的地球化学、沉积环境和大地构造背景的研究，制约熊耳期岩浆活动的构造环境、火山喷发的古地理环境等，而这是前人研究中的薄弱处。此外，熊耳群分布区南部有无同时期的与之相关的地质体（现在可能卷入到秦岭造山带中），研究它们的组成、时代和成因也是解决熊耳群构造环境的关键之一。迄今为止，这方面几乎没有任何进展，而先前的一些认识或被后来的工作证明是错误的，或者不足以使人信服。

熊耳群形成后，在局部地区分布山间盆地相砾岩——汝阳群底部的小沟背组和五佛山群底部的兵马沟组(关保德等，1988)。此后，华北陆块南部广泛发育中-新元古代碎屑岩-碳酸盐岩沉积序列，是一套典型的被动大陆边缘沉积建造。值得注意的是，在这套沉积地层的底部，均含有岩相学和地球化学特征完全一致的玄武安山质熔岩夹层(关保德等，1993)。已有的资料(关保德等，1993；河南区域地质志，1989)显示，官道口群和汝阳群底部的玄武安山质熔岩的岩石学、地球化学特征和熊耳群的中基性熔岩非常相似，但其形成时代至今没有可靠资料。

熊耳群是发育在大陆基底上于拉张背景下喷溢的火山岩，记录的是 1.80 Ga 左右开始的大陆伸展和破裂事件。引发熊耳群陆下岩石圈地幔部分熔融的原因是什么，目前还不清楚。也许有两种可能：① 18.5 亿年左右的碰撞造山作用导致华北克拉通结晶基底的形成，随后地壳处于应力松弛阶段，出现地壳伸展、岩石圈减薄，导致下伏的陆下岩石圈地幔减压熔融；②华北地块在 18 亿年前后，不仅发育了熊耳群火山岩，而且也有其它典型的非造山岩浆作用产物，所以有研究者认为，这些岩浆岩的发育与古地幔柱的活动有关(翟明国等，2001)。此外华北克拉通是不是古元古代 Columbia 超大陆的组成部分(赵国春等，2002) ？也是值得探讨的。

主要参考文献：

Peng P., Zhai M.G, Zhang H.F., and Guo J.H.,2005. Geochronological Constraints on the Paleoproterozoic Evolution of the North China Craton: SHRIMP Zircon Ages of Different Types of Mafic Dikes. International Geology Review, 47:492–508.

陈衍景. 熊耳群和西阳河群的构造背景. 地质论评，1992，38：325-333.

关保德, 吕国芳, 王耀霞. 河南省地台区中一晚元古代构造沉积盆地演化分析. 河南地质, 1993, 11(3):181-191.

河南地质局地质研究所，长春地质学院火山岩研究组. 豫西熊耳群富钾火山建造特征. 长春地质学院学报，1976，(2):32-45

胡受奚，林潜龙. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京:南京大学出版社，1988.

贾承造，等. 东秦岭板块构造. 南京:南京大学出版社，1988.

李钦仲，杨应章，贾金昌，等. 华北地台南缘(陕西部分)晚前寒武纪地层研究. 西安:西安交通大学出版社，1985.

孙　枢，张国伟，陈志明. 华北断块南部前寒武纪地质演化. 北京:冶金工业出版社，1985.

孙大中，胡维兴，主编. 中条山前寒武纪年代构造格架和年代地壳结构. 北京:地质出版社，1993 .

翟明国，郭敬辉，赵太平. 新太古-古元古代华北陆块构造演化的研究进展. 前寒武纪研究进展，2001，24(1):17~27.

赵国春，孙敏，Wilde S. A. 早-中元古代 COLUMBIA 超级大陆研究进展. 科学通报，2002，47(18):1361-1364.

赵太平，金成伟. 熊耳群研究四十年. 华北地质矿产杂志，1999，14(1):18-26.

赵太平，翟明国，夏斌，李惠民，张毅星，万渝生. 西阳河群火山岩锆石 SHRIMP 年代学研究:对华北克拉通盖层发育初始时间的制约. 科学通报，2004，49(22):2342-2349.

赵太平，周美夫，金成伟，关鸿，李惠民. 华北陆块南缘熊耳群形成时代讨论. 地质科学，2001，36(3):326-334.

黔东北梵净山群中基性岩的产状特征

周金城，王孝磊，邱检生

（南京大学地球科学系及成矿作用研究国家重点实验室，南京 210093）

江南造山带西段、贵州东北部梵净山地区中元古代变质火山-沉积岩地层中有大量基性-超基性岩出露，提供了研究造山前岩浆作用特征的理想实例。

梵净山群（相当于四堡群、冷家溪群）上部的铜厂组、洼溪组、独岩塘组中未见有基性火成岩出露。梵净山群下部的火山-沉积变质岩系地层从下往上分别被命名为淘金河组、余家沟组、肖家河组和回香坪组，其中的基性-超基性岩多数呈熔岩（伴生有火山集块岩、火山角砾岩）、顺层侵入的岩床、少数呈岩墙产出。熔岩主要为呈浑圆、枕状形态、具气孔及杏仁构造的细碧岩。细碧岩主要在回香坪组中产出，细碧岩的上下多与各种板岩（如绢云母板岩、绿泥绢云母板岩、粉砂质板岩）及变质粉砂岩伴生，说明这种细碧岩形成于边缘海的环境（贵州省地质矿产局，1987）。相邻的桂北四堡群中枕状玄武岩单颗锆石蒸发法 207Pb/206Pb 年龄为 1734 ±20 Ma (韩发等，1994) 。与沉积岩互层的细碧岩的年龄应当能反映沉积岩系的形成时代，因此克服因基性岩中锆石颗粒细小给锆石 U-Pb 定年工作带来的困难，力求获得谐和年龄，将能对华南这套基底沉积-变质岩系的原岩形成的时代获得较为准确的认识。

在梵净山群下部的淘金河组、余家沟组、肖家河组等地层中，变质基性-超基性岩如变质辉绿岩、辉长辉绿岩、少量辉石岩等常构成“岩床”（很少为“岩墙”），与变质杂砂岩、变余粉砂岩、凝灰岩、板岩等伴生，（贵州省地质矿产局，1987）。有意思的是变质砂岩、杂砂岩往往构成某一层基性岩床的“顶板”；变余粉砂岩、凝灰岩、板岩（以板岩居多）常构成基性岩床的“底板”。例如，存在这样几个剖面（每层由上往下）：①淘金河组第三段的 56 m 厚的变余细粒杂砂岩（顶板） / 259 m 厚的变质辉绿岩、辉长-辉绿岩 / 118m 厚的变余凝灰岩（底板）；②余家沟组第二段 51 m 厚的（含板岩）杂砂岩（顶板） / 308~466 m 厚变质辉绿岩 / 93 m 厚的板岩（底板）；③肖家河组第二段 87m 厚变余凝灰质砂岩 （顶板） / 肖家河组第一段 167 m 厚的变质辉绿岩 / 肖家河组第一段 42m 厚绢云母板岩（底板）（贵州省地质矿产局，1987）。这些变质的基性-超基性岩呈层状-似层状，与变质的沉积岩产状一致，并与围岩地层同步褶皱，有时局部穿插变质沉积岩层成为岩墙，围岩中也会出现接触变质现象。它们与相邻的桂北宝坛地区的层状基性-超基性岩床具有相似的产状。梵净山群中基性-超基性岩单个岩床长度可达数公里，有的可达 20 公里。（贵州省地质矿产局，1987）。这种有特色、有相当规模的基性岩岩床（-岩墙）的成因长期困惑着搞基础地质、从事岩石学研究的同行。

首先对这种特殊的岩石产状需要仔细观察、力求客观地描述。但单从野外观察、就事论事，难以了解这种产状的形成机理。近来有人用实验模拟了“岩床”的成因(Kavanagh et al., 2006) 。天然岩石被视为“弹性体”，层状岩石被视为“层状弹性介质”。实验中的层状介质每层具有不同的密度（density）和硬度（原文为 rigidity，意为“刚性”，这里近似地理解为“硬度”），从下面注入流体。实验结果表明，在这些层状介质中，当上层的硬度较下层硬

度大，即上、下层硬度比（刚性比，rigidity ratio）较大时，实验流体就在硬度大的层状介质下面、沿着两层的界面铺开，形成“岩床”状。很多地质实例中岩床都是直接分布于硬度大的岩层之下，因为只有上覆地层的硬度大，才能阻止传输岩浆的裂隙在垂直方向上的扩张。相反，如果上覆层比下伏层的密度低，硬度也低，而流体的密度处于上层、下层介质的密度之间时，注入的流体最终就呈现出“岩墙”状。从“层状弹性介质”的角度看，上覆层与下伏层的杨氏模量比（Young’s modulus ratio，杨氏模量又称弹性模量，描述材料在受力方向上的弹性，因而，杨氏模量＝应力 / 应变）小于 1 时，就能形成“岩墙”状实验产物。上、下介质层硬度比接近 1 时，“岩床”、“岩墙”两者都能形成(Kavanagh et al., 2006)。

根据该实验结果，梵净山群中变质砂岩、杂砂岩“顶板”与板岩、变余凝灰岩的“底板”之间出现这样蔚为大观的基性岩“岩床”则是可以理解的。上述的实验是否能完全与野外观测一致，尚需大量的地质工作去检验。但不同地层间物理特性的差别能制约流动性较好的基性岩浆的活动，则是进行野外地质考察时应当给予考虑的因素。

主要参考文献：

贵州省地质矿产局.1987.贵州省区域地质志.地质出版社.

韩发，沈建中，聂风军等.1994.江南古陆南缘四堡群同位素地质年代学研究.地球学报,1/2:43-50.

Kavanagh J K, Menand T, Sparks R S J.2006. An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media. Earth Planet. Sci. Lett.,245:799-813.

柴北缘鱼卡河超高压变质地体的属性及形成时代

陈丹玲，孙 勇，刘 良

（西北大学大陆动力学国家重点实验室，西北大学地质学系）

柴北缘构造带是指夹持于祁连地块和柴达木地块之间的狭长地带，它东起青海省都兰县的野马滩－沙柳河，向西经德令哈，过泉吉山、锡铁山、鱼卡河、达肯大阪山，直至阿尔金断裂带附近的小赛什腾山，呈北西向绵延超过 700Km。近年来，在该带的野马滩、沙柳河、锡铁山和鱼卡河等地陆续发现了一系列高压－超高压变质岩石，尤其是在都兰野马滩榴辉岩的围岩副片麻岩锆石中柯石英包裹体（杨经绥等，2001; Song et al., 2003），以及在锡铁山石榴辉石橄榄岩中金刚石矿物包裹体和石榴石中的辉石和钠质闪石出溶片晶的发现 (Song et al., 2004;2005)，表明该带经历了超高压变质作用。像大多数的大陆型俯冲碰撞带一样，柴北缘构造带内的岩石以花岗质片麻岩为主，榴辉岩和石榴石橄榄岩多以大小不等的透镜状岩块分布于正副片麻岩中。但是，已有的大量地球化学研究表明，柴北缘榴辉岩的原岩多具亲洋壳或与洋壳有关的火山岩属性，而且在沙柳河剖面也发现了蛇绿岩型的地幔橄榄岩（张贵宾等，2005），但是，不同剖面榴辉岩中远大于变质时代的继承性残核的存在（杨经绥等，2003；孟繁聪等，2004，陈丹玲等，2004）似乎又表明部分具有洋壳亲缘性的超高压榴辉岩可能是先已就位于陆壳中的火成岩或古洋壳在早古生代时期发生陆壳深俯冲的产物。因此，准确厘定柴北缘不同露头上超高压榴辉岩究竟是洋壳还是陆壳深俯冲的产物，以及陆壳俯冲和/或洋壳俯冲发生的准确时代，对于解决超高压变质和大陆深俯冲研究中诸如从大洋深俯冲到大陆俯冲转换的构造机制以及大陆深俯冲发生的机理等一些深层次的科学问题的研究具有重要意义。

作者在对柴北缘鱼卡河剖面详细研究的基础上，选择该剖面上两种代表性超高压榴辉岩及其围岩为研究对象，通过系统的锆石阴极发光图像和原位微量元素研究，准确获取不同岩类中锆石不同微区的成因和年代学信息。研究结果表明，鱼卡河两种类型的超高压榴辉岩－粗粒多硅白云母榴辉岩和细粒榴辉岩的锆石具有相似的特征，即：部分来自锆石核部的测点具有明显高的稀土含量和左倾的稀土配分模式以及高的 Th/U 比值，为原岩锆石的残留；锆石边部及新生颗粒测点的稀土含量明显降低，配分曲线上重稀土平缓，显示出与石榴石平衡共生的变质锆石的特征。锆石微区原位定年获得两类榴辉岩的变质年龄分别为 435.8±2.6Ma 和 431.3±3.9Ma（两者的加权平均值 434.4±2.2Ma），同时获得两组榴辉岩继承性残核年龄分别为 748-795Ma 和 1298Ma。

另两种岩石为石榴石变粒岩和含蓝晶石的石榴石多硅白云母片岩，其中前者与超高压粗粒多硅白云母榴辉岩呈互层状产出，两者构成一大的复合透镜体被包裹于花岗质片麻岩中，主要矿物组合为石榴石+多硅白云母+斜长石（钠长石）+金红石+角闪石。来自该岩石锆石的 CL 图像主体显示变质锆石的结构及微量元素特征，部分存在继承性残核，锆石原位定年获得变质区域的形成时代为 430.9+/-2.2Ma，继承性残核年龄为 576-797Ma。含蓝晶石的石榴石多硅白云母片岩为鱼卡河细粒榴辉岩的直接围岩，其矿物组合为石榴石+蓝晶石+多硅白云母+钠云母，初步的研究表明其形成温压条件在 T>650，P>23Kb。阴极发光图像显示锆石为典型碎屑锆石，年龄介于 700-2200Ma 之间，仅有的三个变质区域的年龄变化于 423-438Ma。

上述研究结果表明鱼卡河榴辉岩及相关岩石的变质时代在误差范围内完全一致，而且都存在远大于变质年龄的继承性残核，结合它们的野外产状、地球化学特征，无疑表明柴北缘鱼卡河榴辉岩是陆壳深俯冲作用的产物，陆壳深俯冲发生在 420-438Ma 的早古生代。

江苏青龙山磷灰石中的出溶体的初步研究

陈 晶[1]，曾令森[2]，陈方远[2]，梁凤华[2]

（1. 北京大学物理学院电子显微镜实验室，北京 100871;
2. 中国地质科学院地质研究所国土资源部大陆动力学重点实验室，
北京 100037）

最近的研究证实，在大别－苏鲁超高压变质带的多硅云母榴辉岩和超基性岩中的磷灰石矿物内普遍发育有针柱状出溶晶体，初步研究证明这些出溶晶体多为各种硫化物：如黄铁矿、黄铜矿等。本文重点研究苏鲁青龙山地区的多硅云母榴辉岩和退变榴辉岩中磷灰石内的出溶晶体，通过扫描电镜、电子探针和 X－能谱的线扫描分析，确认这些出溶晶体是铜的硫化物，并根据无标样定量分析初步推测有可能是 CuS_2 晶体。在磷灰石中能保存超高压的硫化物，是由于磷灰石本身的稳定和化学惰性。因此磷灰石易于保存硫化物超高压相的作用与石榴石和绿辉石保存柯石英和金刚石的作用类似。

在变质岩中，磷灰石是一常见副矿物，而且稳定范围很宽，从低级变质岩到高级变质岩中都可以存在（Spear and Pyle, 2002），在榴辉岩中，和锆石相比，尽管磷灰石也是较常见的副矿物之一（Zeng et al., 2006），但研究较少，对磷灰石在高压-超高压岩石中所富含的地球化学和变质反应动力学缺乏深入的认识。最近几年，一些学者发现，在超高压变质岩石的常见副矿物磷灰石中也发育有大量的出溶结构（Zhang & Liou 1999; 朱永峰和 Massonne 2005; 梁凤华等 2006）。本文重点研究了青龙山地区的榴辉岩和退变榴辉岩中磷灰石的出溶结构以及出溶矿物的特征，以此来讨论该区超高压变质榴辉岩形成的地球化学条件和地质环境。

1. 区域地质与岩石矿物

样品采自位于苏鲁超高压变质带的江苏东海青龙山地区，距离中国大陆科学钻探主孔(CCSD)约 15 公里。已有众多科学家对该区超高压变质岩进行了深入研究，并获得大量的研究成果（Xu zhiqin, 1987; Wang X, et al. 1989; Xu, S., et al. 1992; Ye et al., 2000）。本文仅对该区金云母榴辉岩和退变榴辉岩中磷灰石的出溶结构和出溶矿物进行了详细的研究。

(1) 多硅云母榴辉岩

主要矿物组合：石榴石+绿辉石+多硅云母+黝帘石＋磷灰石+金红石和钛铁矿。岩石比较新鲜，基本上没有发生退变质作用，石榴石、绿辉石和多硅云母具有很好的紧密接触关系, 反映了平衡共生关系。利用紧密共生的石榴石+绿辉石+金云母矿物组合, 根据 Ravna & Terry（2004）温压计算程序，该金云母榴辉岩的形成温度为 751℃，压力范围在 35-38 kbar。 大量的岩石学观察可已确定，在该类多硅云母榴辉岩中的磷灰石与石榴石、绿辉石属同期共生矿物。磷灰石自形程度很好，多为完好的长方形和六边形，表明它是早期结晶矿物，粒度一般在 0.1-0.6 mm。磷灰石晶体中发育有针柱状出溶晶体，但其出溶密度不大（图 1a）。

(2)退变榴辉岩

本文所研究的退变榴辉岩，曾经遭受较强烈的退变质作用，其绿辉石已基本上被角闪石+辉石+长石取代。其主要矿物组合为：石榴石、帘石、角闪石、普通辉石、斜长石、磷灰石、金红石和钛铁矿等组成。在该类退变榴辉岩中磷灰石含量较高，而且磷灰石晶体中发育针柱状出溶晶体密度较大，定向排列，宽度相似，在 2 m 左右（图 1b）。尽管该退变榴辉岩经历了强烈的后期退变质作用，磷灰石仍然稳定存在，是峰期变质矿物的残留体，而不是在后期热液交代作用或退变质作用过程中形成的。

2. 磷灰石及针柱状出溶的结构特征和成分分析

从以往的岩石学观察和研究报道认为，在高压或超高压榴辉岩中磷灰石主要有四种方式产出：（1）作为针状或棒状固态出溶体出现在石榴石中（如 Ye et al., 2000）；（2）以固体包裹体形式产于石榴石和绿辉石晶体中（如李一良等，2000；Zhang et al., 2003, JMG）；（3）以自形或半自形的晶粒位于石榴石、绿辉石和多硅白云母晶体的间隙（如朱永峰，Massonne，2005）；（4）完全包裹在由透辉石、角闪石、斜长石等组成的后成和晶中，磷灰石的边界有溶蚀现象，颗粒呈浑圆状（Zeng et al., 2006）。

本研究对象属于第三种类型，是与榴辉岩的主要造岩矿物石榴石、绿辉石和多硅白云母等矿物生共的磷灰石，以及该类磷灰石中发育的针状或棒状出溶矿物。

由于本研究中磷灰石晶体内的针柱状出溶晶体粒度比较细小，宽度一般仅为 2　m 左右，很难利用电子探针获得准确的分析结果。我们利用 X 光能谱仪（EDS）采用其线扫描的分析方法，对磷灰石晶体内出溶的针柱状出溶晶体进行了成分分析。

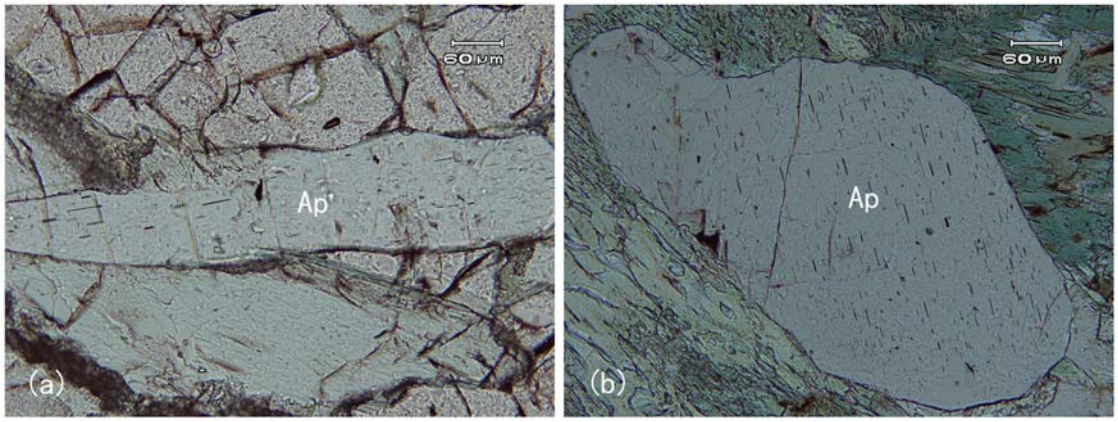


图 1（a）多硅白云母榴辉岩中磷灰石与石榴石和绿辉石共生，磷灰石晶体中发育有针柱状出溶晶 (单偏光显微图像)（b）退变榴辉岩中磷灰石晶体中发育有大量的针柱状出溶晶(单偏光显微图像)。

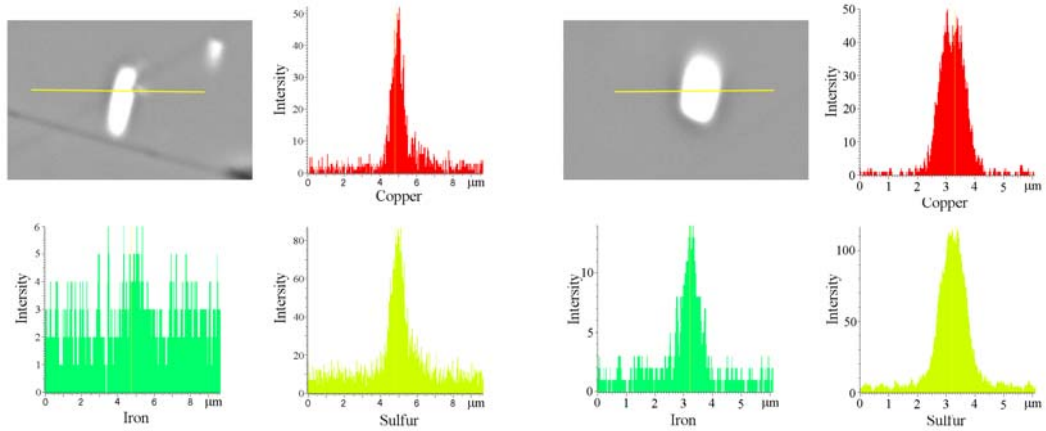


图 2 多硅白云母榴辉岩和退变榴辉岩中磷灰石内出溶晶体的能谱线扫描分析结。主要元素成分为 Cu（或 Cu（＋Fe））和 S，而且 Cu（或 Cu（＋Fe））和 S 的原子比例大概为 1：2（根据无标样定量分析）。

在多硅白云母榴辉岩和在退变榴辉岩中，绝大多数出溶晶体的化学成分为 Cu 元素和 S，部分出溶晶体含有少量的 Fe 元素（见图 2），由于粒度较细小很难准确确定 Cu 与 S（或 Cu＋Fe）元素的比例。使用无标样的定量分析方法确定 Cu 与 S 元素的比例近似为 1：2，因

而其化学分子式有可能是 CuS_2 或（Cu（1－X）FeX（其中 X≤0.1））S_2。

3. 磷灰石及针柱状出溶体成因讨论

在超高压榴辉岩中，磷灰石是在超高压变质作用峰期形成的矿物已成为研究者的共识。在超高压变质作用中形成的磷灰石晶体内发育大量出溶的硫化物晶体，表明高压变质或超高压变质过程中，地质化学环境有可能较还原。

本次研究证实磷灰石中，针柱状出溶物是铜的硫化物可能是 CuS_2 或（Cu（1－X）FeX（其中 X≤0.1））S_2，而 CuS_2 和 ZnS_2 尚未在自然界发现，但它们已在高温高压下被人工合成（Hubert et al., 1979）。人工合成磷灰石的温压条件一般在 700-1000℃，4.5－5GPa(Schmid-Beurmann and Bente 1995；Takano et al., 2000)。由此推测磷灰石中的针柱状出溶晶体的形成的压力可能是在 4.5-5GPa。如果磷灰石中的针柱状出溶晶体是在变质峰期与磷灰石同时形成的，这一结果与我们使用榴辉岩共生矿物组合所计算的变质峰期的温压条件基本一致；如果它们是在超高压岩石折返退变的过程中，由于温度和压力降低导致的析出，超高压榴辉岩变质峰期压力应＞4.5-5GPa。

致谢：本项目的研究经费是由国家自然科学基金重大项目（编号 40399141）和中国地质科学院重点开放实验室专项资金（编号 KL05-1 和 KL05-3）资助

主要参考文献：

Huber E, King JR and Charles T Prewitt。 1979, Structre and symmetry of CuS2 (pyrite struture). Am. Mineral., 64: 1265-1271

Schmid-Beurmann, P, and Bente K. 1995. Stability properties of the CuS2-FeS2 solid solution series of pyrite type. Mineralogy and Petrology, 53: 333 – 341

Takano Y, Takeya H, Fujii H, et al，2000. Superconducting properties of CuS2-xSex under high pressure PHYSICA C, 341: 739-740

Wang, x., Liou, J.G. and Mao, H.K. 1989. Coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China. Geology 17: 1085-1088

Xu zhiqin, 1987. Etude tectonique et microtectonique de la chaine Paleozoique et Triasique des Qinlings (Chine).These presente a l'Universite des Science et Tecnique du Languedoc pour obtenir le diplome de DOCTORAT,Montpellier,France P.162

Xu, S., Okay, A.I., Ji, S., et al. 1992. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for the tectonic setting. Science 256: 80-82

Ye K, Cong BL, Ye DN. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. Nature, 407: 734-736

Zeng L, Chen J, Liang FH, and Xu ZQ, 2006, Widespread occurrences of apatites with high density sulfide mineral solid exsolutions in the Sulu eclogites. 16th Goldschmidt Annual Meeting

Zhang RY, and Liou JG. 1999. Exsolution lamellae in minerals from ultrahigh-pressure rocks. International Geology Review, 41: 981-993

李一良，郑永飞，0111/ 大别山榴辉岩中磷灰石的结构碳酸根/ 高校地质学报，M（C）：CLM E C00

朱永峰，Massonne HJ. 2005. 磷灰石中磁黄铁矿出溶结构的发现. 岩石学报，21：405-410

苏鲁造山带超高压榴辉岩-片麻岩接触带矿物氢同位素和水含量变化

陈仁旭，郑永飞，龚 冰，赵子福，高天山，夏群科，陈 斌，吴元保

（中国科学技术大学地球与空间科学学院，合肥 230026）

本文利用中国大陆科学钻探工程岩心样品连续取样的优势，对苏鲁超高压榴辉岩-片麻岩过渡带进行了石榴石和绿辉石的氢同位素、全水含量和羟基含量的联合研究，结果为研究深俯冲大陆板块折返过程中变质流体的来源和可获得性提供了重要的制约。

所研究的样品为 CCSD 主孔的两段连续的岩心，深度分别为 734.21～737.16 m 和 929.67～932.86 m。氢同位素和全水含量的测定采用高温转化元素分析方法(TCEA-MS)，羟基含量的测定采用傅立叶变换红外光谱技术(FTIR)。结果显示，石榴石的 δD 值为–116～–64‰，绿辉石为–104～–82‰，这与用传统加热方法测定的东海地区地表样品中含羟基矿物的氢同位素组成一致，表明超高压变质岩的原岩经受了大气降水的高温热液蚀变作用。第一段岩心样品的石榴石和绿辉石之间的氢同位素分馏既有平衡的也有不平衡的，靠近接触带的榴辉岩表现出了显著的氢同位素不平衡分馏，而远离接触带的榴辉岩大部分保持了石榴石和绿辉石之间的氢同位素平衡。第二段岩心样品，石榴角闪岩具有与片麻岩相似的氢同位素组成；石榴石和绿辉石之间的氢同位素分馏指示它们之间的氢同位素交换在一个相对封闭的环境中进行。TCEA-MS 和 FTIR 分析都表明石榴石和绿辉石中有大量的水以分子 H2O 和结构羟基的形式存在。TCEA-MS 分析得到的石榴石和绿辉石的全水含量分别为 522～1584 ppm wt.和 1170～20745 ppm wt.；FTIR 分析得到的石榴石和绿辉石中羟基的含量分别为 80～413 ppm wt.和 228～412 ppm wt.。测得的羟基含量只是对地幔深度矿物实际溶解的羟基的最小估计，因为在板块折返过程中由于降压出溶大部分的水会丢失掉。TCEA-MS 和 FTIR 分析都表明片麻岩比榴辉岩具有较高的水含量。这与岩相学观察所显示的离榴辉岩和片麻岩的接触带越近，榴辉岩的退变质程度越高相一致。这表明退变质作用导致了不同岩性接触带中的矿物反应和氢同位素组成的变化。因为名义上无水矿物中羟基的溶解度随着压力的降低而减小，在板块折返过程中由于羟基的降压出溶会释放出大量的含水流体。定量计算表明，1m3 由 50％石榴石和 50％绿辉石组成的榴辉岩由于结构羟基的降压出溶在折返过程中能释放出 2.69 kg 的水，由这些水可以形成 122.22 kg 的角闪石。这表明羟基的降压出溶能为角闪岩相退变质作用提供足够的流体。因此，远离榴辉岩和片麻岩接触带的榴辉岩的退变质作用的流体主要来自名义上无水矿物中结构羟基的降压出溶。相反的，对于靠近片麻岩的榴辉岩，退变质流体可能主要来自片麻岩。因此，研究流体元素和同位素组成在长英质与镁铁质超高压岩石接触带之间的变化，能够对超高压岩片折返过程中的流体活动性和退变质作用提供重要的制约。

大陆科学钻探 CCSD-PP3 钻孔地幔岩的浅部部分熔融证据

陈世忠[2]，杨经绥[1]，张仲明[1]，孟 庆[3]

(1. 中国地质科学院地质研究所，北京，100037;
2. 中国地调局南京地质矿产研究所，南京，210016;
3. *Miami University,USA*)

苏鲁超高压变质带中的地幔岩是否像区域榴辉岩一样，经历了深俯冲和折返过程，对认识苏鲁超高压变质带超镁铁岩的成因及其古老岩石圈的演化具有重要的意义。地球化学和矿物学研究表明 PP3 钻孔中的地幔岩为高镁的地幔岩残片（陈世忠等，2005；杨经绥等，2005），与中国东部和苏鲁－大别超高压变质带超镁铁岩相比属亏损程度较高的地幔岩。本摘要描述 PP3 超镁铁岩地球化学亏损特征，探讨其形成机理和时代。

PP3 岩体位于中朝地块和扬子地块间的秦岭－大别－苏鲁超高压造山带的东部。橄榄岩在 PP3 钻孔中出露厚度约为 428m，由三大段（蛇纹石化）石榴橄榄岩，厚度约 97m，和六大段纯橄岩、蛇纹石化纯橄岩和蛇纹岩，厚度约 331m。超镁铁质岩中下部夹有榴辉岩（厚度约 8m）、退变榴辉岩、斜长角闪岩、片岩和片麻岩等 (杨经绥等，2005；陈世忠等，2005)。石榴橄榄岩除了含石榴子石外，与纯橄岩并无明显的区别。纯橄岩蛇纹石化较强，主要由橄榄石和其蚀变产物蛇纹石组成，占 85％-98％，还含有少量的铬尖晶石（1-10%）、单斜辉石（0-4％）等矿物。

1．超镁铁岩地球化学基本特征

PP3 橄榄岩的 SiO_2 含量均值为 43.68％，变化范围 41.9%～47.11%；MgO 均值 44.71％，变化范围 47.12%～48.62%; NiO 含量 0.28％～0.30％; Cr_2O_3 均值 0.39％，变化范围 0.30％～0.47％；CaO 均值 0.12%（变化范围 0.006%～0.34%）；Na_2O 均值 0.05%（变化范围 0.005%～0.32%）。石榴石橄榄岩和无石榴石橄榄岩之间不具有明显成分差异。总体上，PP3 超镁铁岩显示了较低含量的 CaO，Al_2O_3，TiO_2，Na_2O，K_2O 和 FeO，较高含量的 MgO 和 NiO。

PP3 超镁铁岩微量元素含量较简单，除相容元素和少量弱不相容元素外，大量不相容元素含量在检测限或低于检测限。如不相容元素 Cs、Rh、U、Pb、W、Sn、Mo、Be 和 HFSE（Ti、Nb、Ta、Zr 和 Hf）。而 Sr 含量在 1.38－22.02 间，均值 9.5；Ba 含量 1.38-70，均值 17.5；Co 含量 86.7-108.9，均值在 104；V 含量 11-24.74，均值 17.4。除 Co 含量在地幔岩附近外，大部分值低于地幔值。PP3 超镁铁岩表现为严重亏损 Nb、Zr 和 Ti 等高场强元素（HFSE）特征，反映了岩石强烈亏损，以及较低的单斜辉石和角闪石等次生矿物含量或这些矿物具有较低的 HFSE 含量。

超镁铁岩样品总量（ΣREE）均值 0.636×10^{-6}，变化于 0.242×10^{-6}-2.532×10^{-6}。PP3 纯橄岩与石榴橄榄岩稀土元素含量明显低于地幔值，HREE 含量更是低于检测限。稀土曲线略显右倾，$(La/Yb)_N$ 比值变化于 2.2 到 51.3 之间，平均值为 14.4。PP3 超镁铁岩的稀土元素特征与苏鲁－大别地区的芝麻坊等超镁铁岩体不同（李天福等，2003）。

PP3 超镁铁岩 Pt，Pd，Ru 均明显低于原始地幔值（McDonough and Sun, 1995），Ir、Os 和 Rh 在原始地幔值附近变化。全岩 PGE 总量介于 1.7～28.6×0^{-9}，平均为 10.1×10^{-9}，明显低于原始地幔值(23.5×10^{-9})，低于地幔橄榄岩包体和阿尔卑斯型橄榄岩等。与我国东部汪

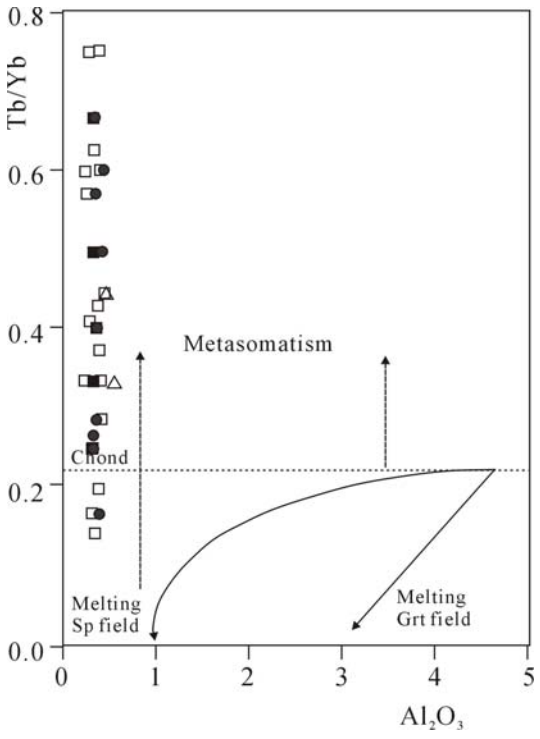
清、辉南、宽甸、汉诺坝到麒麟几千公里范围的地幔橄榄岩包体相对富 Pt 贫 Ir 等特征不一致（Orberger et al.，1998）。

2. PP3 超镁铁岩地球化学亏损特征

PP3 橄榄岩在岩石组成矿物方面的亏损特征主要表现为橄榄石高 Mg#（92.8），铬尖晶石高 Cr#指数（从 60 到 90 变化，不存在富铝的尖晶石），斜方辉石和单斜辉石低 Al_2O_3（低于 1%）。

在地球化学方面，PP3 橄榄岩以高 Mg#为特征，意味着 30-50%熔融的残余体。PP3 超镁铁岩比中国东部二辉橄榄岩和方辉橄榄岩具有更低的 Al_2O_3 含量。与中国东南部橄榄岩全岩 Ca-Al(vt%)对比，具有最低的钙和铝含量，代表了中国东南部极端亏损地幔的样品区（陈世忠等，2005）。PP3 超镁铁岩的 NiO 均值 0.32%，变化在 0.28%～0.35%。从 MgO（wt.%）与 Ni（ppm）含量来看，PP3 橄榄岩比中国东部单辉橄榄岩和方辉橄榄岩更亏损。高 Ni 和 MgO,低 Al_2O_3 和 CaO，比中国东部尖晶石、石榴二辉橄榄岩、尖晶石方辉橄榄岩更低的 CaO 和 Al_2O_3 含量，更高的 Mg#数值。

原始地幔在低度部分熔融时，以亏损强不相容元素（如 Ti）为特征；在高度部分熔融时，弱不相容元素（如 V）开始亏损，PP3 超镁铁岩含有很低的 V，位于高度亏损地幔岩的演化线上。PP3 超镁铁岩为极其亏损的地幔岩，目前认为部分熔融作用为地幔岩亏损的主要机制。



PP3 超镁铁岩 Al_2O_3 与 Tb/Yb 图解（Peslier，2002）

虚线代表地幔和球粒陨石的 Tb/Yb 比值，向下带箭头实线表示原始地幔在尖晶石相（Sp field）部分熔融（Melting）和石榴子石相（Grt field）部分熔融产物的分布趋势；向上虚箭头代表两种部分熔融产物受到交代时分布的特征。PP3 位于尖晶石相部分熔融演化线上，受到晚期交代作用。

3. 浅部部分熔融

3.1 对比中国东部超镁铁岩

PP3 超镁铁岩与中国方辉橄榄岩和二辉橄榄岩 Mg#、Al_2O_3 和 CaO 含量对比（Xu, et al., 2000），PP3 超镁铁岩可以与中国尖晶石方辉橄榄岩对比；但比二辉橄榄岩具有更低的 Al_2O_3 含量，比石榴子石方辉橄榄岩具有更高的 Mg#值，反映了尖晶石相熔融的特征。

3.2 岩石学实验研究

许多熔体－亏损实验表明，在较大压力条件下，即石榴子石为稳定矿物相（压力大于 35Kbar），原始地幔在一定流体和氧逸度条件下，部分熔融产物各种亏损含石榴橄榄岩残余体，没有一个样品具有高的 Cr/Al 比值(Canil and Wei,1992)。同时大量液相线和固相线附近的实验（压力小于 30Kbar）却表明在 8-25kbar 条件下，高 Cr/Al 比值的亏损橄榄岩可以从原始地幔强烈亏损中生成(Robinson et al., 1998)。这些实验意味着亏损的高 Cr/Al 橄榄岩初始亏损条件在 8-25 kbar。PP3 橄榄岩 Cr/Al 比值从 0.44 到 1.55

变化，均值在 1.2，远高于地幔值(0.11)和球粒陨石比值(0.31)(McDonough and Sun, 1995)，说明了 PP3 超镁铁岩的亏损主要在浅部尖晶石相条件。

3.3 Yb 与 Al_2O_3 正相关

PP3 橄榄岩相对原始地幔和球粒陨石亏损 HREE 含量，Yb 与 Al_2O_3 呈明显的正相关(相关系数达 0.78)。低 Yb 值也与低 CaO 一致，反映了尖晶石条件下部分熔融引起 Yb 进入熔体,导致 Yb 的亏损(Kelemen et al, 1998)。

超镁铁岩 Al_2O_3 与 Tb/Yb 图解（图 1）形象地反映了岩石在尖晶石相条件下部分熔融的过程，生成低 Al_2O_3 的岩石，而石榴子石相部分熔融产生的残余体具有较高的 Al_2O_3。晚期受到交代作用的影响，致使 Tb/Yb 比值增大的过程。

4. 岩石部分熔融时代的确定

通过 Miami 大学 Finnigan MAT 262N-TIMS 仪器对 Os 含量进行了重测，结果一致（表 1）。Re 和 Os 含量低于原始地幔(PM)含量（0.32ppb, 3.4ppb, Palme and O'Neill, 2004），且 Re 具有早期从 Os 分离的特征，$^{187}Os/^{188}Os$ 从 0.1147－0.1203 变化，显著小于地幔值 0.3-0.4。γ_{Os} 与 ε_{Nd} 相似，反映了岩石的亏损（负值）和富集（正值），样品 γ_{Os} 为负值（-3.82～-0.46），说明岩石受到后期的富集微弱或局部的，代表了早期亏损的特征，这也是 SCLM 最显著的特征。PP3 橄榄岩 $^{187}Re/^{188}Os$ 比值变化在 0.0455 到 1.0137，大部分比值低于原始地幔(PUM)的现代值 0.435(Bennet et al., 2002),可以推测晚期外来组分加入，由 Re 增加引起 Os-Re 体系变化不大。

样品的地幔年龄（T_{MA}）从 1.3-2.04Ga，代表了岩石从地幔分离的年龄，这里代表了岩石圈年龄，表示在 2Ga 左右，PP3 超镁铁岩就可能定位于岩石圈。略小于杨经绥等（2005）石榴橄榄岩中锆石 SHIMP 最古老年龄（2331±10.8Ma）。

最小年龄(Minimum Age) T_{RD} 代表了最近一次 Re 亏损（部分熔融）的年龄，从 1.08-1.81Ga 变化，它也是模式年龄。

表 1 PP3 超镁铁岩 Re-Os 同位素含量（ppb）比值特征和年龄（Ga）

Sample	Os	Re	$^{187}Os/^{188}Os$	err	$^{187}Re/^{188}Os$	地幔年龄	最小年龄
NO3-92-1	2.982	0.028	0.1147	0.0001	0.0455	2.04	1.81
NO3-87-8	1.449	0.009	0.1159	0.0001	0.0298	1.76	1.63
NO31-1	0.205	0.003	0.1197	0.0002	0.0669	1.3	1.08
NO3-21-6	0.110	0.023	0.1203	0.0002	1.0137	-	0.989

致谢：本工作得到了国家重点基础研究发展规划 973 项目（2003CB716503）、国家自然科学基金重大项目（40399143）和博士后基金的联合资助成果之一.

主要参考文献：

Bennett V C, Nutman A P, East T. 2002. The osmium mantle evolution curve and limits on accretion and differentiation of the Earth from Archean(3.4-3.8Ga) ultramafic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 66:2615-2630.

Canil, D. and Wei, K. 1992. Constraints on the origin of mantle-derived low Ca garnets. Contrib. Mineral.Petrol. 109: 421-430.

Kelemen, P.B.,1998. et al. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction. Earth Planet. Sci. Lett. 164, 387-406.

McDonough, W F and Sun, S-S. 1995. The composition of the Earth. Chemical G*eology,* 120: 223-254.

Orberger, B.,et al. 1998. Platinum group elements in mantle xenoliths from eastern China. Tectonophysics 296, 87-101.

Palme H. and Nickel K. 1985, Ca/Al ratio and composition of the Earth's mantle. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 2123-2132.

Robinson, J AC, et al. 1998. The beginning of melting of fertile and depleted peridotite at 1.5 GPa. Earth Planet. Sci. Lett. 155: 97-111.

Xu, X, et al., 2000. Genesis of young lithospheric mantle in SE China. Journal of Petrology 41: 111-148.

斜方辉石高压麻粒岩成因：全岩成分限定

陈 意，叶 凯，刘景波

（中科院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029）

在基性岩体系和长英质/泥质岩体系中，斜方辉石的消失是高压麻粒岩相变质的重要判别标志（O'Brien & Rötzler, 2003; Pattison, 2003）。这一定义与大部分造山带中的高压麻粒岩的矿物组合相吻合（e.g. Elvevold et al., 2003; Shervais et al., 2003; Baldwin et al., 2003; Puelles et al., 2005; Tajcanpvá et al., 2006）。典型基性高压麻粒岩的矿物组合为 Grt＋Cpx＋Qtz±Pl，典型长英质/泥质高压麻粒岩的矿物组合为 Grt＋Ky＋Kfs。然而，含斜方辉石和蓝晶石的高压麻粒岩在造山带中被多次发现，如南非的 Limpopo 造山带（Chinner & Sweatman，1968）；俄罗斯 Kola 半岛（Bondarenko，1972）；Harris 南部的 Leverburgh 造山带（Baba, 1998; Hollis et al., 2006）；印度南部的 Palni Hills 山脉（Raith et al.，1997）和南极洲东部的 Rauer Group（Tong & Wilson, 2006）。这些含斜方辉石的高压麻粒岩均为富镁富铝的长英质/泥质麻粒岩，说明在富镁富铝的岩石体系中，斜方辉石可以在高压麻粒岩相条件下稳定。Holliset al (2006) 通过 THERMOCALC 计算证实了这种观察。

最近，我们在北大别黄土岭发现了一种特殊的含斜方辉石的高压麻粒岩（Grt＋Opx＋Bt＋Pl＋Kfs＋Qtz）（Chen et al., 2006），它的全岩成分以低铝（A/AFM=0.31）低镁（X_{Mg}=0.64）为特征，明显不同于上述含斜方辉石的高镁高铝的长英质/泥质麻利岩。表明高压麻粒岩相斜方辉石在低铝低镁的成分体系中也可稳定。对低铝低镁泥质岩/杂砂岩体系的高温高压实验也证实，矿物组合 Grt＋Opx＋Bt＋Qtz±Pl±Kfs 在高压麻粒岩相温压条件下（P>11 kbar; T>850 ^{o}C）可以稳定 (e.g. Vielzuef & Montel, 1994; Patiño Douce & Beard, 1995; Harley, 1998; Indares & Dunning, 2001; Nair & Chacko, 2002)。为了限定斜方辉石在低铝低镁成分体系中的稳定范围，本文运用 THERMOCALC 3.23 (Powell et al., 1998, and upgrades) 和内部一致热力学数据库（Holland & Powell，1998，upgrade of tcd55.txt）所建立的 NCKFMASH 体系 P－T－X 视剖面图，定量地分析了含斜方辉石高压麻粒岩所稳定的温度、压力和全岩成分范围。T－X_{Mg} 和 P－X_{Mg}（X_{Mg}＝MgO/(FeO＋MgO)）视剖面表明，在低铝（A/AFM=0.31）黄土岭麻粒岩成分体系中，全岩的 X_{Mg} 对斜方辉石的高压稳定域并没有明显的影响，这不同于 Hollis et al.（2006）对高铝（A/AFM＝0.68）体系的计算结果，Hollis et al.（2006）的计算表明，在高铝全岩成分体系中，高压麻粒岩相斜方辉石只能在富镁（X_{Mg}>0.84）的岩石中才能稳定。我们的计算结果表明，斜方辉石在高压条件下的稳定域还受全岩 Al 含量的控制。T－X_{Al} 和 P－X_{Al}（X_{Al}＝Al_2O_3/(Al_2O_3+MgO+FeO)）视剖面表明，只有当全岩 X_{Al}<0.39 的情况下，斜方辉石才能在高压麻粒岩相条件下稳定。

这种低铝（X_{Al}<0.39）长英质/泥质岩在自然界并不常见，据统计，在世界各地的 200 个长英质/泥质岩样品中，只有 10％的 X_{Al}<0.39。长英质/泥质高压麻粒岩的形成普遍与含水矿物（如白云母、黑云母和角闪石）脱水熔融或岩石的部分熔融过程有关（O'Brien & Rötzler, 2003）。大量研究表明，高压麻粒岩峰期矿物组合的保存需要熔体的丢失（White et al., 2001, 2002; White & Powell, 2002; Kelsey et al., 2003）。在黄土岭高压麻粒岩中无熔体结晶的岩石学

记录，表明在高压麻粒岩相变质过程中形成的富铝花岗质熔体已析出。富铝熔体的丢失必然会导致残留高压麻粒岩中铝含量的降低，从而产生低铝高压麻粒岩。

为了定量评估部分熔融过程中熔体的丢失对斜方辉石高压稳定域的影响，必须先恢复熔体丢失前的全岩成分。岩石学研究表明，黄土岭麻粒岩中石榴石斑晶保存了早期角闪岩相矿物组合（Grt＋Bt＋Ms＋Amp＋Pl＋Qtz±Ilm）和进变质环带，基质矿物保存了峰期矿物组合 Grt＋Opx＋Bt＋Pl＋Kfs＋Qtz±Ru±Ky（Chen et al.，2006）。因此，可以将早期角闪岩相矿物组合视为黄土岭高压麻粒岩的原岩矿物组合。根据 Chen et al.（2006）所估算的早期角闪岩相压力条件，我们建立了 T－X_{melt} 视剖面。发现只有在 X_{melt}=0.29-0.34 时，早期角闪岩相矿物组合才能在 T＝500－540 ^{o}C 的条件下稳定，说明黄土岭麻粒岩在进变质过程中丢失了将近 30 mol%的熔体。计算结果还显示，熔体的丢失对原岩的 X_{Mg} 并没有明显影响，这是因为熔体本身只含有很少量的 MgO 和 FeO。但是，它会显著降低全岩的 X_{Al}。因此，高压麻粒岩相变质过程中熔体的丢失可将原高铝长英质/泥质岩转变为低铝高压麻粒岩。造山带高压麻粒岩的形成普遍与加厚地壳的部分熔融过程有关，富含长英质/泥质岩的加厚地壳在大陆俯冲碰撞造山带普遍存在。因此，在大陆俯冲碰撞造山带的演化过程中有利于形成含斜方辉石的低铝高压麻粒岩。

CCSD 主孔片麻岩中副矿物的初步研究

陈振宇，徐 珏，王登红

（中国地质科学院矿产资源研究所，北京，100037）

中国大陆科学钻探（CCSD）工程主孔位于苏鲁超高压变质带南部的东海县毛北村，终孔深度 5158m。近年来，国内外地质学家已对主孔岩心开展了多学科全方位的科学研究，并已取得了一系列重要进展（许志琴等，2005）。CCSD 主孔岩心的岩石类型包括榴辉岩、正片麻岩、副片麻岩、超基性岩（石榴石橄榄岩）及少量的片岩和石英岩（张泽明等，2006）。对主孔 0～4500m 岩心中锆石的矿物包体详细研究表明，各种变质岩普遍保存有以柯石英为代表的超高压变质矿物，表明在南苏鲁地区由榴辉岩及其围岩的原岩所组成的巨量陆壳物质曾整体发生深俯冲，并经历了超高压变质作用（刘福来等，2005a）。片麻岩的地球化学性质研究表明，正片麻岩具有多成因的特点，部分正片麻岩具有 A 型花岗岩的地球化特征，反映它们有可能形成于板内的构造环境，而另一部分的原岩则可能形成于陆缘火山弧的构造环境；副片麻岩的原岩可能是形成于被动大陆边缘的一套典型的沉积岩或变沉积岩（刘福来等，2005b）。副矿物由于富集了岩石中大部分的微量元素及一些放射性元素而使其在岩石学和同位素年代学研究中具有更重要意义，常被用于成岩成矿演化过程的示踪研究。本文简要报道 CCSD 主孔 2000m 以下片麻岩样品中一些副矿物的初步研究。

1．榍石

榍石在 CCSD 片麻岩中是一种常见副矿物，一般可与石英、钾长石、斜长石、绿帘石（褐帘石）、磁铁矿、黑云母、绿泥石等共生。在一些花岗质片麻岩中发现有高铝榍石，Al 的含量可达 8.17%，榍石可发育环带结构，从中心到边缘铝的含量逐渐降低，伴随 Al 的降低，榍石中的 Ti 升高，而 F、稀土元素、Y、Nb 和 Fe 等元素则有同步降低的趋势。在同一个榍石颗粒中，相对于低铝榍石，高铝榍石一般含有更高的 F、稀土元素、Y、Nb、Sr 和 Fe 等元素，而 Ti 含量则较低。其中 F 最高可达 3.84，ΣREE 最高可达 1.54，Y 的含量最高可达 2.19，Nb 最高可达 1.14，Sr 最高可达 0.34，Fe 最高可达 2.97。此外，榍石中还含有微量的 Mg、Th、P 元素，最高分别为 0.065、0.074、0.411。

高铝榍石一般认为是超高压变质作用下的一种特征矿物（叶凯、叶大年，1996）。CCSD 片麻岩中榍石的环带结构可能反映了榍石从超高压峰期到退变质过程的晶体生长及元素含量变化，其成分特征提示在板块俯冲超高压变质过程中，榍石应该是 F、REE、Y 和 Nb 等元素的重要储存库之一。

2．绿帘石族矿物

绿帘石族矿物在 CCSD 片麻岩中也很常见，包括绿帘石、黝帘石和褐帘石，常与榍石、长石、云母、角闪石、稀土矿物等共生。绿帘石族矿物可形成两种环带结构，一种是比较简单的同心生长环带型，晶体自形度高，从中心到边缘可分为 3～4 期，以其中一个绿帘石为例，如图 1，从背散射电子图像上可以看到，该褐帘石从中心到外部共有 4 个环带，如果把

每个环带当做一个期次，每个期次之间成分有明显的变化，其中稀土元素含量变化最大，晶体中心第一期次为含ΣREE=13.855%的褐帘石，第二期次的ΣREE 升高到 16.655%，第二期次的ΣREE 急剧下降到 4.967%，最后期次的则几乎不含 REE，转变为绿帘石。此外，FeO、MgO、TiO_2、ThO_2 及 P_2O_5 和 REE 的变化趋势相同，而 Al_2O_3、SiO_2 和 CaO 的变化趋势则

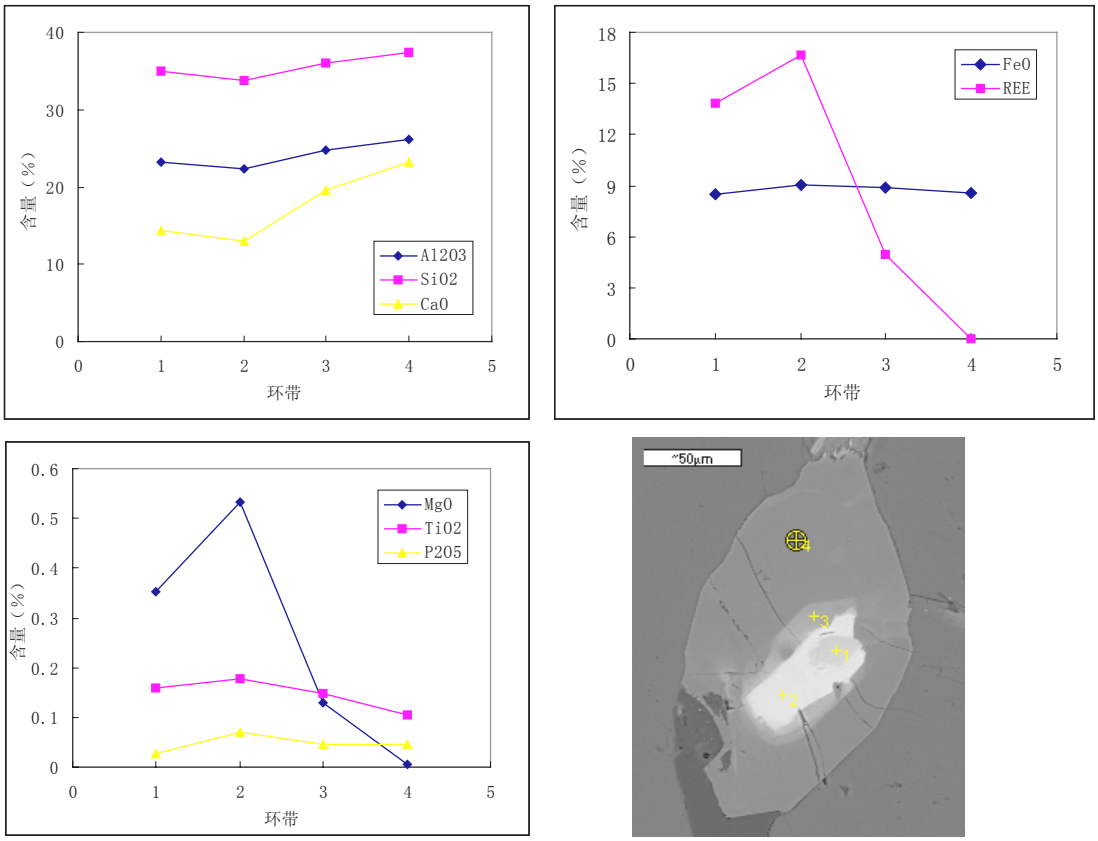


图 1 发育同心生长环带的褐帘石－绿帘石及其成分变化

与 REE 相反。SrO 的含量则从第一期次的 2.117%一直下降到第 4 期次的 0.402%。另一种绿帘石（褐帘石）的环带结构较复杂，主体像是同心环带结构，但内部发育斑块状结构，大致可分为 3 个期次，成分变化特点相当于第一种的前 3 个期次而，缺少第 4 个期次及绿帘石成分。

研究表明，褐帘石可以形成于超高压变质阶段，而绿帘石的形成可以有多期次多成因，从榴辉岩原岩残余－进变质－峰期变质－退变质过程都可能有绿帘石（如王汝成等，2006；梁金龙等，2006；翟伟等，2006）。本次研究中的褐帘石和绿帘石的具体形成时代有待于进一步详细研究，但可以肯定的是，在这些片麻岩中，褐帘石的形成早于绿帘石，而且它们是俯冲带 REE 尤其是 LREE 及 Th 的主要携带者。

3．稀土矿物

在 CCSD 主孔片麻岩中，发育有大量各种各样的脉体，按照脉体出现的地质背景及成生关系，脉体可大致分为四大系列：①与超高压/高压变质阶段有关的脉体系列；②折返早期与减压部分熔融阶段有关的脉体系列；③与退变质（主要绿帘角闪岩相和绿片岩相）有关的脉体系列；④折返晚期超低压-低温热液脉体（徐珏等，2006）。其中在第 3 个系列中，含有多种特殊的稀土独立矿物，已鉴别的种类包括稀土碳酸盐（氟碳钙铈矿、氟碳钙钇矿）、

稀土铌酸盐（褐钇铌矿）、稀土硅酸盐（褐帘石）、稀土氧化物（钛钇钍矿、钛钇镝矿？）等，常与碳酸盐、萤石、磁铁矿、绿泥石、黄铁矿、长石、石英等共生，这其中又已稀土碳酸盐为最多，稀土矿物以含轻稀土为主，重稀土中除了 Dy 和 Er 外，其他元素一般很少，稀土

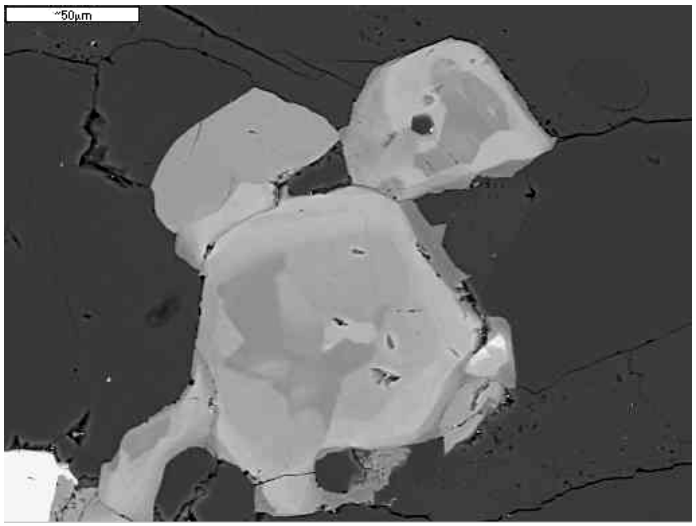


图 2 内部发育斑块状结构的褐帘石

矿物还普遍含有 Y 和 Th。稀土独立矿物的出现可能反映了片麻岩退变质过程中有大量富含稀土元素、高场强元素（Y、Nb、Th 等）及挥发组分（CO2 和 F 等）的流体存在，这些流体是片麻岩内部分异产生还是外来流体的渗入还有待于进一步深入研究。

4. 铌铁金红石

在约 4000m 处的一个长英质正片麻岩中，我们还发现了一颗铌铁金红石，与菱铁矿、绿泥石、长石等共生，背散射图像显示金红石成分不均一，大致可分为内外两个部分，外部已被部分熔蚀，且比内部的 Nb、Fe 含量更高（最高分别为 16.17%和 9.396%）。该金红石还富含 Sn，最高可达 0.78，Sn 显示与 Nb、Fe 反相关关系。联想到东海水晶中毛发状金红石富含 Nb、Fe 等微量元素（李晓峰等，2005），推测片麻岩可能和含毛发状金红石的水晶之间存在某种成因关系，有待于进一步研究。

参考文献略

CCSD 主孔榴辉岩中金红石微量元素组成特征及其热动力学意义

高长贵，刘勇胜

（中国地质大学（武汉）地球科学学院，武汉 430074）

金红石作为榴辉岩常见的副矿物，是高场强元素 Zr、Nb、Mo、Hf、Ta、W 的主要载体矿物(Zack et al., 2004)，近年来受到岩石地球化学家的高度重视。我们利用 LA-ICP-MS 分别对 CCSD 主孔 0（地表）~1100m 的 11 个样品中被石榴石包裹的金红石以及处于石榴石和绿辉石粒间的金红石的微量元素进行了详细分析。结果表明金红石中除了高度富集高场强元素 Zr、Nb、Hf、Ta 等外，过渡金属元素的含量也相对较高。随采样深度不同 Nb、Ta 含量变化趋势与全岩一致，但 Zr、Hf 在全岩和金红石之间发生了显著分歧。金红石具有比全岩更低的 Zr/Hf 比值，且 Nb/Zr 比值与 Nb 正相关但与 Zr 无相关性（图 1a）。这些特征说明榴辉岩中金红石可以有效分离 Zr(Hf)和 Nb(Ta)。除高 Mg 榴辉岩 SD019 外，粒间金红石较包裹体金红石具有更高的 Zr、Hf 含量，且粒间金红石边部的 Zr、Hf 含量低于核部。另外，粒间金红石边部的 Pb、Ba 含量相对核部及包裹体金红石明显偏高，这应指示了金红石形成之后的流体交代作用（图 1b）。

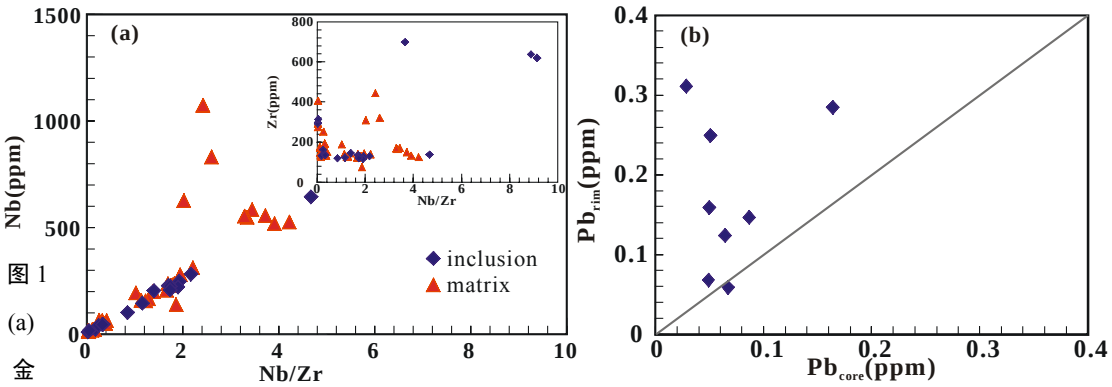


图 1 (a) 金红石中 Nb/Zr-Nb、-Zr 变化图；(b) 粒间金红石核部与边部 Pb 含量对比

金红石-锆石-石英体系中金红石中 Zr 含量地质温度计近年来得到了较多应用(Spear et al., 2006; Watson et al., 2006; Zack et al., 2004; 王汝成 et al., 2005)。利用 Zack et al (2004) 的金红石温度计（ZMK）计算表明 CCSD 主孔 0~1100m 粒间金红石形成温度范围 623℃~796℃（平均 645℃）明显高于包裹体金红石的温度范围 598℃~639℃（平均 614℃）（地表样品 NSD28 和高 Mg 样品 SD019 不在计算之内）。利用 Watson et al.（2006）的金红石温度计（WWT）所得的温度总体上较 Zack et al (2004) 的金红石温度计（ZMK）低（图 2），但是粒间金红石的温度同样呈现较包裹体金红石高的特征。部分包裹体金红石产于具有柯石英假象的石榴石中，标明包裹体金红石形成温度应代表了超高压峰期变质作用的温度，但是却比普遍认为的苏鲁榴辉岩超高压变质峰期温度低，其原因有待进一步研究。宗克清等(2006)对 CCSD 主孔 100~1100m 榴辉岩中主要矿物的微量元素组成研究表明这些矿物中的 REE 分带特征记录了折返过程中经历的短时增温作用。本研究中通过不同金红石温度计计算均表明

CCSD 主孔 100~600m 榴辉岩中粒间金红石温度明显高于包裹体金红石且随深度逐渐增加（图 2）的特征，是否反映了同样的热力学意义？另外，高 Mg 榴辉岩样品（SD019）金红石温度明显高于其它样品，且包裹体金红石温度（>800℃,最高达 827℃）明显高于粒间金红石，其原因可能是高 Mg 榴辉岩超高压变质过程中 SiO_2 不饱和导致温度计算偏高。

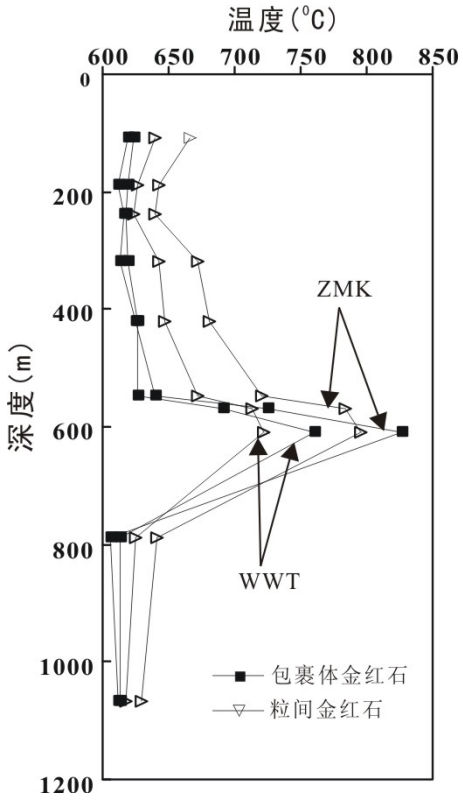


图 2 粒间金红石根据 Zr 含量计算的最高温度随钻孔深度的变化。

ZMK 是用 Zack et al (2004) 公式计算所得 WWT 是用 Watson et al.（2006）公式计算所得

主要参考文献：

Spear FS, Wark DA, Cheney JT, Schumacher JC, Watson EB. 2006. Zr-in-rutile thermometry in blueschists from Sifnos, Greece. Contrib Mineral Petrol(152):375-385.

Watson EB, Wark DA, Thomas JB. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contrib Mineral Petrol.

Zack T, Moraes R, Kronz A. 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. Contrib Mineral Petrol(148):471-488.

王汝成, 王硕, 邱检生, 倪培. 2005. CCSD 主孔揭示的东海超高压榴辉岩中金红石：微量元素地球化学及其成矿意义. 岩石学报 21(2):465-474.

宗克清, 刘勇胜, 柳小明, 张斌辉. 2006. CCSD 主孔 100~1100m 榴辉岩中单矿物的原位微区微量元素地球化学研究. 岩石学报 22(7):1891-1904.

洋壳俯冲释放的富高场强元素(Ti-Nb-Ta)流体

——来自西天山榴辉岩相含金红石分凝体和脉体的证据

高 俊[1]，Reiner Klemd[2]，苏 文[1]，熊贤明[1]

（1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
2. 德国维尔茨堡大学矿物学院，维尔茨堡，D-97074）

西天山榴辉岩中发育含 cm 级放射状、柱状金红石的分凝体和脉体，证实富 Ti-Nb-Ta 高场强元素的流体可以在洋壳俯冲过程中被释放和运移。单矿物微量元素研究表明，金红石和少量榍石是 Nb、Ta、Zr、Hf 和 Ti 的主要载体；铁白云石和磷灰石载有大部分 Sr、Pb 和稀土元素；多硅白云母和钠云母主要容纳 Rb 和 Ba；石榴石优先选择 Y 和 Yb；绿辉石载有一定量的 Sr 和 Ti。相对于 E-MORB，分凝体周围的主岩榴辉岩亏损 Rb、Ba、Nb、Ta 和 Ti，而分凝体相对富集 Nb、Ta 和 Ti，支持了这些元素已经被活化的设想。此外，主岩榴辉岩全岩的 Ti-Nb-Ta 含量和石榴石、绿辉石变斑晶的 Ti 含量都随着距离分凝体越远而逐渐降低，为榴辉岩脱水过程中 Ti-Nb-Ta 从主岩中提取出来、遗留下一个亏损的榴辉岩主岩提供了强烈的证据。相对于 E-MORB，分凝体显示富集 Nb、Ta、Pb 和 Ti，亏损 Rb、Ba、Cs、Th、U 等，相对 OIB，脉体亦显示富集 Nb、Ta、Pb 和 Ti，这证实了 Ti-Nb-Ta 可以溶解于脱水释放的流体中。分凝体主岩的质量平衡计算表明主岩 Ti-Nb-Ta、K-Rb-Ba-Cs、Pb 和 Sr 元素的质量丢失率达 80%。但由于流体不可能沉淀出其中全部的溶解物，可能造成一部分发生了成分变化的流体逃逸，脉体的成分不可能代表沉淀出脉体矿物的原生流体的成分。与脉体和原生流体平衡的流体和原生流体模拟的微量元素浓度显示相对强烈富集 Rb、Ba 和 Pb，亏损 Th、U 和稀土元素，轻微富集 Ti-Nb-Ta。流体中 Si-Al-Na-F 络合物是促成 Ti-Nb-Ta 溶解的重要催化剂，而 CO_2 加入到流体相中是诱发金红石沉淀的原因。

虽然金红石或锆石产出在榴辉岩相脉体中的现象在大别山超高压榴辉岩带(Franz et al., 2001)和西阿尔卑斯的 Monviso 榴辉岩(Rubatto and Hermann, 2003)有报道，但缺乏详细的矿物微量元素地球化学和流体地球化学的研究。我们在该领域率先定量研究了富高场强元素(Ti-Nb-Ta)流体的成分，确认该类型流体可以在俯冲带被释放和运移，对传统的板块构造理论基础上的流体模型作出了新的补充。尽管实验岩石学研究表明超临界流体可以搬运富高场强元素，但实验温压条件远远高于自然界俯冲带流体释放的温压条件(Kessel et al., 2005)。因此，该研究成果对认识俯冲带深部的壳幔相互作用和流体地球化学循环具重要科学意义。

主要参考文献：

Franz L, Romer RL, Klemd R, et al. (2001) Contrib Mineral Petrol 141:322-346

Kessel R, Schmidt MW, Ulmer P (2005) Nature 437:724-727

Rubatto D, Hermann J (2003) Geochim Cosmochim Acta 67:2173-2187

荣成超高压地体片麻岩锆石年龄和 Hf 同位素组成

李向辉[1,2]，陈福坤[1,2]，李潮峰[2]，王芳[2]，李秋立[2]，郭敬辉[1]

（1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029；2. 中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室，北京 100029）

苏鲁造山带荣成超高压地体的超高压岩石的围岩主要是 TTG 成分到花岗岩成分的片麻岩，记录了 800 Ma – 700 Ma 的热事件，被认为是扬子陆块的一部分。本工作对荣成超高压地体内的片麻岩样品进行了锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素和全岩 Nd 同位素分析，用于探讨片麻岩的原岩性质及成因，为进一步理解扬子板块陆壳的形成和演化提供依据。

荣成超高压地体 3 个片麻岩样品（RC17、RC23 和 RC47）的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄在 770 Ma 和 710 Ma 之间变化（图 1）。样品 RC23 的锆石具有明显的核-边结构，核部蜕晶化比较厉害，核部 206Pb/238U 表面年龄在 385 Ma 至 792 Ma 之间变化，比较零散，可能是蜕晶化过程造成铅丢失的缘故。2 个铅丢失程度较轻的分析点给出了 786 ±20 Ma 的 206Pb/238U 年龄平均值。12 个锆石边部的分析点给出加权平均 206Pb/238U 年龄值为 207.6 ±2.2 Ma，表明该片麻岩明显受到了三叠纪超高压变质作用的影响。片麻岩样品 RC17 和 RC47 的锆石颗粒以自形长柱状为主，柱面和椎面均较发育，阴极发光图像显示锆石内部具有明显的岩浆环带结构，具备岩浆锆石特征，对应的 206Pb/238U 年龄分别为 772 ±14 Ma 和 714 ±14 Ma。

全岩 Sm-Nd 同位素结果显示，12 个片麻岩样品两阶段 Nd 模式年龄变化在 1.79 Ga 至 2.31 Ga 之间，仅有 2 个片麻岩样品的两阶段 Nd 模式年龄为 2.52 Ga 和 2.64 Ga，表明荣成超高压地体的平均地壳形成年龄主要为古元古代，和扬子板块的平均地壳生成年龄相一致，暗示具有扬子板块属性。14 个片麻岩样品的平均 εNd(t)值为-7，表明古老陆壳重熔作用在片麻岩原岩形成过程中占有重要的地位。

14 个片麻岩样品的锆石 Hf 同位素组成按照初始 ε_{Hf}(750Ma)和 TDM2(Hf)值大小可以划分为 3 类（图 2）。2 个片麻岩（Ⅲ类）的锆石具有非常负的 $\varepsilon_{Hf}(t)$，平均值为-16.4，铪模式年龄为 2.70 Ga，而 6 个片麻岩（Ⅱ类）的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$平均值为-7.7，铪模式年龄为 2.15 Ga，表明荣成超高压地体含有太古代-古元古代陆壳组分。另有 6 个片麻岩（Ⅰ类）的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 变化在-2.9 至 13.4 之间，两阶段 Hf 模式年龄值为 1.46 Ga 至 1.83 Ga，在其中的样品 RC30 当中，3 颗锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值高达 11.4 至 13.4，在 $\varepsilon_{Hf}(t)$-t 图中基本上落在亏损地幔的演化曲线上，对应的两阶段铪模式年龄为 812 Ma 至 939 Ma，和扬子板块周边双峰式岩浆活动的时间相一致，表明扬子板块具有晚元古代的地壳增生，这暗示晚元古代裂谷作用时有亏损地幔物质和热量加入到了陆壳当中，存在强烈的壳－幔相互作用现象。

扬子板块新元古代岩浆活动主要形成于 830 Ma - 820 Ma 前裂谷阶段和 780 Ma - 740 Ma 同裂谷阶段，相伴有同时期的基性岩浆，属于典型的双峰式岩浆活动（Li XH et al., 2003; Li ZX et al., 2003）。本工作获得 3 个片麻岩的锆石 U-Pb 年龄在 710 Ma 至 760 Ma 之间，与大别-苏鲁造山带内其它地体内主要岩石单元的原岩相一致（成岩年龄峰期~750 Ma；如：Zheng et al., 2003)。因此，可以认为荣成超高压地体的片麻岩原岩类似于大别-苏鲁造山带其它地

体的片麻岩，形成于同裂谷阶段。部分片麻岩的锆石具有正 εHf(t)值（锆石 I 类），表明片麻岩原岩晚元古代形成时有幔源岩浆的活动或新生地壳物质的重熔，伴随有早元古代-太古代陆壳物质的重熔再造。因此，可以认为在晚元古代来自深部的幔源岩浆沿裂谷往上迁移，底侵、烘烤上覆太古代、古元古代地壳物质并使其发生部分熔融，从而形成 εHf(t)偏负值的花岗质岩浆。具有正 εHf(t)值的幔源基性岩浆不同程度地混染 εHf(t)偏负值的花岗质岩浆，形成了 $\varepsilon_{Hf}(t)$相对较高的片麻岩原岩，这也是扬子板块晚元古代岩浆活动时存在强烈壳-幔相互作用的最有力证据。

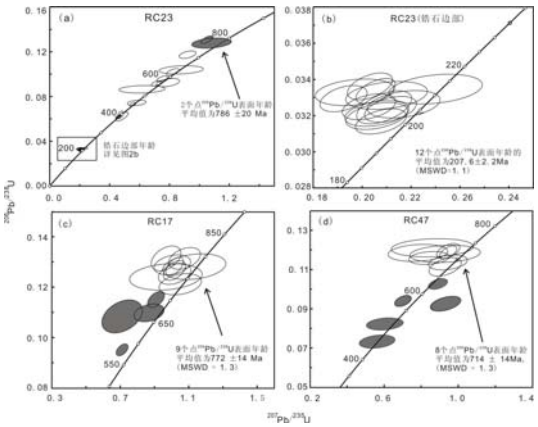


图 1 三个片麻岩样品的锆石 U-Pb 年龄

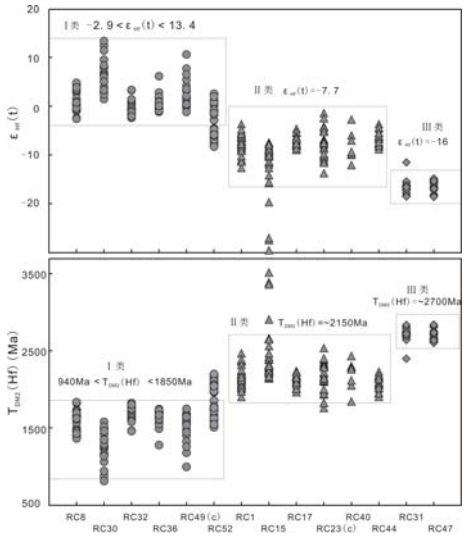


图 2 片麻岩的锆石 Hf 同位素组成

主要参考文献：

Li XH, Li ZX, Ge W, Li WX, Liu Y, Wingate MTD. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825Ma? Precambr. Res., 122: 45-83

Li ZX, Li X-H., Kinny PD, Wang J., Zhang S-H, Zhou H. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrian Res. 122: 85–109

Zheng YF. 2003. Neoproterozoic magmatic activity and globe change. Chinese Science Bulletin, 48(16): 1705-1720

UHP-metamorphosed mafic-ultramafic cumulates from the main hole of the Chinese Continental Scientific Drilling Project (CCSD-MH), Sulu, China: Petrology and fluid/melt-rock interaction

Xu-Ping Li[1]， Li Tian-Fu[2], Yang Jing-Sui[2]， Xu Zhi-Qing[2]

（1. *College of Geoinformation Science & Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao, 266510, China*；

2. *Laboratory of Continental Dynamics of Ministry of Land and Resources of China, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*）

Garnet-bearing mafic- to ultramafic rocks have been cored between 600-700 m in the CCSD-MH of the Sulu UHP metamorphic terrane. Grt peridotites which include mainly lherzolite, wehrlite and minor harzburgite together with pyroxenites, constitute the ultramafic part of the mafic-ultramafic complex. The rocks originate from crustal cumulates and have experienced a complex metamorphic and metasomatic history.

At least five stages of recrystallization have been identified based on studies of reaction textures and mineral compositions. Stage I represents a spinel peridotite stage, as inferred from the presence of relic chromium spinel and pyroxene. Stage II is characterized by a low P-T metasomatic event presented by serpentinization and the formation of phlogopite veins. Stage III represents a UHPM stage defined by the assemblage garnet + olivine + orthopyroxene + clinopyroxene in garnet peridotite. The calculated peak metamorphic conditions are around 700-780°C/3.6-4.0 GPa. Stage IV is a decompression stage obvious from a clear retrograde zonation of Omp and Grt within eclogite, and Cr-bearing magnetite replacing garnet at its rim within the Grt peridotite. Stage V is characterized by retrogression of tremolitic amphibole to biotite. The formation of pectolite, chlorite, calcite, and secondary serpentine is attributed to a late subgreenschist-facies hydrothermal event. Rock composition data record evidence of both enrichment and depletion events, suggesting different episodes of fluid/melt metasomatism.

The garnet bearing mafic-ultramafic rocks of the CCSD-MH representing crustal cumulates may derive from the upper plate in an intracontinental subduction zone. During subduction, spinel-peridotites were transformed to garnet peridotite, whereas gabbroic rocks were converted to eclogite, thus producing UHP-metamorpic lithologies during Triassic collision of the Yangtze and Sino-Korean cratons.

Multiple zircon growth during deep subduction and fast exhumation of impure marble from Dabie-Sulu UHP terrane

Fulai Liu[1], Axel Gerdes[2], Huaimin Xue[1] and Fenghua Liang[1]

（1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*;

2. *Institute of Geosciences, Mineralogy, J. W. Goethe University,* Frankfurt 60054, Germany）

Laser Raman spectroscopy and cathodoluminescence (CL) images show that zircons from Sulu-Dabie dolomitic marbles are characterized by distinctive domains of inherited (detrital), prograde, UHP and retrograde metamorphic growths. The inherited zircon domains are dark-luminescent in CL images and contain mineral inclusions of Qtz + Cal + Ap. The prograde metamorphic domains are white-luminescent in CL images and preserve a quartz eclogite-facies assemblage of Qtz + Dol + Grt + Omp + Phe + Ap, formed at 542-693 °C and 1.8-2.1 GPa. In contrast, the UHP metamorphic domains are grey-luminescent in CL images, retain the UHP assemblage of Coe + Grt + Omp + Arg + Mgs + Ap, and record UHP condition of T = 739-866°C and P > 5.5 GPa. The outermost retrograde rims have dark-luminescent CL images, and contain low-P minerals such as calcite, related to the regional amphibolite-facies retrogression. Laser ablation ICP-MS trace element data show striking difference between the inherited cores of mostly magmatic origin and zircon domains grown in response to prograde, UHP and retrograde metamorphism. SHRIMP U-Pb dating on these zoned zircons identify four discrete 206Pb/238U age groups: 1823-503 Ma is recorded in the inherited (detrital) zircons derived from various Proterozoic protoliths, the prograde domains record the quartz eclogite-facies metamorphism at 254-239 Ma, the UHP growth domains occurred at 238-230 Ma, and the late amphibolite-facies retrogressive overprint in the outermost rims was restricted to 218-206 Ma. Thus, Proterozoic continental materials of the Yangtze craton were subducted to 55-60 km depth at Early Triassic time and recrystallized at quartz eclogite-facies conditions. Then these metamorphic rocks were further subducted to depths of 165-175 km in the Middle Triassic and experienced UHP metamorphism, and finally these UHP metamorphic rocks were exhumed to mid-crustal levels (about 30 km) in the Late Triassic and overprinted by regional amphibolite-facies metamorphism. The subduction and exhumation rates deduced from the SHRIMP data and metamorphic P-T conditions are 9-10 km Myr-1 and 6.4 km Myr-1, respectively, and these rapid subduction–exhumation rates may explain the obtained P-T-t path. Such a fast exhumation suggests that Sulu-Dabie UHP rocks returned towards crustal depths were driven by buoyant forces, caused as a consequence of slab breakoff at mantle depth.

仰口退变质榴辉岩角闪石的氯环带：退变质过程中多期流体活动的证据

刘景波，刘文元，叶凯

（中国科学院地质与地球物理研究所，岩石圈演化国家重点实验室）

富氯角闪石出现在多中地质产状中，如现代的地热系统、矽卡岩、大洋蚀变的基性岩以及其它一些蚀变岩石、含榴辉岩的剪切带、麻粒岩等等。这些角闪石的成分主要落入韭闪石、绿钠闪石的成分范围。从地质产状上看富氯角闪石明显是含盐流体与岩石相互作用的产物。在一个样品中，富氯角闪石的氯含量通常有很大变化，如何解释这种现象？研究表明氯在角闪石的含量与多种因素有关，包括：（１）流体的性质和流体中的氯含量；（２）角闪石的晶体化学的控制作用，最特征的是铁含量对氯含量的控制作用；（３）温压条件等。在不考虑（２）和（３）的因素之下，目前一种常规的解释认为流体中的氯在岩石的水化过程中是逐渐富集的，可以形成非常富盐的流体（称为干化模型）。这种解释的理论基础在于含流体矿物在结晶过程中优先吸收水而不是氯，从而造成剩余的流体更富集氯，相应于这一过程，早结晶的角闪石贫氯，晚期结晶的角闪石富氯。通过这一模型，可以解释为什么一个样品中富氯角闪石的氯含量总是变化的。如果把（２）的因素考虑进来，问题会变的复杂起来。对于同一成分的流体，当与岩石不同区域的矿物反应生成角闪石时，如果这些区域的铁含量差别很大，那么生成的角闪石的氯含量也应该是不同的，这不是干化模型的结果，而是角闪石的晶体化学控制的结果。与此相关，流体的性质也是重要的需要考虑的问题，含氯的盐的种类从全岩的角度上看可以是 KCl, NaCl, MgCl2, CaCl2, FeCl2, FeCl3, AlCl3 等，所有这些盐都可以溶于流体之中，形成不同性质的流体，如果流体富铁，那么生成的角闪石也富铁，从而其氯含量应该较高，反之，则有相反的结果。

统一考虑（１）和（２）的因素，我们还能用干化模型是解释岩石中角闪石氯含量变化吗？为此我们对仰口榴辉岩中的富氯角闪石开展了详细研究。仰口的榴辉岩在折返过程中岩石受到不同程度退变质的影响，表现为绿辉石的后成合晶化。后成合晶化过程中形成的矿物组合为钠长石＋富氯角闪石＋绿辉石±多硅白云母±绿帘石±含氯磷辉石。富氯角闪石成分主要为韭闪石、绿钠闪石。富氯角闪石在结构上可分为两种，一类粒度较粗，在 50-300μm，呈孤立分布（类型 A）；另一类很细，粒度小于 30μm，呈带分布（类型 B）。类型 A 的角闪石氯含量最高，并有明显的氯环带，从核心到边缘，氯含量降低。类型 B 的角闪石氯含量比类型 A 的明显要低，但其氯含量变化很大，在岩石中，不同氯含量的角闪石各自呈带分布，总体看氯含量低的角闪石群围绕着氯含量高的角闪石群。在岩石中一些区域类型 A 的角闪石边缘的氯含量与类型 B 氯含量高的角闪石基本一致。在另一些区域，类型 A 的角闪石氯含量与类型 B 角闪石氯含量有明显的间断。类型 B 角闪石也显示氯的成分环带，也表现为从核心到边缘，氯含量降低，这在类型 B 氯含量高的角闪石表现最为清楚。

上述角闪石氯环带特征可以解读为类型 A 氯含量最高的角闪石最早形成，之后稍低氯含量的角闪石增生在其上；类型 B 氯含量高的角闪石也比氯含量低的角闪石形成要早，氯含量低的角闪石也增生在了氯含量高的角闪石之上。从岩石中的一些区域类型 A 的角闪石氯含量与类型 B 角闪石氯含量有明显的间断来看，流体活动是不连续的。这些特征指明角闪石氯含量变化是由多期流体活动造成。我们大量分析了角闪石的成分环带，发现 Fe/(Mg+Fe)比值从核心到边缘基本相同，而氯含量从核心到边缘降低，指明早期到晚期流体中的氯逐渐降低。因此，干化模型不是解释岩石中角闪石氯含量变化的唯一模型，多期氯含量不同流体的活动也是造成角闪石氯含量变化的原因。

阿尔金深俯冲板片属性的地球化学和年代学约束

刘 良，张安达，陈丹玲，王 超

（西北大学大陆动力学国家重点实验室，西北大学地质学系）

目前，阿尔金已发现和确定的超高压岩石主要分布在其南缘西段江尕勒萨依与中段英格利萨依地区。江尕勒萨依地区超高压岩石以榴辉岩为主体，榴辉岩的直接围岩有花岗质片麻岩、(含)石榴子石黑云母片麻岩、富铝泥质片岩和大理岩，其中富铝泥质片岩中发现先存斯石英曾存在的显微结构证据，指示部分围岩也经历了超高压变质。英格利萨依地区的超高压岩石有含菱镁矿的石榴石二辉橄榄岩、含石榴子石的花岗质片麻岩、片麻状(含)钾长石的石榴石辉石，露头上这三种岩石呈互层状伴生，局部见深灰色片麻状石榴辉石岩呈透镜体状包裹在浅色花岗质片麻岩之中，它们一起构成一个复合型的透镜体产于一套副变质的片麻岩之中。

江尕勒萨依地区的榴辉岩可分为高 Ti 和中 Ti 两类，其 Nb/Y 比值均小于 1，原岩属拉斑玄武岩系列。高 Ti 榴辉岩 TiO_2 含量平均值为 2.82wt%，呈轻稀土富集或近平坦型的稀土模式，Nb 平均含量为 12.40μg/g, Zr/Nb 比值多介于 8.18~11.29 之间，其原岩可能具有 OIB 的特征。中 Ti 榴辉岩的 TiO_2 含量的平均值为 1.63wt%，其稀土分配型式可进一步分为轻稀土富集型和近平坦型，其 Zr/Nb 比值的平均值分别为 11.47 和 10.47，La/Nb 和 Y/Nb 平均比值分别为 0.96、0.68 和 2.96、3.57，一致显示了 E-MORB 的典型特征。高 Ti 和中 Ti 榴辉岩的 Nd-Sr-Pb 同位素特征均一致显示其原岩源区来自亏损地幔，$\varepsilon_{Nd}(t=580Ma)$值变化 2.55~5.32 之间，可能为具有洋壳性质的岩石组合。榴辉岩的直接围岩花岗质片麻、(含)石榴石黑云片麻岩及大理岩的原岩是一套亲陆源性质的岩石组合。花岗质片麻岩的原岩具有地壳熔融型、同碰撞花岗岩的特点；而(含)石榴石黑云片麻岩的原岩，整体与大陆上地壳的特征相似，而明显区别于大洋壳的特征，其$\varepsilon_{Nd}(t=930Ma)$值变化于-3.41~-1.74 之间，$\varepsilon_{Sr}(t=930Ma)$值变化于 35.03~269.42 之间，可能对应于活动陆缘的构造环境。新近，在锆石 CL 图像内部结构研究的基础上，利用高精度的 LA-ICP-MS 原位分析技术，分别获得该榴辉岩及其围岩石榴石黑云母片麻岩的变质年龄分别为 484±6Ma 和 499±27Ma，榴辉岩原岩形成年龄的下限值为 580Ma。

英格利萨依地区，石榴子石二辉橄榄岩的原岩不是一个原始的地幔碎片，而是地幔超镁铁-镁铁质物质侵位于地壳浅部发生分离结晶作用的产物，与其伴生的含钾长石石榴子石辉石岩的原岩具有大陆下岩石圈富集地幔源区的特征，片麻岩的原岩具有 S 型花岗岩的特征。我们利用 LA- ICP-MS 锆石 U-Pb 测年法获得该石榴子石二辉橄榄岩的变质年龄为 509±12Ma，原岩形成年龄为 844±9 Ma；利用 SHRIMP 和 LA- ICP-MS 分别获石榴子石花岗质片麻岩的变质年龄为 487±10Ma 和 495±6.5Ma，原岩形成年龄为 842±18 Ma；利用 LA-ICP-MS 获得含钾长石石榴子石辉石岩的变质年龄为 488.7±8.3Ma，原岩形成年龄为 821±27Ma。张建新等(Zhang J X et al.，2005)利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法也获得这三种岩石的变质年龄分别为 501±16Ma、493±7Ma 和 497±11Ma。不同方法不同研究者获得的这些超高压岩石的变质年龄在误差范围内是一致的。

上述资料表明：

1) 阿尔金江尕勒萨依地区的榴辉岩的原岩可能具有洋壳性质，但其出露在一套具陆壳性质的围岩之中; 同时, 榴辉岩的变质年龄(484±6Ma)与其围岩副片麻岩的变质年龄(499±27Ma)在误差范围内是一致的, 说明超高压岩石与其围岩同时经历了变质作用。这一点与柴北缘野马滩一带榴辉岩的变质时代(480~440 Ma)先与其围岩片麻岩变质时代(423 ± 5 Ma)约40Ma 的特征完全不同。

2)阿尔金英格利萨依地区的超高压岩石的形成可能是元古代就位于陆壳中的超镁铁质－镁铁质－花岗质岩浆物质在早古生代共同发生超高压变质的产物。

3)阿尔金江尕勒萨依与英格利萨依两地不同原岩性质的超高压岩石的变质时代是一致的，不仅进一步证实阿尔金西段江尕勒萨依与中段英格利萨依超高压岩石共同构成同一条超高压岩带或岩片，而且说明具典型陆壳深俯冲特征的英格利萨依超高压岩石的变质时代并不滞后于原岩明显具有洋壳性质的江尕勒萨依榴辉岩的变质时代。因此，阿尔金南缘整个超高压带(岩片)的形成是陆壳深俯冲作用的产物。

High-Pressure Phase Transitions of the Feldspars and Further Characterization of Lingunite

Lin-gun Liu[1]，Ahmed E[1]，Gorsey[2]

（1. *Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan, ROC*

2. Bayerisches Geoinsitut, Universitat Bayreuth, Bayreuth, Germany）

All known high-pressure phase transitions of the feldspar end-members of albite ($NaAlSi_3O_8$), anorthite ($CaAl_2Si_2O_8$) and orthoclase ($KAlSi_3O_8$) are reviewed and summarized. Although all these end-members crystallize in the feldspar structure at ambient conditions, the high-pressure phase behavior of these feldspars is rather different from each other except for the formation of the pair of $NaAlSi_3O_8$-hollandite and $KAlSi_3O_8$-hollandite. Yet, the maximum solubility of $NaAlSi_3O_8$-hollandite in $KAlSi_3O_8$-hollandite was found to be limited to ~51 mol% at 22 GPa and 2200 ^oC. Among all high-pressure Na^+, K^+ and Ca^{++} aluminosilicates found in the feldspars (6 in total), only $NaAlSi_3O_8$-hollandite (or lingunite), $KAlSi_3O_8$-hollandite, and slightly Ca-rich hollandite (An_{52}~An_{56}) have so far been discovered in shocked meteorites. Raman spectrum is available only for natural lingunite, and it has been compared with those of synthetic $KAlSi_3O_8$-hollandite, $NaAlSi_3O_8$-glass and stishovite.

Stability Field of Dolomite

—An Index Mineral Relevant to UHPM

Lin-gun Liu

(*Institute of Earth Sciences, Academia Sinica,Taipei, Taiwan, China*)

Dolomite containing coesite has been discovered in the Dabie Mountains, central China (Schertl and Okay, 1994; Zhang and Liou, 1996; Omori et al., 1998; Ogasawara et al., 1998) and diamond-bearing dolomitic marbles are also reported from Kokchetav massif of northern Kazaksten (Ogasawara et al., 2000). Dolomite dissociation textures are also documented in rocks from the Kokchetav massif (Zhu and Ogasawara, 2002). Both coesite and diamond are typical high-pressure index minerals. Rocks containing these minerals are characteristically subjected to pressures and temperatures in excess of 2 Gpa and 200 ^{o}C, respectively (e.g., Liu, 2002; Stockhert et al., 2001). Dolomite is a common mineral on the surface, but it decomposes into a mixture of aragonite + magnesite at high pressures and high temperatures (Liu and Lin, 1995). Thus, the P-T stability fields of coesite, diamond and dolomite are the key to the P-T paths of the ultra-high pressure metamorphism (UHPM) of dolomite-bearing rocks from both Dabie and Kokchetav. The typical peak metamorphism of UHPM occurred at temperatures below 1000 ^{o}C (e.g., Massonne, 2001). Experimental determinations of the stability fields of both coesite and diamond have been extensively carried out in various laboratories in the last half century (see a review by Liu, 2002). The direct studies were, however, limited to above ca. 400 ^{o}C for coesite and ca. 1000 ^{o}C for diamond.

The study of the stability field of dolomite has been carried out only in last decade since the breakdown reaction was first established by Liu and Lin in 1995. The direct experimental determination of the transition boundary has been conducted by in-suit X-ray diffraction (Martinez et al., 1996) and by quench experiments (Luth, 2001; Sato and Katsura, 2001).

In principle, the stability fields of all these index minerals (coesite, diamond and dolomite) cannot be reliably determined by direct experimental studies at temperatures below ca. 400 ^{o}C because of the kinetics. Thus, reliable equilibrium transition boundaries for these index minerals at temperatures below ca. 400 ^{o}C can only be defined by thermodynamic calculations using thermochemical and compression data available for the relevant materials as demonstrated earlier for coesite and diamond (e.g., Liu, 2002).

The calculated and determined stability field of dolomite is summarized in Fig. 1. It is obvious that the data shown Fig. 1 are in discordance, particularly in the slope between the calculated and determined transition boundaries. Unlike in the cases for coesite and diamond, all experimental studies of the stability field of dolomite are likely to be unreliable. Martinez et al. (1996), Luth (2001), and Sato and Katsura (2001) all employed X-ray diffraction method to examine the run products in their experiments. With this technique, it is rather difficult, if it is not impossible, to distinguish the assemblage of (dolomite + aragonite + magnesite) from that of (aragonite + magnesite). The boundary drawn by Luth (2001) is basically the “aragonite-in” according to the data reported. Consequently, the correct decomposition boundary of dolomite should fall on the high pressure side this boundary.

Reference

Liu, L., 2002.Critique of stability limits of the UHPM index minerals – diamond and coesite, Inter. Geol. Rev. 44, 770-778.

Liu, L. and C. C. Lin, 1995.High-pressure phase transformations of carbonates in the system CaO-MgO-SiO2-CO2. Earth Planet. Sci. Lett. 134, 297-305.

Luth, R. W., 2001.Experimental determination of the reaction aragonite plus magnesite = dolomite at 5 to 9 GPa. Contri. Mineral. Petrol. 141, 222-232.

Martinez, I., J. Zhang, R. J. Reeder, 1996.In situ X-ray diffraction of aragonite and dolomite at high pressure and high temperature: evidence for dolomite breakdown to aragonite and magnesite. Am. Mineral. 81, 611-624.

Massonne, H.-J., 2001.Origin of microdiamond-bearing quartzofeldspathic rocks (saidenbachites) from the Erzgebirge, Germany: a progress report. In: Fluid/Slab/Mantle Interactions and Ultrahigh-P Minerals. Waseda University, Tokyo, 11-15.

Ogasawara, Y., R. Y. Zhang and J. G. Liou, 1998.Petrogenesis of dolomitic marbles from Rongcheng in the Su-Lu ultrahigh-pressure metamorphic terrane, eastern China. Island Arc 7, 82-97.

Ogasawara, Y., K. Ohta, I. Fukasawa, 2000.I. Katayama and S. Maruyama, Diamond-bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Komdy-Kol in the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. Island Arc 9, 400-416.

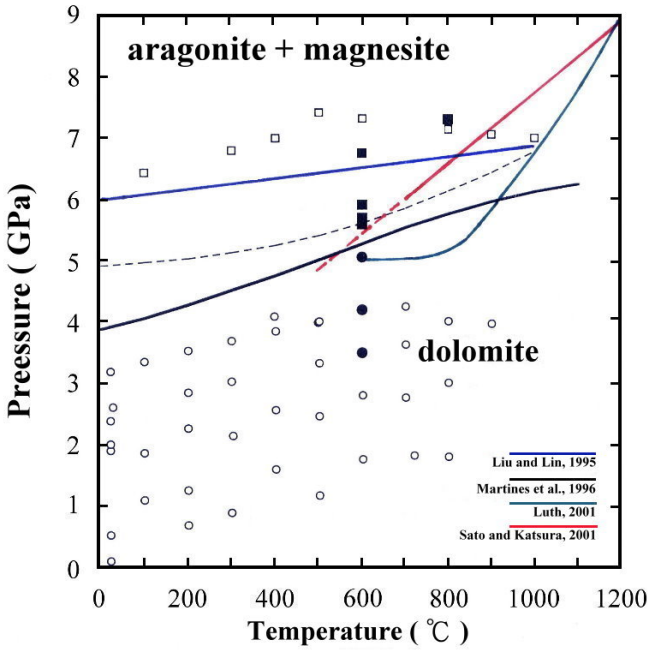


Fig. 1 The P-T stability field of dolomite.

The solid line of Liu and Lin (1995) and the solid and dashed lines of Martinez et al. (1996) were calculated from thermochemical data. The solid lines of Luth (2001) and Sato and Katsura (2001) were determined by experiments. The other symbols are experimental data reported by Martinez et al. (1996).

大别山超高压多硅白云母榴辉岩脱水熔融实验研究*

刘 强，金振民

（中国地质大学地球科学学院，武汉，430074）

榴辉岩部分熔融作用是基性岩高压相变重结晶后，在一定温度条件下进行物质调整和改变力学强度的重要方式之一。高温高压实验研究表明，在含水条件下，榴辉岩部分熔融可以形成与奥长花岗岩相类似、富硅铝而贫铁镁的初始熔体（Winther，1996）；在相对“干”的条件下，榴辉岩需要更高温度来实现部分熔融并形成以安山质为主的初始熔体，随着部分熔融度增加，熔体组分向玄武质转化（Pertermann et al，2003）。以上研究为认识和了解地壳物质增生及演化机制提供了实验证据。作为大陆深俯冲碰撞的“见证者”，对出露于造山带内超高压榴辉岩进行脱水熔融实验研究更具有大陆动力学意义。例如，岩石中少量含水矿物（如黝帘石）在适合温压条件下的脱水分解控制了超高压岩石单元深熔作用的发生和力学强度的降低（Skjerlie et al，2002），这为大陆深俯冲与折返的岩石演化和动力学过程研究带来启示。

多硅白云母是在超高压岩石中含水量最高的富钾矿物（Nakamura,2003）。有关多硅白云母的实验资料显示，在中等地温梯度的俯冲带中，多硅白云母稳定深度可以达到300公里（Domanik and Holloway,2000）。随着压力的降低和体系中水的存在，多硅白云母的脱水分解温度会显著降低。例如，多硅白云母在2GPa和含流体条件下的脱水分解温度就低于700℃（Herman，2002）。目前，已有观测资料提供了重要的多硅白云母脱水熔融的天然岩石结构证据——以蓝晶石为中心、幔部为钠长石和石英的毫米级细脉（叶凯等，2001）。因此，多硅白云母在＜3GPa下的脱水分解对超高压榴辉岩在折返过程中的部分熔融作用和改变岩石力学性质具有重要意义。由于缺乏明确的实验对含多硅白云母榴辉岩的脱水熔融及流体活动特征进行约束，因此，本实验模拟超高压岩石折返过程中的温压条件，查明含多硅白云母超高压榴辉岩在固定压力（2GPa）和温度变化（850～1000℃）条件下的脱水部分熔融特征。

实验原始样品为采自大别山碧溪岭新鲜的超高压榴辉岩（石榴石45％、绿辉石35%、石英9％、多硅白云母5％、黝帘石3％、金红石2％、蓝晶石1％）（附表一）。岩石经挑选、粉碎，制备成粒径＜15μ（＞92％矿物颗粒）岩石粉末作为实验初始物质，经去水干燥处理后采用Pt和h-BN为囊管材质来密封初始物质。实验使用Non-end-loaded Piston-Cylinder仪器进行高温高压实验，传压介质为NaCl、MgO和Pyrex组合，氧逸度低于QFM，实验结果详见附表2、3。

在 850℃下，实验形成约 3％的熔体，熔体呈团块状出现在不同矿物的接触边缘，具有明显的三联点结构。由于部分熔融度是固定压力下温度的函数，随着温度升高，熔体比例升高并沿矿物边界分布。从 950℃到 1000℃，部分熔融度由 7％显著变化到 30％。熔体组分也随温度升高而有规律变化。熔体中 SiO_2 含量在 72.27～87.48％，呈花岗质，并随熔融度增加而发生递减；熔体中 Al_2O_3 随着温度增加而增加，熔体中铁镁组分及 TiO_2 的含量变化也具有同样的变化特征；熔体中 Na_2O 随着部分熔融度提高没有发生明显变化。随着温度增加，尤其是从 950℃到 1000℃，熔体中 CaO 呈现明显升高。从 850℃到 900℃，熔体中钾质含量

随温度升高而增加，在 950℃下达到最高并随部分熔融度迅速升高而降低。

实验结果中矿物分析表明，石榴石在等压升温过程呈现惰性，核部组分在反应前后没有明显区别，而矿物边缘 FeO 含量有所降低；随着温度升高，绿辉石中 SiO_2 和 Na_2O 有明显递减，而 CaO 和 FeO 含量有明显增加。在 850℃的实验产物中存在残余的多硅白云母矿物。在 900℃和 950℃下，黝帘石具有明显的脱水分解结构——以黝帘石为核、钠长石围绕的核幔结构，1000℃下则仅能观察到黝帘石的矿物残核。实验产物中能够观察到作为初始物质的蓝晶石矿物。长石是黝帘石分解反应生成的新生矿物，在 900－950℃下种属为更长石；在 1000℃下，其组分向基性端元移动，形成拉－倍长石。

本次含多硅白云母榴辉岩脱水熔融实验的主要认识有：

（1）. 实验查明在 2GPa 下，含有 5%多硅白云母的超高压榴辉岩脱水熔融温度＜850℃，多硅白云母是有效降低超高压榴辉岩脱水熔融固相线的含水矿物。与等压力条件下含黝帘石的超高压榴辉岩脱水熔融实验（Skjerlie et al，2002）相比，岩石脱水熔融固相线降低近 75℃。本实验证明在折返过程的等温减压、麻粒岩相（Yao et al, 2000）等升温作用下，超高压榴辉岩能够发生含水矿物（多硅白云母）脱水分解诱发下的部分熔融作用。

（2）. 在 2GPa 和 850～1000℃下，超高压榴辉岩部分熔融形成的熔体比例在 3～30%，熔体组分均为花岗质（QAP 投图），这与野外观察（钟增球等，1999）和室内研究（徐珏等，2006）所观测到榴辉岩中脉体特征相类似。因此，榴辉岩中的花岗质脉体是岩石部分熔融作用的产物，是流体活动诱发超高压岩石部分熔融的典型标志。此外，实验为超高压岩石折返过程的流体活动特征（郑永飞，2004）（如多硅白云母和黝帘石依次脱水分解）也提供了直接依据。

主要参考文献：

Domanik K J, Holloway J R. Experimental synthesis and phase relation of phengite muscovite from 6. 5～11 GPa in a calcareous metapelite from the Dabie Mountains, China. Lithos,2000,52 :51－77.

Hermann J. Experimental Constraints on Phase Relations in Subducted Continental Crust. Contrib Mineral Petrol, 2002,143: 219–235.

Nakamura D. Stability of phengite and biotite in eclogites and characteristics of biotite- or orthopyroxene-bearing eclogites. Contrib Mineral Petrol,2003,145: 550–567

Pertermann M, Hirschmann M.M. Anhydrous Partial Melting Experiments on MORB-like Eclogite: Phase Relations, Phase Compositions and Mineral---Melt Partitioning of Major Elements at 2-3 GPa. Journal of Petrology, 2003,44(12):2173-2201

Skjerlie K P, Patino douce A E. The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa; implication for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes. Journal of Petrology, 2002, 43 (2):291-314

Winther K T. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. Chemical Geology,1996,127:43-59

Yao Y.P., Ye K., Liu J., et al.A transitional eclogite- to high pressure granulite-facies overprint on coesite–eclogite at Taohang in the Sulu ultrahigh-pressure terrane, Eastern China.Lithos,2000, 52:109–120

徐珏，陈振宇，陈毓川，等.大陆科学钻探工程 CCSD 主孔中发现的大量流体交代脉体. 地球科学，2006，31（4）：551-556

叶凯.大别山－苏鲁超高压变质带的矿物学和岩石学研究进展.矿物岩石地球化学通报，2001，20（3）：141-148

郑永飞.深俯冲大陆板块折返过程中的流体活动.科学通报，2004，49（10）：917－929

钟增球，张宏飞，索书田，等.大别山超高压变质岩折返过程中的部分熔融作用.地球科学，1999，24（4）：393-399

附表 1 实验初始物质

	Bulk rock	Gt cores	Gt rim	Omp	Q	Zoi	Phe	Ky	Rut
Mode		45		35	9	3	5	1	2
SiO_2	48.95	41.09	39.74	58.32	—	40.17	58.80	49.05	—
TiO_2	0.84	—	—	—	—	0.05	0.25	0.07	—
Al_2O_3	16.57	23.29	22.85	11.59	—	29.70	25.57	43.55	—
FeO	11.48	16.77	17.47	2.01	—	5.62	1.19	0.55	—
MnO	0.18	0.41	0.46	—	—	—	—	—	—
MgO	7.82	8.76	7.51	9.31	—	0.27	5.57	0.09	—
CaO	11.47	11.55	11.87	13.48	—	23.78	—	1.58	—
Na_2O	2.56	—	0.01	6.51	—	—	0.11	4.83	—
K_2O	0.08	—	—	—	—	0.31	10.11	0.24	—
Total	100.67	101.87	99.90	101.22	—	99.60	101.63	100.00	—

附表 2 部分熔融实验结果

样品号	压力(GPa)	温度（℃）	实验时间(小时)	实验产物							
G0601－1	2	850	158	Gt	Omp	Q	Phe	Zoi	Ky	Rut	Melt
G0601－2		900	130	Gt	Omp	Q	Zoi	Pl	Ky	Rut	Melt
G0601－3		950	120	Gt	Omp	Q	Zoi	Pl	Ky	Rut	Melt
G0601－4		1000	49	Gt	Omp	Q	Zoi	Pl	Rut	Melt	

附表 3 实验熔体组分分析

样品号	G0601－1	G0601－2	G0601－3	G0601－4
温度（℃）	850 (4)	900(7)	950(4)	1000 (7)
熔融度估计（%）	3	5	7	30
SiO_2	87.48	78.66	74.33	72.27
TiO_2	0.09	0.24	0.16	1.52
Al_2O_3	3.96	15.87	15.96	17.42
FeO	1.80	1.32	1.91	2.79
MgO	2.36	1.02	1.00	1.08
CaO	3.44	1.67	2.28	4.08
Na_2O	0.85	0.57	0.69	0.68
K_2O	0.00	0.62	0.69	0.14
Total	100.00	100.00	100.00	100.00

（温度栏的括号内为分析点数）

碧溪岭普通辉石中特殊的易变辉石出溶体

——来自 300km 深度的石榴橄榄岩

刘祥文[1]，金振民[1]，H. W. Green II[2]

（1. 中国地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室，武汉 430074;
2. *Inst. of Geophys. & Planet. Phys. And Department of Earth Sciences, University of California, Riverside, CA92507 USA*）

Bozhilov 等（1999）在阿尔卑斯 Arami 橄榄岩的透辉石中首次发现了具有特殊微结构特征的斜顽辉石出溶体，即出溶体平行于透辉石的（401）晶面生长且其中存在纳米级反相畴结构，并由此推测其先导出溶相应为高压斜顽辉石(HPclen)，预示阿尔卑斯 Arami 橄榄岩的来源深度大于 250km。该成果受到广泛关注，并有学者提出了不同见解，认为不能排除其先导出溶相为高温斜顽辉石(HTclen)的可能性，且出溶体平行于（401）晶面生长的条件也有待进一步研究。作者在大别碧溪岭石榴橄榄岩的普通辉石中发现了具有类似特殊微结构特征的易变辉石出溶体。

1. 样品描述

大别碧溪岭石榴橄榄岩呈似层状或透镜状，常与榴辉岩互层产出，接触界线清楚，未见穿插关系。石榴橄榄岩呈灰黑色，致密块状构造，镜下显示粒状变晶结构，橄榄石蛇纹石化。矿物组合：橄榄石（50-60%）＋石榴石（10％左右）＋斜方辉石（5％-10％）＋单斜辉石（5％左右）＋绿辉石（小于 5％），还有少量暗色铁质矿物和微量金红石、多硅白云母。

2. 出溶体的特征

透射电镜观察发现单斜辉石中存在定向排列的出溶体，出溶体长度在 0.3~1μm，宽度在 0.1μm 左右。X 射线能谱分析表明出溶体的化学成分为 $Mg_{1.72}Fe_{0.14}Ca_{0.12}Cr_{0.01}Si_2O_6$，该成分与顽火辉石相近。电子探针分析表明寄主矿物的化学成分为$(Ca_{.508}Na_{.055}Mg_{.437})(Mg_{.756}Fe_{.103}Cr_{.014}Al_{.198})(Si_{1.972}Al_{.028})O_6$。选区电子衍射（SAED）分析表明，寄主矿物为具有 C2/c 型结构的普通辉石（Aug），出溶体为具有 $P2_1/c$ 型结构的易变辉石(Pig)。出溶体的 ***b*** 轴和 ***c*** 轴分别平行于寄主矿物的 ***b*** 轴和 ***c*** 轴，二者的 ***a*** 轴也近似平行，仅差 1~2°。出溶体晶片平行于寄主矿物的（401）晶面生长（图 1a）。出溶体晶片内存在纳米级的反相畴结构（图 1b）。

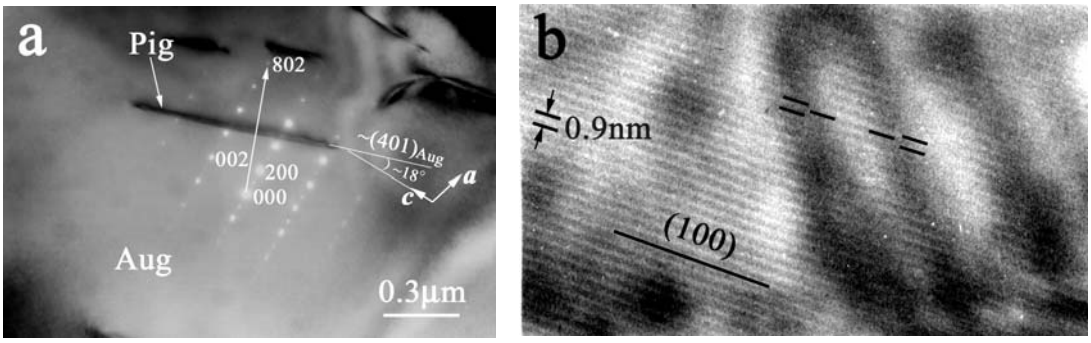


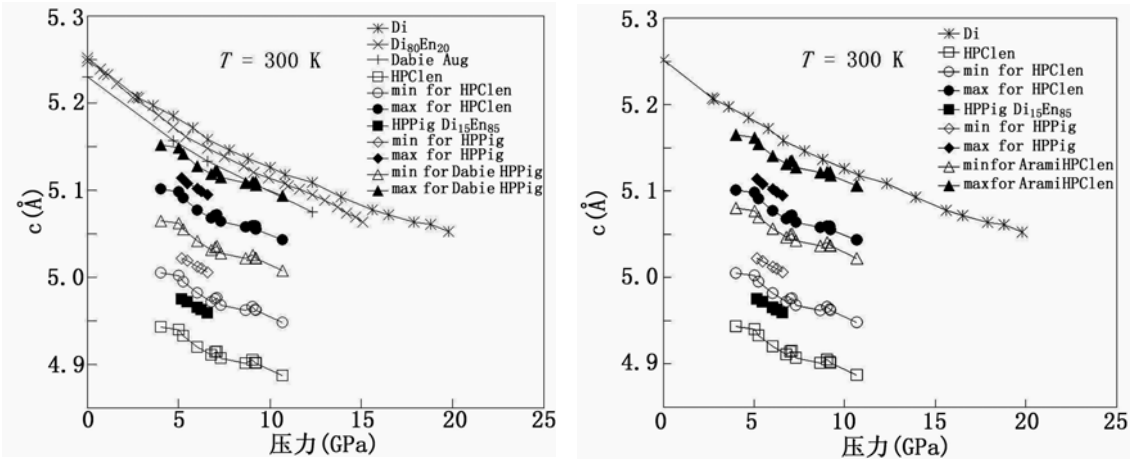
图 1 **a.**普通辉石（Aug）中易变辉石（Pig）出溶体的 TEM 明场像及相应的 SAED 花样，衍射矢量 $\mathbf{g}_{802}$ 与出溶晶片垂直，表明出溶晶片与普通辉石的（401）面平行，与普通辉石 *c* 轴的夹角大约为 18°。**b.**沿[010]带轴方向拍摄的高分辨晶格像，易变辉石出溶体（100）晶面清晰可见，并可见位移型的反相畴界，图中以“=–”和“–=”示出了反相畴界处的位移情况。

3. 先导出溶相不可能为高温易变辉石（或高温斜顽辉石）

出溶体内存在反相畴表明出溶体晶片是由 C2/c 型结构的 HTPig 或 HPPig 先导出溶相转变而来。根据 Robinson 等（1977）的理论，当 $a_{Aug} > a_{Pig}$ 或者 $c_{Aug} > c_{Pig}$ 时，Pig 出溶体将平行于 Aug 的($h0l$)晶面；当 $a_{Aug} < a_{Pig}$ 或者 $c_{Aug} < c_{Pig}$ 时，Pig 出溶体将平行于 Aug 的($h0\bar{l}$)晶面。资料显示 Di（或 Aug）的晶体结构参数 a 和 c 分别小于 HTPig（或 HTClen）的晶体结构参数 a 和 c（Cameron 等，1973；Tribaudino 等，2002），出溶体将平行于 Di（或 Aug）的($h0\bar{l}$)晶面，与本文观察到的出溶体平行于（401）晶面不相符，因此，本文及 Bozhilov 等发现的出溶体的先导出溶相不可能是 HTPig(或 HTClen)，而只可能是 HPPig(或 HPClen)。

4. 先导出溶相平行于（401）晶面生长的条件

作者根据 Robinson 等的理论编写了计算软件，可以根据给定的出溶体晶胞参数计算沿//（401）晶面形成这种出溶体的寄主矿物晶胞参数的变化范围。以现有 HPClen 的实验数据为基础的计算结果表明，可能寄主矿物晶胞参 a 及 β 的变化范围都涵盖了现有 Di 的实验数据，但 c 的变化范围却在 Di 的实验数据下方（图 2），二者不相交，表明至少在 12.5GPa 以下从 Di 中不可能出溶//（401）的 HPClen。以现有 HPPig 的实验数据为基础计算得到的寄主矿物晶胞参 c 的变化范围明显向上移动，原因在于 HPPig 中的一部分 Mg 被 Ca 替代可以使 c 变大。考虑到大别 Pig 出溶体中有较多的 Mg 被 Ca 及 Fe 替代，按比例推算的大别 Pig 出溶体的可能寄主矿物晶胞参 c 的变化范围进一步上移（图 2a）。另外，根据 Di 及 $Di_{80}En_{20}$ 的实验数据可以推算大别 Aug 的晶胞参 c 应在 $Di_{80}En_{20}$ 的下方，并且在大约 9GPa 的位置与上述大别 Pig 出溶体的可能寄主矿物晶胞参 c 的变化范围相交（图 2a），表明大别 Pig 出溶体的形成压力可能在 9GPa 以上, 即大别碧溪岭石榴橄榄岩的来源深度可能达到 300 km（图 3）。按同样方法对 Arami 斜顽辉石出溶条件进行了分析，由于其寄主矿物的成分非常接近于 Di，所以直到 12.5GPa 还未出现交点，表明 Arami 斜顽辉石出溶压力高于 12.5GPa（图 2b），即 Arami 石榴橄榄岩的来源深度可能>400 km（图 3）。



(a) **(b)**

图 2 以 HPClen 及 HPPig 的实验数据为基础计算产生//（401）的出溶体的可能寄主矿物晶胞参数 c 的变化范围，以及在考虑出溶体中 Ca 及 Fe 的影响后，估算的大别碧溪岭及瑞士 Arami 出溶体的可能寄主矿物晶胞参数 c 的变化范围。图中 Di、$Di_{80}En_{20}$、HPClen 及 HPPig 的数据来自于 Tribaudino 等（2000）、Shinmei 等（1999）及 Nestola 等（2004）， Dabie Aug 的数据是依据其 Ca 含量并参照 Di 及 $Di_{80}En_{20}$ 的数据估算的，min for HPClen（HPPig、Dabie HPPig、Arami HPClen） 及 max for HPClen（HPPig、Dabie HPPig、Arami HPClen） 分别表示计算得到的产生//（401）的 HPClen（HPPig、Dabie HPPig、Arami HPClen）出溶体的可能寄主矿物晶胞参数 c 的最小值及最大值。

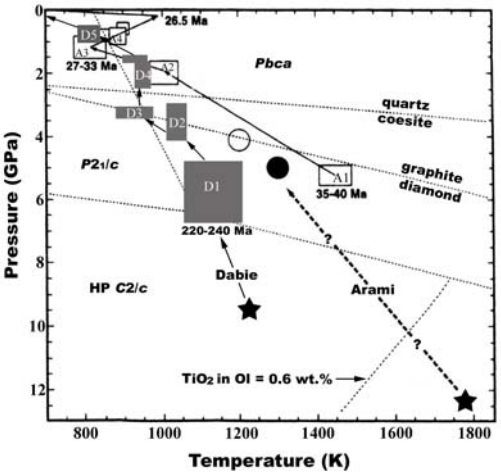


图 3 大别碧溪岭及瑞士 Alpe Arami 石榴橄榄岩的折返

该图根据 Bozhilov 等（1999）的图改编而成，D1-D5 显示大别碧溪岭石榴橄榄岩可能的折返 *P-T* 轨迹（Wang 等，1992；Yang 等，1993；Liou 等，1997）；A1-A5 表示瑞士 Alpe Arami 石榴橄榄岩的折返 *P-T* 轨迹；图中空间群符号表示（$Mg_{0.9}Fe_{0.1}$）SiO_3 的相图，其中，考虑到 Ca 的影响，高压斜顽辉石的相边界（HP *C*2/*c*）向低压方向移动了 0.5 Gpa；位于 9.5 GPa, 1230 K 处的星号表示由本研究估测的从大别碧溪岭普通辉石中出溶高压易变辉石的条件，位于 12.5 GPa, 1750 K 处的星号表示由本研究粗略估测的从 Arami 透辉石中出溶高压斜顽辉石的条件。

5. 结论

在理想透辉石（$CaMgSi_2O_6$）中出溶平行于（401）晶面的理想高压斜顽辉石（$Mg_2Si_2O_6$）需要非常高的压力。一定量的 Mg 被 Ca 和 Fe 替代导致出溶体晶胞参数 *c* 增大，以及一定量的 Ca 被 Mg 和 Fe 替代导致寄主矿物晶胞参数 *c* 减小，在大别碧溪岭及瑞士 Arami 出溶体的形成中起了关键作用。大别碧溪岭石榴橄榄岩的来源深度可能达到 300 km（$P \sim 9.5$ GPa），本研究为大别—苏鲁超高压变质带具有>200 km 超深来源的观点提供了另一个新证据。

不过，大别碧溪岭石榴橄榄岩究竟是原本就位于 300km 深度，还是随俯冲板片一起俯冲到 300km 深度的问题还有待进一步研究。

主要参考文献：

Bozhilov K N, Green H W, Dobrzhinetskaya L F. Clinoenstatite in Alpe Arami peridotite: additional evidence of very high pressure. Science,1999, 284: 128-132

Cameron M, Sueno S, Prewitt C T, et al. High-temperature crystal chemistry of acmite, diopside, hedenbergite, jadeite, spodumene, and ureyite. American Mineralogist, 1973, 58:594-618.

Liou J G, Zhang R Y and Jahn B. Petrology, geochemistry and isotope data on a ultrahigh-pressure jadeite quartzite from Shuanghe, Dabie Mountains, East-central China. Lithos, 1997, 41: 59-78

Nestola F, Tribaudino M and Ballaran T B. High Pressure behavior, transformation andcrystal structure of synthetic iron-free pigeonite. American Mineralogist, 2004, 89:189-196

Robinson P, Ross M, Nord J G L, et al. Exsolution lamellae in augite and pigeonite: fossil indicators of lattice parameters at high temperature and pressure. American Mineralogist, 1977, 62: 857-873

Shinmei T, Tomioka N, Fujino K, et al. In situ X-ray diffraction study of enstatite up to 12 GPa and 1473 K and equations of state. American Mineralogist, 1999, 84:1588–1594

Tribaudino M, Nestola F, Camara F, et al. The high-temperature P21/c-C2/c phase transition in Fe-free pyroxene (Ca0.15Mg1.85Si2O6): Structural and thermodynamic behavior. American Mineralogist, 2002, 87:648–657

Tribaudino M, Prencipe M, Bruno M, et al. High-pressure behaviour of Ca-rich C2/c clinopyroxenes along the join diopside-enstatite (CaMgSi2O6-Mg2Si2O6). Physics and Chemistry of Minerals, 2000, 27: 656-664

Wang X M, Liou J G and Maruyama S. Coesite-bearing eclogites from the Dabie mountains, central China: petrogenesis, P-T paths, and implications for regional tectonics. Journal of Geology, 1992, 100: 231-250

桐柏山地区低温高压变质杂岩的岩石学和年代学初步结果

刘晓春[1]，江博明[3]，董树文[2]，娄玉行[3]

（1. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081;
2. 中央研究院地球科学研究所，台北 11529;
3. 中国地质科学院，北京 100037;
4. 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871）

秦岭－大别山－苏鲁造山带是一条典型的复合造山带，其形成经历了从古生代增生到中生代碰撞的构造过程。桐柏山脉属于大别山脉的西延部分，在地质上二者可以相互连接。然而，虽然桐柏山南缘的蓝片岩作为扬子北缘巨型蓝片岩带的一部分早在 80 年代就已被识别出来，但由于产出的局限性，第一个榴辉岩露头直到 90 年代末才被发现(魏春景等, 1999)。后来，索书田等(2001)通过详细的野外调研在该区又发现多个榴辉岩和退变榴辉岩(即石榴角闪岩)出露点，并证明桐柏山具有和大别山近于一致的区域构造样式，即区域性的片麻岩穹隆和围绕穹隆分布的高压变质带。为了揭示秦岭早古生代高压－超高压变质带与大别山中生代高压－超高压变质带的衔接和转化关系，我们对两者枢纽部位的桐柏山地区开展了系统的地质调查和岩石学、年代学研究，初步结果总结如下。

桐柏山地区发育南、北两条低温高压榴辉岩带，中间被桐柏山高级变质杂岩所分隔。对两条带内 4 个保存完好的榴辉岩体及其退变产物的岩石学研究和 P－T 条件估算表明，北带榴辉岩的形成温压条件较高，为 530－610°C、1.7－2.0GPa，南带榴辉岩较低，为 470－520°C、1.3－1.7GPa，说明两条榴辉岩带不属于同一个高压岩片。实际上，二者分别对应于西大别地区的浒湾榴辉岩带(I 带)和七角山榴辉岩带(V 带)(Liu et al, 2004)。电子探针分析发现，所有榴辉岩中的石榴石都展示了进变质环带，而退变榴辉岩的成分环带更为复杂，既保留了早期的进变环带，也显示了晚期的低温取代以及后期相对高温条件下的再生长，由此为榴辉岩的变质作用推导出一个“发卡式”演化轨迹。这种轨迹暗示，榴辉岩先是在降温条件下缓慢向上回返的，这与目前已建立的多数高压、超高压岩石的快速抬升模式有所差异，而后在其进入到中地壳后又在相对较高的地温梯度下遭受退变质作用的改造。

SHRIMP 锆石定年结果表明，变质基性岩中的锆石均未见明显的变质增生边。鸿仪河榴辉岩的原岩侵位年龄为 768 ± 16 Ma，而变质重结晶年龄为 215 ± 3 Ma。大阜山变质辉长岩的侵位年龄为 662 ± 10 Ma。这一结果基本上可以与大别山－苏鲁地区的高压/超高压榴辉岩的年龄谱相对比。一个例外是双河镇榴辉岩，其原岩侵位年龄为 437 ± 5 Ma，也有几颗年轻锆石的年龄为 351－333 Ma，该榴辉岩的年龄谱可大致与西大别的熊店榴辉岩对应(Li et al, 2001; Sun et al, 2002)。榴辉岩的围岩－片岩和片麻岩中的锆石也未发现中生代的变质增生，其中一个变质火山岩(侵入岩？)样品的原岩年龄为 733 ± 7 Ma，而 3 个副片麻岩或片岩的碎屑锆石主要变质时代包括 2491 ± 11 Ma、1936 ± 9 Ma 和 1846 ± 5 Ma (另一个样品 1820 ± 6 Ma)，此外还含有一些时代>2500 Ma 的岩浆继承锆石。对片岩和片麻岩中多硅白云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年结果表明，4 个样品揭示出中生代变质年龄，分别为 238.2 ± 1.6 Ma、238.3 ± 2.2 Ma、233.8 ± 1.6 Ma 和 217.4 ± 1.4 Ma，而另一个产于双河镇的片麻岩给出了晚古生代的变质年龄，为 337.4 ± 3.7 Ma，与榴辉岩的年轻锆石年龄结果基本一致。这些年代学结果说明桐柏山高压变质杂岩的主体应与大别山一致，是在中生代中朝与扬子板块碰撞时形成的，但确有少部分可能记录了晚古生代的高压变质事件，进一步的工作正在进行之中。在原岩时代和源区方面，尽管继承锆石的年龄谱可以与横贯华北造山带的地质事件序列相对应，但新元古代岩浆事件的发育至少证明沉积作用仍发生在扬子大陆板块之上。

大别山北淮阳带西段新元古代浅变质外来岩片的确定：来自锆石 SHRIMP U-Pb 定年的证据

刘贻灿，李曙光，古晓锋，侯振辉

（中国科学院壳幔物质与环境重点实验室，
中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026
E-mail: liuyc@ustc.edu.cn）

秦岭—大别造山带是位于中国中部华南与华北两个大陆板块之间的一条重要构造带，也是近十几来国际上大陆动力学研究的热点地区。其中，榴辉岩相高压－超高压变质带目前仅发现于桐柏－桐城断裂或磨子潭－晓天断裂以南。但是，近年来，发现大别山北淮阳带东段（商城－麻城断裂以东）原庐镇关群或庐镇关杂岩中花岗片麻岩的原岩时代为750Ma左右（如，郑永飞等，2004）以及浅变质基性岩的形成时代为784 ± 18 Ma（谢智等，2002），证明华南板块与华北板块之间在三叠纪大陆碰撞过程中的缝合线位置处于北淮阳低级变质带之下或北缘, 而不是处于高压-超高压变质带北缘的晓天-磨子潭断裂(郑永飞等，2004; Zheng et al., 2005)。

北淮阳带西段（商城－麻城断裂以西），沿桐柏－桐城断裂（东段为磨子潭－晓天断裂）的北侧，从王母观向西经苏家河至信阳南部西双河和桐柏一带广泛出露（橄榄）辉长岩。前人对该带辉长岩仅做过零星研究。如，叶伯丹等（1995）对王母观辉长岩进行过Sm-Nd同位素定年，认为其形成年龄为261 ± 8 Ma；随后，张旗等（1995）对王母观辉长岩进行了地球化学研究，认为源区为大陆下略亏损的地幔，并结合叶伯丹等（1995）的Sm-Nd同位素定年结果认为该辉长岩为造山后拉张环境下岩浆事件的产物。王母观岩体是北淮阳带西段出露比较大的基性岩体，它的主体岩性为橄榄辉长岩。其围岩为变质的火山岩，目前表现为含石榴子石绿帘云母石英片岩。为了验证王母观辉长岩的确切形成时代及其与印支期大陆深俯冲的成因联系，本文对该岩体中橄榄辉长岩及其围岩－含石榴子石绿帘云母石英片岩进行了锆石SHRIMP U-Pb定年。

年龄结果表明，橄榄辉长岩中具有岩浆结晶环带的16个锆石$^{206}Pb/^{238}U$谐和年龄的加权平均值为T = 635 ± 5 Ma（MSWD = 0.19）；含石榴子石绿帘云母石英片岩中锆石具有核－边结构，具有岩浆结晶环带的16个锆石$^{206}Pb/^{238}U$谐和年龄的加权平均值为T = 464 ± 7 Ma (MSWD = 1.4)，锆石增生边较薄，大多数由于小于20μm而不能定年，其中1个增生边给出的$^{206}Pb/^{238}U$谐和年龄为386 ± 20 Ma。锆石增生边具有较低的Th/U比值（<0.06），指示其变质成因。因此，王母观岩体的形成时代为635 ± 5 Ma，其围岩的形成时代为464 ± 7 Ma。该含石榴子石绿帘云母石英片岩的形成时代与分布在附近的“定远组”变质火山岩的形成时代（全岩Sm-Nd和Rb-Sr等时线年龄分别为446 ± 23 Ma和445 ± 31 Ma，Li et al., 2001）在误差范围内一致，说明二者可能有类似的形成构造背景即形成于岛弧环境。而且，它们与马畈闪长岩的形成时代（锆石U-Pb年龄463.5 ± 3.4 Ma和角闪石Ar-Ar年龄为462.7 ± 1.4 Ma，马昌前等，2004）。这进一步证明，北淮阳地区存在奥陶纪岩浆弧，并且可能是华北陆块南缘（北秦岭）古生代

岩浆弧的东延部分（马昌前等，2004）。

根据定年结果，结合王母观岩体与围岩的关系，作者认为王母观橄榄辉长岩并不是叶伯丹等（1993）认为的海西期岩体，因而也不可能是张旗等（1995）认为形成于造山后阶段，而王母观岩体年龄与华南陆块北缘湖北随州－枣阳一带发育的大规模基性岩墙群中一期的时代（630－640Ma，洪吉安等，2005，杭州会议）完全一致，证明北淮阳王母观、苏家河及向西至信阳南部西双河和桐柏一带的（橄榄）辉长岩应属于华南陆块北缘的一部分，其形成时代为新元古代。但是，王母观橄榄辉长岩出露于华北陆块南缘变质的奥陶纪火山岩之中，即其围岩为变质（绿帘角闪岩相）的奥陶纪岩浆弧火山岩，二者之间为构造接触且形成时代相差较大。

由于北淮阳带西段辉长岩的形成时代与华南陡山沱组沉积岩中普遍发育的火山凝灰岩夹层以及华南陆块北缘湖北随州－枣阳一带发育的一期大规模新元古代晚期基性岩墙群的时代一致，证明北淮阳带西段王母观一带辉长岩属于华南陆块北缘的一部分和华南陆块新元古代晚期仍然存在大规模岩浆活动。鉴于北淮阳带王母观等地辉长岩出露于华北陆块南缘变质（绿帘角闪岩相）的奥陶纪岩浆弧火山岩之中，二者之间为构造接触以及分别形成于不同的大地构造背景，推测它们可能是印支期华南陆块发生深俯冲的初始阶段被挤离与脱耦的岩片，并在后期构造作用过程中被推覆到华北陆块南缘古生代浅变质岩系之上。这仍需进一步系统的年代学和地球化学等方面深入研究予以验证，并将有助于华南与华北陆块的古缝合线位置的确定以及为探讨大陆深俯冲发生的过程提供重要的依据。

新疆扎河坝-阿尔曼泰蛇绿岩中的退变质榴辉岩的发现

牛贺才，单 强，张海祥，于学元

（中国科学院广州地球化学研究所，广州，510640 E-mail:niuhc@gig.ac.cn）

地球物理和深源地震研究表明，洋壳岩石可以俯冲到 600 公里深的地幔[1]，但由于洋壳比重较陆壳大，很难再折返到地表[2-3]，因此有关洋壳成因超高压变质岩的报道较少[4-5]。最近研究者在扎河坝—阿尔曼泰蛇绿混杂岩带内发现了具有洋壳成因的超高压变质岩块—榴辉岩，由于折返和（或）后期地质作用的影响，岩石已经退变质为榴闪岩，但仍残留了超高压矿物组合。本文对该退变质榴辉岩的地质和地球化学特征进行简单报道。

1. 地质产状和岩石学特征

扎河坝—阿尔曼泰蛇绿岩位于东准噶尔早古生代中亚造山带内，主要由蛇纹岩（原岩为方辉橄榄岩、纯橄榄岩、二辉橄榄岩）、辉长岩、辉绿岩、玄武岩、斜长花岗岩和硅质岩等组成，是早古生代西伯利亚古陆边缘盆地—阿尔曼太洋的洋壳残块。辉长岩及斜长花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 489±4Ma[6-8]。扎河坝超高压变质岩块为退变质的榴辉岩，它在蛇纹岩中呈透镜体产出，透镜体长几米至十几米，宽为数米，透镜体连续出现，构成条带状。

扎河坝退变质榴辉岩由单斜辉石（5 %）、角闪石（60%）、石榴石（10%）、钠长石（8%）、菱镁矿（10%）组成，含有少量的多硅白云母、方解石和其它暗色矿物。退变质榴辉岩化学组分与玄武岩或辉长岩相似。 岩石的稀土元素总量为 36.23—96.56(μg/g)，无明显的 Ce 和 Eu 异常，轻重稀土分馏不明显(LREE/HREE=2.33—4.54)，其稀土元素分布模式曲线是一条较平缓的右倾曲线。

2. 扎河坝退变质榴辉岩的矿物学特征

退变质榴辉岩含有多硅白云母、石榴石、菱镁矿、单斜辉石等矿物及矿物组合。该岩石矿物的形成及演化过程至少可以分成四期：早期为石榴石+单斜辉石+碳酸盐（以菱镁矿为主）组合，经脆性变形后均碎裂，它们在岩石中呈碎斑。石榴石 CaO 含量高达 36.43-36.64%wt，是典型的钙铝榴石（$Alm_{3.60\text{-}3.92}Grp_{95.71\text{-}95.92}Sps_{0.12\text{-}0.35}$）；以 12 个氧为单位的结构式中该类石榴石的 Si(pfu)>3，具有超硅石榴石的化学组成特征。单斜辉石为典型的透辉石($Wo_{41.86}En_{39.52}Fs_{18.62}$)，其（Si+Ti）>（Ca+Mg+$Fe^{2+}$+Mn+Ni-2Na），为硅过剩的单斜辉石，它形成的压力应在 2.5GPa 以上[9]。菱镁矿的 X_{MgCO3} 为 0.83—0.88，它可能是超高压条件下白云石与其它矿反应或相变的产物。已有的研究资料显示，在大于 3GPa 的条件下白云石与顽火辉石反应可以形成菱镁矿+透辉石组合[10]；在更高的压力条件下（>6GPa）白云石可以分解成菱镁矿和文石[11]，这种文石在低压下不稳定，它极易转变成方解石，形成菱镁矿+方解石组合。因此岩石内菱镁矿的存在说明扎河坝退变质榴辉岩矿物组合的形成压力至少应大于 3GPa，其形成深度应不小于 100km。第二期形成的矿物主要是角闪石。部分角闪石自形程度较高，呈斑晶形式存在，大量角闪石呈条状出现在透辉石、石榴石的裂隙内，有些角闪石内含有透辉石的残余体。角闪石的$(Ca+Na)_B$ 为 2.47—2.55，Na_B 为 0.66—0.72，Mg/(Mg+Fe^{2+})为 0.53—0.66，Si(pfu)为 5.98-6.34，属钙角闪石中的含铁韭闪石。已有的研究显示，榴辉岩和蓝片岩中的角闪石种类有明显的差别[12]，扎河坝退变质榴辉岩中的钙角闪石属榴辉岩相的角闪石。第三期，角闪石形成后发生了韧性变形并向脆性变形转变，表现为弯曲、波状消

光，有的甚至断裂，在其外围和断裂处发育少量的绿色多硅白云母。多硅白云母的 SiO_2 含量为 51.63—51.66 wt %，镁和钾含量明显偏低，而铬（Cr_2O 3.27—3.31wt%）则明显富集，这就是导致它们呈绿色的原因。该类多硅白云母的 Si(pfu)为 6.88—6.82，属蓝片岩相多硅白云母 [13]。第四期，在角闪石和多硅白云母形成后又有少量的碳酸盐和钠长石生成，它们弥散地分布在早期透辉石、石榴石、角闪石和多硅白云母的裂隙中和矿物颗粒间，可能是最后的蚀变产物。

综上所述，扎河坝退变质榴辉岩不仅揭示了洋壳曾经历了的超深俯冲历史，而且还记录了超高压变质岩折返过程中所发生的一系列矿物学及岩相学变化。

表 3 扎河坝退压榴辉岩典型矿物化学组成

样品	Amp1	Amp2	Amp3	Di1	Ph1	Ph2	Mag1	Mag2	Cc1	Cc2	Grt1	Grt2
SiO_2	41.27	42.60	40.16	56.29	51.63	51.66	0.10	0.02	3.54	0.64	39.68	41.51
TiO_2	2.17	2.41	2.88	1.36	0.06	0.06	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.01
Al_2O_3	12.97	11.61	13.45	5.69	27.22	27.99	0.05	0.00	1.69	0.58	20.74	19.51
FeO	15.68	12.12	12.29	8.65	0.81	0.86	10.82	11.49	2.25	1.15	1.92	1.75
Cr_2O_3	0.19	0.00	0.00	1.35	3.31	3.27	0.04	0.01	0.79	0.03	0.00	0.07
MnO	0.19	0.18	0.17	0.16	0.01	0.05	0.14	0.16	1.37	0.10	0.06	0.17
MgO	9.83	13.53	13.86	10.49	1.97	1.99	39.05	38.15	1.70	0.35	0.01	0.01
CaO	11.34	11.33	11.29	15.46	0.03	0.03	0.29	0.47	48.74	52.34	36.64	36.43
Na_2O	2.43	2.29	2.50	0.24	0.21	0.17	0.00	0.00	0.11	0.01	0.00	0.02
K_2O	0.65	0.51	0.58	0.01	9.33	9.25	0.07	0.00	0.02	0.54	0.00	0.00
Total	96.72	96.58	97.18	99.70	94.58	95.33	50.56	50.30	60.24	55.75	99.09	99.48
O(OH)	23	23	23	6	22	22					12	12
Si^{4+}	6.25	6.34	5.98	2.14	6.88	6.82					3.02	3.16
^{IV}Al	1.75	1.66	2.02	0.00	1.13	1.18					0.00	0.00
^{VI}Al	0.57	0.38	0.34	0.26	3.14	3.18					1.86	1.75
Ti^{4+}	0.25	0.27	0.32	0.04	0.01	0.01					0.00	0.00
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					0.00	0.00
Fe^{2+}	1.99	1.51	1.53	0.28	0.09	0.10					0.12	0.11
Mg^{2+}	2.22	3.00	3.08	0.60	0.39	0.39					0.01	0.01
Mn^{2+}	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01					0.00	0.00
Cr^{3+}	0.02	0.00	0.00	0.04	0.35	0.34					0.00	0.00
Ca^{2+}	1.84	1.81	1.80	0.63	0.00	0.00					2.99	2.97
Na^{+}	0.71	0.66	0.72	0.02	0.05	0.04					0.00	0.00
K^{+}	0.13	0.10	0.11	0.00	1.59	1.56					0.00	0.00
Cations	15.75	15.75	15.93	4.00	13.62	13.62					8.00	8.00

计算时角闪石的氧原子数为 22，辉石的氧原子数为 6，多硅白云母氧原子数为 22，石榴石的氧原子为 12。

Amp:角闪石， Dil：透辉石， Ph：多硅白云母， Mag：菱镁矿，Cc：方解石，Grt：石榴石。

3. 扎河坝超高压变质岩发现的地质意义

关于准噶尔—哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块在新疆北部的构造缝合线的位置一直存在着较大争议。一些学者认为，额尔齐斯断裂带是斋桑碰撞带在北疆境内的延伸[14-16]。但李锦轶（2004）指出该观点无法解释现有的两个地质现象。首先两个构造带前身的形成时代差别太大，斋桑碰撞带的前身至少是震旦纪的洋盆，而额尔齐斯碰撞带的前身是晚古生代的洋盆；其次在额尔齐斯断裂带两侧均分布着图瓦贝动物群化石，该动物群是典型的地方性生物群落，仅局限在西伯利亚板块的边缘[7]。另外，在额尔齐斯深大断裂两侧均分布着泥盆纪的玻镁安山岩 [17-19]，因此本文不认为额尔齐斯断裂带是斋桑碰撞带在北疆的延伸。扎河坝蛇绿岩其内浅色岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 489±4Ma(简平等 2004)[8]，表明它所代表的洋盆形成时代可能是寒武纪晚期，至少是志留纪早期，与斋桑碰撞带前身洋盆的形成时代相近。退变质榴辉岩的发现说明扎河坝蛇绿混杂岩指示一个典型的俯冲带，因此它更可能是斋桑碰撞带在北疆的延伸，也就是说将它作为准噶尔—哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块的构造缝合带更为合理。

主要参考文献：

Davies, J. H.von, Blanckenburg, F., 1995, Slab breakoff, a model of lithospherer detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters, 129: 85-102.

Federico, L., Capponi, G., Crispini, L., Scambelluri, M., 2004, Exhumation of alpine high- pressure rocks: insights from petrology of eclogite clasts in the Tertiary Piedmontese basin (Ligurian Alps, Italy), Lithos, 74:21-40.

Kushiro, I., Satake, H. and Akimoto, S., 1975, Carbonate-silicate reactions at high pressures and possible presence of dolomiteand magnesite in the upper mantle. Earth and Planetary Science Letters, 28:116-120.

Liou, J. G., Maruyama, S., Ernst, W. G., 1997, Seeing a mountain in a grain of garnet. Science, 276: 48-49.

Reinecke,T., 1991, Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saa zone Western Apls. European Journal of Mineralogy,3: 7-17.

Sato, K. and Katsura, T., 2001, Experimental investigation on dolomite dissociation into aragonite +magnesite up to 8.5Gpa . Earth and Planetary Science Letters 184:529-534.

Tsai, C. H. and Liuo, J. G., 2000, Eclogite-facies relics and inferred ultrahigh-pressure metamorphism in the North Dabie Complex, central-eastern China. American Mineralogist, 85:1-8.

Widiyantoro,S., Hist, R., 1996, Structure and evolution of lithospheric slab beneath the Sunda Arc,Indonesia .Science,271: 1566-1570

高俊，张立飞，王宗秀，艾克拜尔,1997, 新疆西天山高压变质带的变质矿物与变质作用演化。矿物岩石学杂志,16(3):243-254.

何国琦,李茂松,刘德权,唐延龄,周汝洪,1994，中国新疆古生代地壳演化与成矿.乌鲁木齐,新疆人民出版社,1-477

简平,刘敦一,张旗,张福勤等,2003,蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩的 SHRIMP U-Pb 测年. 地学前缘,10(4):439-456).

李锦轶, 1995, 新疆东准噶尔蛇绿岩的主要特征及其侵位历史.岩石学报,11(增刊): 73-84.

李锦轶, 2004, 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变.地质论评, 50(3):304 –322 .

刘德权,唐延龄,周汝洪,1993,新疆北准噶尔泥盆纪洋内弧及博宁岩. 新疆地质,11(1):1-12.

牛贺才,许继峰,于学元,陈繁荣,郑作平, 1999,新疆阿勒泰富镁火山岩系的发现及其地质意义.科学通报,44(9):1002-1004.

王广瑞,1996,新疆北部及邻区地质构造单元与历史发展史.新疆地质,14(1):12-27.

张海祥,牛贺才,于学元,Hiroaki Sato,Junichi Ito,单强, 2003,新疆北部富蕴县沙尔布拉克玻安岩的地球化学特征及构造意义.地球化学,32(2):155-160.

张立飞,David, J. Ellis,艾永亮,姜文波,魏春景, 2002, 新疆西天山超高压变质榴辉岩,岩石矿物学杂志 21(4):371-386.

张良臣,1995，中国新疆板块构造与动力学特征,见:新疆第三届天山地质矿产学术讨论会论文选集.乌鲁木齐,新疆人民出版社,1-14.

南大别超高压单元中桐城-源潭铺高压变质块体的确定

石永红[1]，林 伟[2,*]，王清晨[2]

（1. 合肥工业大学资环学院 安徽合肥 230009;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室 北京 100029;
（1. *Hefei University of Technology, School of Resources & Environment Enineering, Hefei in Anhui, 230009*;
2. *State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*）

1. 地质背景

人们很早就注意到, 在大别山东北角的桐城-源潭铺一带出露了一些榴辉岩块体 (图 1), 但对其变质条件一直缺乏详细的研究. Okay *et al*. (1989)和 Wang *et al*.(1992) 将大别山造山带分为南大别和北大别变质块体, 并认为南大别变质块体普遍经历超高压变质作用. 由于工作程度的原因, 他们并未关注桐城-源潭铺榴辉岩的岩石学特征及其构造归属. Cong *et al*. (1994)最早明确地把桐城-源潭铺榴辉岩划归南大别超高压变质单元, 当时的主要依据有两条, 一是认为郯庐断裂的左行走滑造成了它们的向北错位, 二是认为北大别变质块体中不发育榴辉岩. 然而, 人们对于郯庐断裂性质的认识也不尽相同, Fletcher *et al*. (1995)认为左行走滑的时代为元古宙; 而 Zhu *et al*. (2005) 则认为发生在早白垩世. Lin *et al*. (2005)通过对肥东-张八岭地区的构造解析认为研究区并不存在同走滑作用相关的韧性变形. 如果认为郯庐断裂的左行走滑存在并发生在元古代, 则不会造成三叠纪超高压变质岩向北错位; 即使郯庐断裂在早白垩世发生了左行走滑, 位于断裂西侧的超高压变质岩是否发生过向北错位也缺乏任何证据. 另一方面, 在曾被认为不发育榴辉岩的北大别变质块体中, 近年来不仅发现了榴辉岩 (魏春景等, 1997; Xu *et al*., 2000; Liu *et al*., 2000), 而且还发现了金刚石 (Xu *et al*., 2005). 这样一来, 桐城-源潭铺地区榴辉岩的构造归属问题值得重新思考. 本文对该区出露的榴辉岩进行了详细的岩石学和 *P-T* 条件的评价, 研究表明该地区仅经历了高压变质作用, 推测其可能为残留的构造岩片.

2. 桐城-源潭铺高压变质块体的研究

2.1 研究区地质特征

该高压变质块体位于安徽省大别山最东端 (图 1), 地理坐标为东经 116º22’00’’~117º00’00’’, 北纬 30º35’00’’~31º06’00’’ , 出露面积约 3000km^2. 全区分为三个变质带: (1) 混合岩带, 含有榴辉岩块体，为北大别变质块体的一部分; (2) 源潭铺南榴辉岩带 (南带), 含大量的层状, 条带状或透镜状榴辉岩岩块, 大理岩和硬玉岩岩块, 与南大别超高压变质块体相连; (3) 源潭铺北榴辉岩带 (北带), 含大量的角闪岩和榴辉岩, 其中榴辉岩多以透镜体或层

状岩块产出.

2.2 岩相学分析

南带榴辉岩为超高压榴辉岩, 其峰期矿物组合为 Grt+Omp+Phn+Ky+Coe (文中的矿物的缩写据 Kretz, 1983; 图 2a), 石榴石多呈他形－半自形, 柯石英及其假象和金红石赋存其中, 多具放射状裂纹 (图 2b). 绿辉石呈他形－半自形, 粒径约 0.2~1mm; 多硅白云母含量较少, 多为半自形－自形, 粒径约 0.5~3mm. 北带榴辉岩为高压榴辉岩, 其峰期矿物组合为 Grt+Omp+Phn+Ky+Qtz (图 2c), 石榴石多为自形, 粒径约 0.5~3mm, 内部 Amp+Pg+Rt 矿物包体呈环带状排布 (图 2d), 显示了生长环带的特征; 绿辉石呈他形－半自形, 粒径约 0.2~0.5mm; 多硅白云母多为他形－半自形, 粒径约 0.2~1mm.

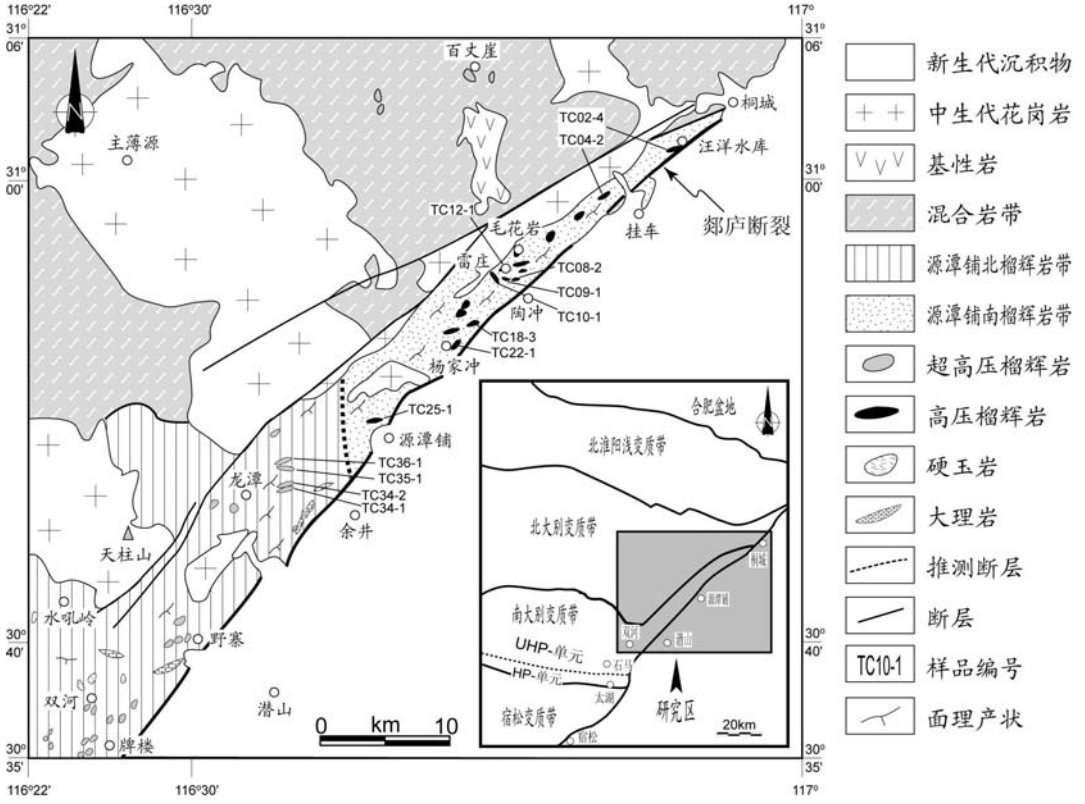


图 1 南大别超高压单元中桐城－源潭铺地区地质简图

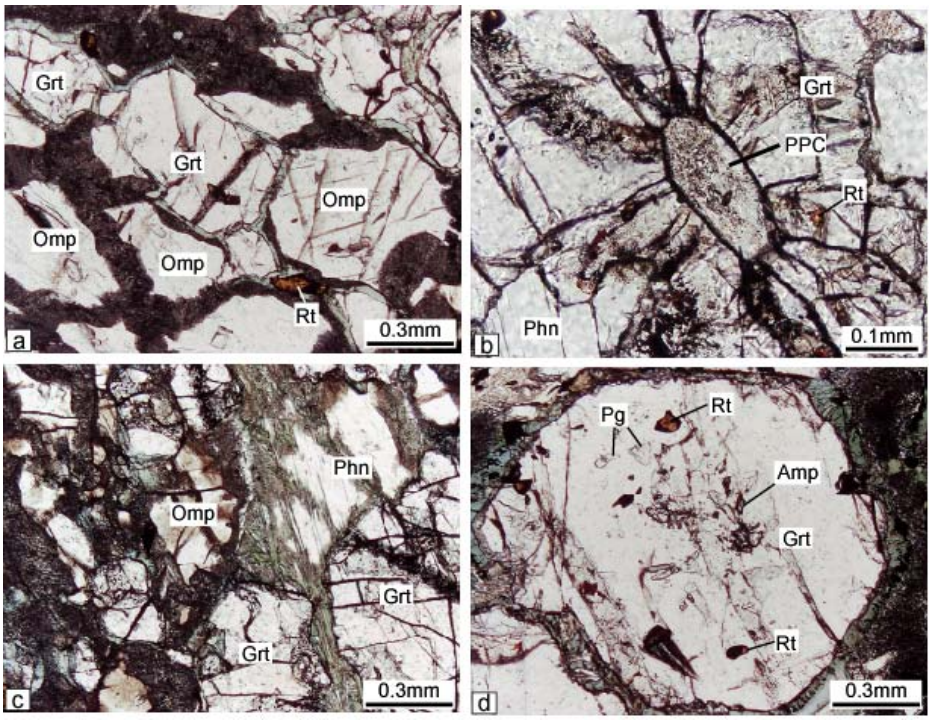


图 2 a-南带榴辉岩中石榴石 Grt+Omp 平衡共生结构; b-南带榴辉岩中的柯石英假象 (PPC); c-北带榴辉岩中 Grt+Omp+Phn 平衡共生结构; d-北带榴辉岩中石榴石, 内含大量早期矿物包体.

2.3. P-T 条件的评价

本文对研究区内的 8 个榴辉岩样品的峰期变质 *P-T* 条件做了较精细的评价 (图 1), 其中北带榴辉岩为 6 块样品, 南带榴辉岩为 2 块样品. 矿物测试分析在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针分析实验室完成, 仪器型号为 CAMECA SX51, 工作条件为加速电压 15kV, 电子束流 20nA. 石榴石和绿辉石中的 Fe^{2+}含量的调整应用电价平衡. 温压计应用 Krogh-Ravna (2000)的 Grt-Cpx Fe-Mg 温度计和 Waters and Martin (1996)的 Grt-Cpx-Phn 压力计. 矿物成分选择遵循 Carswell *et al*.(1997), Holland (1980), Velde (1967) 和 Massnne *et al*. (1987, 1989)原则选取石榴石中高 X_{Mg} 的部分, 绿辉石中高 Na^{+}部分和多硅白云母的 Si^{4+}部分. 计算结果显示, 北带榴辉岩的 *P*=1.62~2.35GPa, *T*=421ºC-604ºC; 南带榴辉岩的 *P*=2.73~2.84GPa, *T*= 619ºC~715ºC. 由图 3 可以看出, 北带榴辉岩严格位于柯石英/石英相变线之下, 南带榴辉岩则明显位于相变线之上. 表明这两类榴辉岩形成于不同的变质环境中. 换言之, 桐城-源潭铺之间的变质块体应形成于高压变质环境.

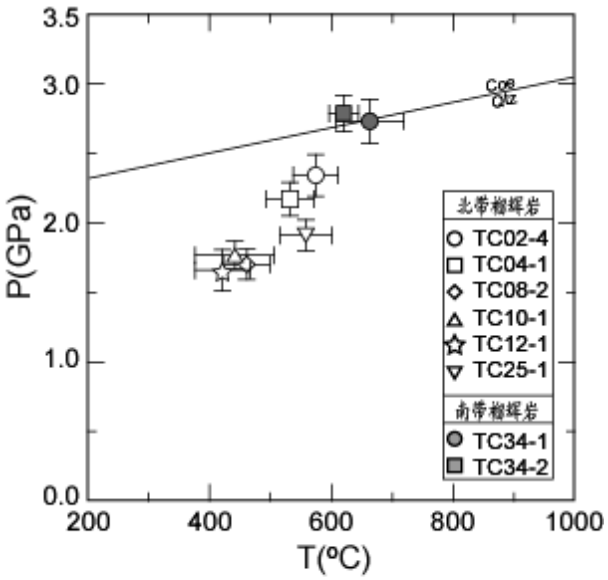


图3. 桐城-源潭铺地区北带和南带榴辉岩峰期变质P-T条件投影图. Coe/Qtz相变线 (Bohlen and Boettcher, 1982)

3. 讨论和结论

本次研究结果表明桐城-源潭铺地区的南带榴辉岩和北带榴辉岩具有明显不同的变质环境,南带榴辉岩的共生围岩多为大理岩, 硬玉岩和片麻岩, 石榴石中包含柯石英及其假象, 表明其经历了超高压变质作用; 北带榴辉岩的共生围岩为角闪岩, 片岩和片麻岩, 没有大理岩组合, 其石榴石具有明显得生长环带特征, 并发育有大量的呈环带状排列的早期矿物包体(图 2d), 矿物成分变化具有进变质环带的样式, 这说明此类榴辉岩仅经历高压变质组作用. 而峰期变质 *P-T* 条件的评价显示, 南带和北带的榴辉岩明显处于不同的变质 *P-T* 域中 (图 3), 前者属于超高压单元, 后者为高压单元. 这意味着桐城-源潭铺块体应当从南大别超高压单元被“剥离”出来, 属于高压变质块体.

关于桐城-源潭铺块体（北带）与南大别超高压单元 (南带) 的界线性质, 我们推测两者为断层接触. 在空间分布上 (图 1), 相距最近的两个榴辉岩 TC25-1 和 TC34-2 之间的压力差约为 0.9GPa, 排除它们之间约 10km 的距离以及大约±0.15GPa 的误差, 压力差至少为 0.3GPa, 即大约 10km 地壳厚度缺失, 本文将之称为源潭铺断裂. 对于桐城-源潭铺高压块体的构造归属, 我们认为其应当属于南大别高压单元的构造上层部位, 推测其很可能是由北大别白垩纪伸展穹隆作用所致, 因为桐城－源潭铺高压块体周遍均被断层所限, 显示了构造岩片的特征.

西天山榴辉岩带状角闪石中 OH 分布特征及其意义

苏 文[1,2]，Ming Zhang[2]，Simon A Redfern[2]，

高 俊[1]，Reiner Klemd[3]，熊贤明[1]

（1. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029;

2. *Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Downing Street, Cambridge, CB2 3EQ, UK*;

3. *Institute of Mineralogy, Wuerzburg University, Wuerzburg 97074, Germany*）

西天山榴辉岩主要出露在昭苏县以南的西天山一带、呈东西向、延伸约 200km 的高压变质带内。西天山高压变质带位于我国新疆南天山晚古生代缝合带内，其向东可能与天山东段库米什蓝片岩相变质带相连，向西与吉尔吉斯斯坦南天山 Atbashi 蓝片岩带相接壤（Dobretsov et al., 1987；Tasiri et al., 1995）。该高压变质带是一条由榴辉岩、蓝片岩、绿片岩和少量大理岩、蛇纹岩残片构成的古生代变质俯冲杂岩带（Gao et al., 1995; Gao et al., 1999；张立飞等，2000）。缝合带南侧为绿片岩相变质的透闪石大理岩夹绿泥石白云母片岩，北侧为角闪岩相变质的前寒武纪结晶基底；两者均以韧性剪切带为界。

西天山榴辉岩呈透镜状（2mX5m）、薄层状（10-20 cm）或厚层状（约 50 m）产于蓝片岩带中。蓝片岩带近东西向，呈厚层状或薄层产于绿片岩中，带的宽度有时可达 5km。榴辉岩和蓝片岩之间呈渐变过渡关系，非构造接触，表明两者经历了类似的变质演化历史（Gao et al., 1995; Gao et al., 1998；Gao et al., 1999；高俊等，2000；张立飞等，2000）。

本文分析的榴辉岩样品 ws24-7 采自昭苏县阿克牙孜河上游一带岩片中的榴辉岩岩块，岩石具块状构造，斑状变晶结构；岩石由石榴石(30%)、绿辉石(55%)、金红石(3%)、黝帘石(3%)、多硅白云母+钠云母(2%)、石英(4%)、方解石(1%)和冻蓝闪石(2%)组成。岩石中的石榴石+绿辉石+黝帘石+金红石矿物组合代表了榴辉岩相变质作用，因缺乏柯石英等超高压变质矿物，以及钠云母的广泛稳定存在，推断其峰期变质作用条件为：T=520 ± 80℃，P=1.4—2.1GPa（Klemd et al., 2002; Wei et al., 2003）。

角闪石的电子探针分析表明，角闪石具有明显化学成分环带结构：核部富含钠质角闪石组分，如蓝闪石；幔部以钠质-钙质角闪石为主；边部则富含钙质角闪石组分。表明其为扩散成分环带。

通过对环带角闪石的微区红外光谱和拉曼光谱详细分析发现，OH-1 吸收峰谱显示出一个系统变化规律：角闪石的核部，OH-1 吸收峰谱值为 3635–3640 cm-1, 3664–3668 cm-1, 3695–3699 cm-1，其分别对应于 MgMgFe-OH, and MgFeFe-OH 结构。而 3695-3699 cm–1 吸收峰谱的变化则可能与 A 位上 Na 的改变有关。吸收峰谱 3640 cm–1 与 MgMgFe-OH-(Na+K): SiAl-AlMgMg-NaNa 结构有关，峰谱-5 cm–1 的位移（即从 3640 cm–1 到 3635 cm–1）表明在 M4 位的 Ca 对 Na 的替代作用，其结构为 MgMgFe-OH-(Na+K): SiAl-AlMgMg-NaCa。角闪石的边部则显示了一个较锐利的 OH-1 吸收峰谱值为 3612–3621 cm-1，其对应于 MgMgFe-OH-(Na+K): SiAl–AlMgMg 结构。从核部到边部，所有吸收峰谱逐步移向低峰谱，并降低直到合并为单一的峰谱。

结合电子探针和光谱学数据，西天山榴辉岩环带角闪石揭示了在变质作用过程中，其化学的变化是通过以下替代作用而形成的：Si(T-site) (Mg, Fe)(M1-3 -site)→Al(T-site) Al(M1-3-site) (tschermakite), Ca(M4-site) □(A-site)→Na(M4-site) Na+K(A-site) (钠透闪石), and Ca(M4-site) (Mg, Fe) (M1-3-site)→Na(M4-site) Al(M1-3-site) (蓝闪石)。

大别山碧溪岭榴辉岩金红石的赋存状态和微量元素特征

吴维平[1,2]，徐树桐[1]，江来利[1]，张文兰[2]

（1. 安徽省地质调查院，合肥 230001;
2. 南京大学内生成矿作用国家重点实验室，南京 210093）

碧溪岭榴辉岩位于大别山超高压变质带东部，主要由层状的浅色榴辉岩和层状深色榴辉岩组成。两类榴辉岩均不同程度的含有金红石，在 ZK002 孔中，化学分析资料表明，浅色榴辉岩含金红石 TiO_2 0.40%～0.45%, 深色榴辉岩含金红石 $TiO_2$1.44%～3.53%。榴辉岩中金红石具有 4 种赋存状态：⑴金红石主要分布于石榴石和绿辉石等矿物粒间，与石榴石和绿辉石等矿物共生在一起；⑵金红石分布于石榴石、绿辉石或石英等单一矿物的粒间；⑶金红石被包裹在石榴石、绿辉石和石英等矿物中；⑷金红石不但被绿辉石包裹，反过来，在镜下见有绿辉石被金红石包裹的现象。此外，金红石常见有锆石、黄铁矿和赤铁矿等矿物的包裹体。金红石常退变为榍石和钛铁矿以及白钛矿。电子探针分析结果表明：不同赋存状态的金红石的主要元素成分大致相同，但其微量元素有明显的差别：浅色榴辉岩中 Nb 0～30 PPm,Cr 1100～1140PPm,Zr 10～50PPm,石英包裹的金红石中 Nb 0～20PPm,Cr 1170～1250PPm,Zr 20～30PPm,深色榴辉岩石榴石中金红石的包裹体 Nb 0～30PPm,Cr 110～140PPm,Zr 30PPm,其中粒间金红石 Nb 0～30PPm,Cr 270～310PPm,Zr 30～50PPm,这说明金红石的微量元素与其形成的原岩性质有关。

巨量表壳物质深俯冲作用

——来自高温高压实验的启示

吴 耀[1]，金振民[1]，刘晓旸[2]，刘 强[1]

（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. 吉林大学地球科学学院，长春 130061）

微粒柯石英和金刚石的发现标志着大别-苏鲁地区的榴辉岩曾经历了超高压变质作用（>2.8 GPa），然而在大别-苏鲁地区榴辉岩均以透镜体形式产于片麻岩和大理岩中，且榴辉岩仅占其围岩的 5%左右。因此，自大别-苏鲁榴辉岩发现以来，就有这些超高压岩石究竟是“异地”还是“原地”之争（从柏林和王清晨，1999）。最近，从中国大陆科学钻探工程 CCSD 钻孔和相邻地区正、副片麻岩中分选的具有环带结构的锆石中发现普遍存在保存完好的超高压矿物和矿物组合，如柯石英，硬玉，多硅白云母等（Liu et al., 2005），这一重要发现表明大别-苏鲁地区大量的表壳物质有可能与榴辉岩一起经历了>120 km 的深俯冲，而后快速折返回中、上地壳。然而有关表壳物质俯冲到>120 km 地幔深度状态下岩石的各种物理、化学性质将发生何种变化及地球动力学意义等方面一直缺乏天然样品的高温高压实验约束。与相对稳定的大洋深俯冲不同，低密度的大陆地壳物质是否能够俯冲到>120km 深度并折返的动力学过程是当前超高压岩石动力学研究的难点所在。前人研究表明，长英质矿物在高温高压条件下通常将发生如下两个重要反应：Ab→Jd + Cs 和 Qtz→Cs（Gleason 等，1996），同时伴随矿物密度增加(Ernst, 2001)。为了探索与超高压榴辉岩共生的表壳物质深俯冲过程中矿物的赋存状态和物理-化学变化，我们在 3.5GPa，750-1000℃条件下，对天然黑云母斜长片麻岩进行了一系列高温高压实验。

本摘要主要介绍表壳岩石深俯冲过程中矿物相变、分解导致密度急剧增加及其动力学意义；同时通过高温高压实验研究为大别超高压变质带广泛出露的硬玉石英岩的成因机制提供实验约束。

本次实验样品采自大别山双河黑云母斜长片麻岩（石英 45%、长石 35%、 黑云母 15% 、石榴石 3%以及少量绿帘石）。岩石经碎样、研磨至 50μm 左右。实验之前先将粉末样品在 120℃烘箱中干燥 24 小时，去除样品颗粒吸附水。该实验在中国地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室高温高压实验室新引进的活塞-圆筒型 Quickpress 5.0 Gpa 高温高压仪器上进行，实验压力为 3.5 Gpa，温度为 750-1000℃，实验时间控制在 48-168 小时。实验中采用 NaCl 套作为传压介质，因此无须对压力数据进行摩擦校正。温度测量由位于样品底部 0.5 mm 处的 Pt_{100}-$Pt_{90}Rh_{10}$ 热电偶以及 Love 型温控系统完成。实验仪器压力测量精度 40 MPa，温度测量精度±1℃，实验过程中样品温度梯度约 5℃/mm。详细实验流程见 Wang 等（2006）。通过实验获得以下初步成果：

（1）激光拉曼光谱研究表明，实验产物中出现两种不同粒度不同赋存形式的柯石英（拉曼位移主峰 521cm^{-1} 以及 271cm^{-1}、178 cm^{-1}、120 cm^{-1}），其中粒状柯石英粒度约 30-50μm，为原始样品中石英相变而来；另一种柯石英（<1μm）则以蠕虫状分布于硬玉颗粒（$Jd_{90}Aug$-Aeg_{10}）之中，两者形成交生结构（symplectite），初步研究表明这两种矿物为钠长石分解的产物。高温高压实验研究证实大别硬玉石英岩的形成过程可能为：长英质表壳物质（陆壳深俯冲）→硬玉柯石英岩→硬玉石英岩；

（2） 黑云母与长石、石英接触边界形成多硅白云母（Si 含量 3.74 pfu）后成合晶；钾

长石在实验过程中保持稳定。实验结果表明，多硅白云母和钾长石可将表壳物质中大量的 K、LILE 和 H_2O 携带至地幔深部；

（3） 实验结果表明副片麻岩中发生 Ab→Jd + Cs 和 Qtz→Cs 两个反应，增加柯石英含量（45 vol.%）。斜长石与黑云母反应形成石榴石，导致实验产物中石榴石含量增加（石榴石含量<2 vol.%增加到 10 vol.%左右，详见附表）。

（4） 副片麻岩常温常压下理论密度为 2.72 g/cm^3，当副片麻岩俯冲到 110 km 深度（3.5GPa，750℃）时将形成硬玉柯石英岩，其原位（In situ）密度将达到 3.22 g/cm^3（相对原始副片麻岩密度增加约 18%），与相同状态下石榴二辉橄榄岩密度相比仅低 0.1 g/cm^3。此深度榴辉岩原位密度为 3.45 g/cm^3。因此，当占体积百分比为 95%的表壳物质与 5%的中、基性物质一起经历深俯冲作用时，俯冲板片岩石密度将达 3.23 g/cm^3。

本次实验的初步成果表明，大别-苏鲁地区巨量表壳物质深俯冲作用是可以发生的；在深俯冲过程中副片麻岩中矿物相变和分解导致岩石密度增加是造成俯冲带重力不稳定的重要因素。

大陆深俯冲过程中副片麻岩与榴辉岩、石榴二辉橄榄岩密度对比

岩石类型	矿物	矿物密度（g/cm^3）	体积比例（vol.%）	岩石密度（g/cm^3）	
				常温常压	3.5GPa、750℃
石榴二辉橄榄岩	En	3.20	30	3.30	3.32
	Di	3.27	15		
	Ol	3.34	50		
	Grt	3.56	5		
榴辉岩	Omp	3.26	60	3.42	3.45
	Grt	3.98	35		
	Rut	4.25	5		
副片麻岩（实验前）	Qtz	2.64	45	2.72	
	Ab	2.62	30		
	Bi	2.83	15		
	Kfs	2.56	5		
	Ep	3.50	3		
	Grt	3.98	2		
硬玉柯石英岩（实验后）	Cs	2.91	45		3.22
	Jd	3.35	35		
	Grt	3.98	8		
	Phe	3.70	7		
	Bi	2.83	5		

注: 矿物密度资料，岩石常温常压和 3.5GPa，

750℃条件下密度计算方法据 Hacker 等（2003）和杨建平等（2005）计算

大别造山带超高压大理岩中榴辉岩包体的锆石 U-Pb 年龄和 Hf-O 同位素组成

吴元保，郑永飞，龚 冰

（中国科学技术大学地球与空间科学学院，合肥 230026）

前人对大别-苏鲁造山带超高压变质榴辉岩和片麻岩已经进行了大量的锆石 U-Pb 定年和氧同位素分析，得到这些超高压变质火成岩的原岩时代是 740~820Ma，原岩是大陆边缘裂谷构造带双峰式岩浆岩，在岩浆侵位过程中经历了高温大气降水热液蚀变，局部蚀变岩石沿破火山口坍塌重熔形成了低$\delta^{18}O$ 岩浆。通过在含柯石英的锆石幔部进行离子探针 U-Pb 定年，确定出超高压变质事件的年龄是 240~226Ma。对超高压变质岩的岩石学、稳定同位素和流体包裹体研究证明，表壳岩在地幔深度的峰期超高压变质条件下流体活动性很小，但是折返过程中流体活动性很大，含水矿物分解和羟基出溶是退变质流体的主要来源。我们对大别-苏鲁造山带大理岩中的 4 个超高压榴辉岩包体进行了锆石 SHRIMP 法 U-Pb 定年、LA-MC-ICPMS 法 Lu-Hf 同位素分析和 LA 法 O 同位素分析。这些结果被用来限定大理岩中榴辉岩的变质演化历史及可能的原岩性质，同时对大陆板块俯冲和折返过程中的流体活动时间提供了同位素年代学和地球化学制约。

所分析的 4 个榴辉岩包体样品采自大别地体东端, 4 个榴辉岩包体中的锆石为典型的变质新生锆石，具有它形、半自形及多晶面等特征。CL 图像中，大部分锆石为无分带、弱分带、扇形分带以及面状分带等典型变质锆石特征。其中一个样品中有明显的残留核，两个样品中有少数重结晶的残留锆石。对这些样品的锆石进行 SHRIMP 法 U-Pb 定年，发现变质增生锆石和完全变质重结晶锆石都具有较低的 U、Th 含量和 Th/U 比值，它们的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值低达 0.000001~0.000028。石榴石、绿辉石和锆石的氧同位素比值为 9.94~21.89‰。变质锆石给出两组 U-Pb 年龄，分别为 245±3 至 240±2Ma 和 226±4 至 223±2Ma。双河样品中残留锆石 U-Pb 年龄为 1816±14Ma，新店样品中残留锆石年龄分别为 812±30Ma 和 1806±32Ma，表明这些榴辉岩的原岩可能是年龄为新元古代和古元古代原岩的碎屑岩。由于大理岩的原岩为沉积灰岩，其中所包裹的榴辉岩原岩应该是沉积泥岩或基性火山沉积岩。

根据本文测定的两组变质锆石 U-Pb 年龄，结合前人对含柯石英锆石幔部的 SHRIMP 法 U-Pb 定年结果，得到两组加权平均年龄值分别为 242±2Ma 和 227±2Ma。我们认为，这两组年龄所对应的锆石生长与扬子板块俯冲和折返过程中的流体活动有关。这些沉积原岩所包含的含水流体相对于纯火成岩原岩要多得多，因此在板块俯冲得进变质过程中出现局部脱水反应，导致锆石在 HP-UHP 过渡相生长。因此，242±2Ma 的变质锆石记录了前进变质期间高压榴辉岩相条件下的流体活动的时间。另一方面，超高压岩石折返过程中会出现含水矿物得分解和羟基脱水现象，同样能够引起锆石在 UHP-HP 过渡相生长，因此 227±2Ma 的变质锆石纪录了板块折返初期的流体活动时间。由此可以估计出，在柯石英稳定场内的超高压变质持续时间约为 15±2Ma。

大别山黄镇低温超高压片麻岩元素和同位素组成与流体活动关系研究

夏琼霞，郑永飞，周李岗

(中国科学技术大学地球与空间科学学院，合肥 230026)

由于大陆地壳的流体含量远低于大洋地壳，与大陆地壳深俯冲和折返过程有关的流体活动受到原岩性质和变质速率的双重制约。先前的研究指示，在大陆地壳深俯冲和折返过程中，含水矿物分解、名义上无水矿物脱水、流体包裹体爆裂等方式能够释放出充分的流体。此外，大陆地壳相对富集硅铝质、碱金属、大离子亲石元素和轻稀土元素，区分原岩蚀变与变质脱水对流体迁移的影响十分重要。俯冲大陆板片的组成和结构必然控制着大陆深俯冲过程中的变质和演化；成分不同的大陆地壳在深俯冲过程中可能具有不同的变质演化和动力学行为。

我们对位于南大别低温超高压榴辉岩带南北两个不同部位的两组片麻岩样品(I 和 II)，进行了主量和微量元素、Sr-Nd 同位素和氧同位素研究。结果表明，位于北部的第 I 组样品具有相对较高的 Al_2O_3、MgO、CaO 和 TiO_2 含量，但是 Nb 和 Ta 含量相对较低。主量元素中 K 和 Na 具有明显的活动性，稀土元素表现明显的 LREE 富集和 Eu 负异常的配分模式，微量元素显示大离子亲石元素(Rb、Ba、Th、U、K)富集、高场强元素(Nb、Ta)亏损，以及 Sr、Ti 和 P 负异常和 Pb 正异常的特征。但是，位于南部的第 II 组样品在 LILE 的富集程度上与第 I 组样品存在明显差异。第 II 组具有相对低的 Sr 和 Ba 含量，可能与岩石本身钙长石含量低有关；具有相对高的 Rb、Th、U 和 K 含量，可能与原岩经受过热液蚀变有关。Rb-Sr 同位素体系显示，第 II 组样品 $^{87}Rb/^{88}Sr$ 比值变化范围很大(6.815~81.44)，t_1=780Ma 时具有异常低的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值，变化范围分别为 0.2406~0.7163，t_2=230Ma 时具有异常高的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值(0.7582~0.8812)，说明其原岩在 780Ma 与 230Ma 之间的某一时期(早古生代？)受到了热液蚀变作用的强烈干扰，导致 Rb 含量显著增加。相比之下，第 I 组样品的 Rb-Sr 同位素体系相对稳定，说明其原岩在 780Ma 及以后所受后期扰动较小。

样品在 Nb/U~1/U 和 Ce/Pb~1/Pb 图上显示出相关性，它们的 Nb/U 和 Ce/Pb 比值均不同程度地高于平均大陆地壳比值 6.15 和 3.9（Rudnick and Gao, 2003），因此两组样品共同经历过类似的脱水过程。它们的 Nb/Ta 比值也高于平均大陆地壳的比值 11.4，但是第 I 组样品的 Nb/Ta 比值较高，说明其受到的脱水影响较大。这种脱水效应是否与陆壳俯冲过程中的流体活动有关，有待于进一步研究。与 Rb-Sr 同位素体系相比，Sm-Nd 同位素体系相对稳定，两组样品的$\varepsilon_{Nd}(t)$值在 t_1=780Ma 时为−10.4 至−2.3，指示其原岩来自演化的地壳。t_1=780Ma 时两组样品的两阶段 Nd 模式年龄变化范围相似，分别为 1.64-2.29Ga 和 1.96-2.16Ga。相似的 Nd 模式年龄说明两组样品具有相似的地壳形成时间，可能为古元古代地壳于新元古代时期裂谷再造的产物。

单矿物氧同位素特征显示，黄镇片麻岩样品可能经历了三期不同的地质过程。部分锆石与石英之间的氧同位素不平衡，指示其原岩受到了高温热液蚀变作用的影响。除一个样品外，两组样品的锆石 $\delta^{18}O$ 值(-2.78~+4.65‰)均低于正常地幔锆石值(5.3±0.3‰)，说明高温热液蚀变的流体来源可能为具有低 $\delta^{18}O$ 值的古大气降水。石英与白云母、黑云母、石榴石、绿帘石和磁铁矿等矿物之间处于氧同位素平衡，指示这些矿物在超高压变质过程中达到并保持了榴辉岩相变质条件下的氧同位素交换再平衡。石英与长石之间的氧同位素分馏明显不平衡，表明受到了低温蚀变作用的影响，可能与板块折返过程中的流体活动有关。

两组样品在微量元素含量和同位素组成上的差异表明，它们一方面受原岩性质的控制，另一方面受水化或脱水过程的影响。总体来说，化学组成不同的两组样品经历了相似的原岩蚀变和变质脱水过程，但是北部第 I 组样品受热液蚀变影响较小，而受变质脱水影响较大；南部第 II 组样品受热液蚀变影响较大，而受变质脱水影响较小。

Niobium-tantalum fractionation during slab subduction: Implications for the formation of continental crust

Yilin Xiao [1,2,], Weidong Sun [3,4,], Jochen Hoefs [2], Klaus Simon [2], Zeming Zhang [5], Shuguang Li [1], Albrecht W. Hofmann [4]

(1. *CAS Key Laboratory of Crust-Mantle and Environments, School of Earth and Space Sciences*,
University of Science and Technology of China, Hefei 230026, PR China;
2. *Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmittstrasse 1, D-37077 Göttingen, Germany*;
3. *Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry,*
Chinese Academy of Sciences, Wushan, Guangzhou 510640, PR China;
4. *Max-Planck Institut fuer Chemie, Postfach 3060, D-55020 Mainz, Germany*
5. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, PR China*)

Compared with the oceanic crust, knowledge about the formation of the continental crust (CC) is relatively poor. Although melting of subducted slabs in the early history of the Earth has been considered as the major way that shaped the chemical characteristics of the CC by most geologists (*1-4*), as the CC shares many characteristics with modern adakites (*2*), some geologists argued that Archean TTG was formed in the same way as modern arcs rather than slab melting (*5*), whereas others proposed that melting at the bottom of the thickened oceanic crust (*6*) was more important. Recently, the debate is mainly focused on the unique subchondritic Nb/Ta value of the CC, and particularly, how Nb and Ta fractionated from each other and consequently how, in detail, the CC was built (*1-4*)(*7*).

Nb and Ta share the same valence state (+5) and have similar atomic radii for octahedral coordination (*8*), thus behaving as identical twins in most geochemical fractionation processes linked to the evolution of the mantle (*9, 10*). As a result, the Nb/Ta has long been regarded as constant and chondritic (17.5) in major silicate reservoirs of the Earth, and MORB, OIB, and BABB, although some depleted samples may have Nb/Ta ratios considerably lower than the chondritic value (*11, 12*). In contrast, the Nb/Ta of the CC is 12–13 (*13, 14*), much lower than the other major silicate reservoirs of the Earth. Therefore, in the view of mass balance, there must be an additional reservoir contains appreciable Na, Ta and Ti with superchondritic Nb/Ta ratios in the Erath to balance the lower Nb/Ta ratios of the CC.

The refractory eclogite produced by melting of subducted slabs in the presence of rutile has

been suggested to be such a reservoir (*1*). However, as rutile favors Ta over Nb (*15-18*), partial melting of rutile-bearing eclogites with chondritic Nb/Ta results in suprachondritic rather than subchondritic Nb/Ta ratios in the melts, failing the critical Nb/Ta test of the CC (*1*). Therefore Foley et al. (*2*) argued that the earliest continental crust formed by melting of amphibolites in subduction–zone environment rather than melting of eclogite. Considering that Foley et al.'s model cannot plausibly explain other major and trace element features of the continental crust, the subchondritic Nb/Ta ratios of the CC was interpreted by melting of hydrous rutile-bearing eclogitic sources with initially low Nb/Ta ratios, e.g., arc crust and special basalts from seamounts (*3*). Nevertheless, the arc crust is not likely to be a major source of the TTG, while basalts with low Nb/Ta ratios are rare and usually very depleted in incompatible elements (*10, 11*). Therefore, how subducted slabs were melted and how the distinct chemical features of the CC were produced is still a controversial topic.

Given that Nb and Ta are both highly enriched in rutile, and that rutile is a common mineral phase in rocks from the Dabie-Sulu UHP metamorphic belt in East China, we have studied the Nb-Ta systematics of coarse-grained rutile in these rocks. The results show that rutile grains have highly variable Nb/Ta ratios (ranging from 5.4 to 29.1, with an average of 9.8 ± 0.6), indicating significant fractionation of Nb and Ta during subduction of continental crust (UHP metamorphism).

We suggest that the Nb-Ta fractionation most likely occurred during prograde blueschist to amphibole–eclogite transformation in the absence of rutile. The released fluids with subchondritic Nb/Ta from dehydration in hot regions were transported to, and retained by, hydrous rutile-bearing eclogite in colder regions, resulting in suprachondritic Nb/Ta ratios for drier eclogite in the residue. Further dehydration of hydrous rutile-bearing eclogites cannot transfer the fractionated Nb/Ta values to the CC due to the low solubility of Nb and Ta in fluids in the presence of rutile, while dehydration-melting results in a major component of the CC, the tonalite–trondhjemite –granodiorite (TTG) component, which is responsible for the low Nb/Ta of the CC. Such a model can conceivably reconcile different lines of observations: subchondritic Nb/Ta in the continental crust, highly varied and overall suprachondritic Nb/Ta in xenolithic eclogites (*1*), and lack of systematic subchondritic Nb/Ta in modern arc magmas.

(For details see Xiao et al. (2006), Making continental crust through slab melting: Constraints from niobium-tantalum fractionation in UHP metamorphic rutile. *Geochim Cosmochim Acta* (in press), doi: 10.1016/j.gca. 2006.07.010)

大别山东南部蛇纹岩中的原生天然碳硅石

徐树桐[1,2]，吴维平[1]，陈 晶[3]，肖万生[4]，季寿元[5]，刘贻灿[6]

（1. 安徽省地质调查院； 2. 国土资源部大陆动力学实验室；
3. 北京大学物理学院； 4. 科学院广州地球化学研究所；
5. 南京大学地球科学系； 6. 中国科技大学）

产出于大别山东南部，宿松群范围内，董家山蛇纹岩中的天然碳硅石是原生的天然碳硅石。他与主要伴生矿物都是为超镁铁岩所特有，蛇纹岩是他的寄主岩石。主要的原生矿物组合为橄榄石、石榴石、磁铁矿、铬铁矿、黄铁矿及其退变产物如蛇纹石、滑石、透辉石、透闪石、绿帘石、绿泥石、阳起石、水镁石、蛋白石、玉髓等。此外，还发现有斜锆石、金红石、微粒金刚石和自然金。虽然在 Moissan 于 1905 年发现首例天然碳硅石之后，在不同的岩石中都曾发现过天然碳硅石， 但可信的原生天然碳硅石只产出于金伯利岩和陨石中。大别山的碳硅石的可能是第一例蛇纹岩中的天然原生碳硅石。据文献资料，大部份天然碳硅石为一轴晶正光性，偶而有二轴晶现象，但原因不明。由于天然碳硅石的形成需要很强的还原环境，因而一直是岩石学家感兴趣的前沿课题，同时因为很难将人造 SiC 和天然 SiC 相区别，又使这项研究具有一定难度。有限的实验资料表明，形成碳硅石的温、压条件为：P≈ 6 GPa。T≈1430-1500℃。由于天然碳硅石与金刚石有相似的四面体方向 sp^3 杂化键和相同的滑动面、天然原生碳硅石常与金刚石伴生以及碳硅石的硬度仅次于金刚石，因而碳硅石在力的作用下可能与金刚石有相同的表现。根据实验资料，金刚石的塑性变形条件为 10 GPa，温度>1000℃。大别山董家山蛇纹岩中碳硅石有两种类型：一种为一轴晶的α-型，另一种为二轴晶的α-型。次外，大别山的天然碳硅石中含有金属硅、金红石和自然铁的包体。大别山的天然碳硅石于人工合成 SiC 的拉曼光谱有差异，红外光谱也有明显不同。可以认为，光性、包体性质、红外光谱研究，是区别天然碳硅石与人工合成 SiC 的主要方法，拉曼光谱则是辅助手段。大别山的一轴晶的和二轴晶的天然碳硅石共生的现象表明，一轴晶的天然碳硅石形成于 P = 6 GPa, T > 1500℃ 的条件下，大致相当于 180km 的深度。二轴晶天然碳硅石是一轴晶的天然碳硅石晶内（塑性）变形的结果，根据与金刚石的对比，变形的条件应为 P = 10 GPa, T > 1000℃, 大致相当于>300 km 的深度。二轴晶和一轴晶天然碳硅石共生表明，大别山蛇纹岩内天然碳硅石形成于 180 km 然后俯冲到大于 300 km 的深度，此时一轴晶天然碳硅石转变为二轴晶的天然碳硅石。当含有天然碳硅石的蛇纹岩折返到上地壳时，一部份二轴晶的天然碳硅石退变为一轴晶结构。其进变与退变的过程，类似于石英-柯石英-石英的转变。不过，由于碳硅石的稳定性极强，因而只有少部份的二轴晶的天然碳硅石退变为一轴晶的碳硅石。

走滑断裂对超高压变质岩石折返的贡献及高原北部白垩纪隆升之新思考

杨经绥，李海兵

(国土资源部大陆动力学重点实验室，中国地质科学院地质研究所，北京)

Contributions of strike-slip faulting to exhumation of ultrahigh pressure metamorphic rocks and Cretaceous uplifting of the northern Tibetan plateau

Jingsui Yang, Haibing Li

（*Key Laboratory for Continental Dynamics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*）

Three ultrahigh pressure metamorphic (UHPM) belts, i.e., the North Qaidam UHPM belt, the South Altun UHPM belt and the High Himalaya UHPM belt, have been discovered on the Tibetan Plateau, which offer a unique opportunity to investigate the exhumation of deep subducted UHPM rocks. The North Qaidam UHPM belt is located at the eastern side of the Altyn Tagh strike slip fault and formed by the collision between the Qaidam-East Kunlun terrane on the south and the Qilian-Altun micro-terrane and the Alax-Dunhuang terrane on the north. This belt is about 350 km long and consists of eclogite, garnet peridotite and coesite-bearing gneissic rocks. The eclogites formed between 500 and 440 Ma with a peak UHPM age of 440 Ma. The South Altun UHPM belt is located on the western side of the Altyn Tagh strike slip fault, and contains eclogites and garnet peridotites of 500 Ma. The South Altun belt is believed to be the western extension of the North Qaidam UHPM belt, offset for about 400 km by the Altyn Tagh fault. The Altyn Tagh fault is a huge sinistral strike slip fault, which extends to depths > 200 km (Wittinger et al., 1998) and has been active at least since 240-220 Ma (Li Haibing et al., 2001). The Altyn Tagh fault has been recognized as a trans-pression fault, which is responsible for the uplift of the Qilian Mountains and the Altun Mountains at the two sides. We propose that the Altyn Tagh fault is probably responsible for the final exhumation of the UHPM rocks in North Qaidam and South Altun, thus, the Altyn Tagh fault was acted as a scissor fault.

The High Himalaya UHPM belt is distributed along the Pakistan and Indian Himalayas, where coesite and diamond have been discovered in eclogites (O'Brien et al., 2001; Sachan et al., 2001；Mukherjee et. al., 2005). Coesite-bearing zircons in the eclogite gave a 46 Ma peak UHPM age (Kaneko et al., 2003), suggesting that the UHPM rocks at High Himalaya be formed soon after the closure of the Neo-Tethys Ocean and rapidly exhumed after. The Karakorum dextral strike-slip fault is located to the NE of the UHPM rocks, and the faulting and associated deformation occurred between 6.88-8.75 Ma with an offset of about 135 km (Zhou Yong et al., 2001). We propose that this fault may have controlled the exhumation and exposure of the UHPM rocks in the High Himalayas. The Tanlu sinistral strike-slip fault in the eastern China, which offset the

Dabie-Sulu UHPM belts for about 500 km, may provide another good example for the exhumation of UHPM rock at the two sides of the fault. Based on these three examples, we propose that strike-slip faulting may play an important role in the exhumation of UHPM rocks.

The uplift of the Tibetan plateau has been attributed to the collision between the India Plate with the Eurasia Continent since Cenozoic. Based on mountain uplifting, volcanic and faulting activities, and sediment records, we propose that the formation of the plateau be attributed to two times plate subduction and collision. The first one occurred in Cretaceous due to the closure of the Mid-Tethys Bangong-Nujiang ocean by plate subduction. The northern plateau started to uplift by the time because of the resistance from the north from the Tarim and North China Blocks, and as well as from the east due to the westward subduction of the Pacific plate under the South China Block. The second one occurred in Cenozoic as a result of the closure of the Neo-Tethys Yalunzangbu ocean, which is responsible for the uplift of the entire plateau. This may also interpret that the northern plateau has higher average elevation (5000 m) than the southern plateau (4000 m in average).

青藏高原已识别出柴北缘、南阿尔金和高喜马拉雅 3 条超高压变质带，提供了一个不可多得的研究超高压变质岩石形成和折返的机会。柴北缘超高压变质带位于阿尔金断裂的东边，是柴达木－东昆仑地体与祁连－阿尔金微地体和阿拉善－敦煌地体碰撞的产物，由榴辉岩、石榴石橄榄岩和含柯石英片麻岩组成，榴辉岩形成时代 500-440Ma，峰期超高压变质年龄 440Ma。南阿尔金超高压变质带位于阿尔金断裂带的西边，以产出榴辉岩和石榴石橄榄岩为特征，榴辉岩形成时代为 500Ma。南阿尔金超高压变质带被认为是柴北缘超高压变质带的西延，两者被阿尔金断裂左旋位移约 400km。阿尔金断裂是巨大的深度>200km 的岩石圈走滑断裂，断裂的活动时代至少早到 240-220Ma，认为走滑过程中伴随的隆升作用有可能为柴北缘和南阿尔金超高压变质岩石的折返和出露地表做出了贡献，其中阿尔金断裂起到了类似剪刀型断裂的作用。高喜马拉雅超高压变质带在巴基斯坦和印度被发现，以榴辉岩中含柯石英或金刚石为特征，榴辉岩的超高压变质年龄为 46 Ma，表明超高压变质岩石发生在雅鲁藏布江缝合线关闭后并快速折返。喀喇昆仑断裂走滑过程中伴随的抬升作用则可能对高喜马拉雅地区超高压变质岩石的折返和出露地表做出贡献。中国东部出露的大别苏鲁超高压变质带被巨大郯庐断裂左旋走滑位移约 500km，可以看作是走滑作用伴随的抬升运动对超高压变质岩石的最后折返和出露地表做出重要贡献的又一例证。青藏高原的隆升通常被认为是印度板块和欧亚大陆新生代以来的碰撞结果。根据高原北部断裂的时代、火山活动和沉积盆地的形成，我们提出高原的隆升是两次俯冲碰撞的结果。第一次发生在中特提斯班公湖－怒江洋盆在白垩纪时期的关闭，其时由于北部来自塔里木盆地和北中国板块、及东部来自太平洋板块俯冲产生的抵柱效应，高原北部开始隆升；第二次发生在印度板块的新生代俯冲碰撞作用，造成高原的整体抬升，由此可以解释高原北部平均海拔（5000m）要高于高原南部（平均海拔 4000m）。

中国大陆科学钻探主孔（CCSD－MH）石榴石橄榄岩：一个经历了深俯冲作用的早古生代超镁铁质侵入体

杨经绥，李天福，梁凤华，许志琴

（中国地质科学院地质研究所，国土资源部大陆动力学重点实验室）

中国大陆科学钻探选址在江苏东海县苏鲁超高压变质带上，于 2001 年 6 月开钻，2006 年 3 月终孔，历时 1353 天，终孔深度 5158m，岩心采取率 86%，圆满完成深度 5000m 和岩心采取率 80%的设计。中国大陆科学钻探主孔岩性剖面揭示了 50 多种岩石类型，其中榴辉岩类的厚度超过 1300 m，占 26.6%；副片麻岩类 1400 m，占 28%；正片麻岩类 2100 m,占 44%；超镁铁质岩 80 m，占 1.4%。

1. 石榴石橄榄岩为超高压变质带中的构造岩块

主孔中有 3 段超镁铁岩，分别产在 603.20～683.53 m，708.05～710.00 m 和 843.05～850.72 m 深度之间，其中后两段超镁铁岩厚度较小，已强烈蛇纹石化。第 1 段超镁铁岩的上部直接围岩为高 Ti-Fe 型榴辉岩，个别层位为含柯石英金红石榴辉岩；内部夹有薄层状高镁榴辉岩和厚层状多硅白云母榴辉岩，其中数层含有柯石英，其中在深度 643.38～651.56 m 之间所夹的含柯石英金红石榴辉岩层最厚；下部直接围岩为石英榴辉岩和普通榴辉岩。

超镁铁岩的主体岩性为石榴石单辉橄榄岩，其中夹有少量的辉石岩脉。超镁铁岩发生了不同程度的蛇纹石化、滑石化，尤其是剖面下部靠近超镁铁岩体的边部，已强烈蛇纹石化成蛇纹岩。橄榄岩内部榴辉岩以夹层、条带、团块和石榴石岩团块产出，一些榴辉岩条带发生褶皱。石榴石橄榄岩与含柯石英金红石榴辉岩之间多数为突变接触关系，包括橄榄岩与围岩榴辉岩、榴辉岩夹层和条带等。超镁铁岩段主要包括六种岩石类型：石榴石单辉橄榄岩，含钛斜硅镁石石榴石单辉橄榄岩，石榴石单斜辉石岩，金云母斜方辉石岩，含柯石英金红石榴辉岩，多硅白云母榴辉岩。

2. 石榴石橄榄岩曾为岩浆侵入体，经历了超高压变质作用

石榴石单辉橄榄岩中主要由橄榄石（60-70％），石榴石（10-25），单斜辉石（5-15），斜方辉石（1-5）和少量金云母和钛铁矿组成。

橄榄石粒状结构，粒径 0.5-2mm，橄榄石中普遍有针状出溶体，出溶物有菱镁矿片晶、磁铁矿页片和钛铁矿棒。橄榄石成分变化大，但均属于贵橄榄石，Fo 79-89，主体橄榄石和包裹于石榴石中的橄榄石均有一较宽的成分区间，两者的 MgO 和 FeO 成分区间相近，但不完全重叠。相对来说，包裹体橄榄石要比主体橄榄石富 MgO 和低 FeO。这一特点，在同一样品中表现较为明显，说明可能存在两个世代的橄榄石。主体橄榄石出现较大的成分区间，表明矿物可能在不平衡条件下结晶造成；但包裹体橄榄石均出现较大的成分区间，则有可能反映矿物的世代和产出环境的不同。以包裹体形式出现的高 MgO 橄榄石可能形成于较早阶

段，而主体橄榄石和主相单斜辉石和石榴石中的一些橄榄石则主要属变质重结晶阶段形成。

石榴石为细等粒状，粒径多为 0.5-1mm，以集合体形式分布于橄榄石颗粒之间，石榴石中有橄榄石和单斜辉石细小包裹体。石榴石特征是低 Ca 和高 Mg，明显高 Cr 含量，区别于榴辉岩等基性岩类中的石榴石；橄榄岩和石榴石辉石岩接触带中的石榴石一部分与石榴石辉石岩的石榴石成分相近，另一部分可与石榴石橄榄岩的石榴石成分对比，两者界限比较清楚。

单斜辉石为普通辉石和绿辉石，特点是含有一定的 Na2O，达到 4-5wt%，在 WEF-Ae-Jd 分类图解中从绿辉石至普通辉石都有分布，且主要分布于两者的过渡边界，介于普通辉石和绿辉石之间，落于同一区间的还有石榴石辉石岩及角闪岩中的单斜辉石。含方辉石榴石单辉橄榄岩和含方辉石榴石辉石岩两个样品中的单斜辉石 Mg 含量最高，Na 含量最低，与其它的辉石差别较大，为典型的普通辉石。顶底板的榴辉岩中的辉石均落在典型的绿辉石区域内，且 Na 含量较高（尤其是顶板金红石榴辉岩具有最高的 Na 含量）；中间夹层的退变质榴辉岩中未见绿辉石残余，而被退变成霓辉石。

斜方辉石较少，多出现在榴辉岩和橄榄岩的边界。一些细粒斜方辉石呈蠕虫状分布于石榴石周围，与蠕虫状钛铁矿和磁铁矿组成后成合晶，为石榴石退变的产物，说明该超镁铁岩体局部可能存在麻粒岩相的等温退变质作用。岩石中蚀变矿物有蛇纹石，滑石，水镁石，角闪石、绿泥石，磁铁矿等。其中绿泥石为高镁的叶绿泥石，分布于蠕虫状斜方辉石的内部和边缘。橄榄岩中辉石退变来的角闪石主要有两种，一种可能由斜方辉石退变成的透闪石，另一种可能为单斜辉石退变的浅闪石和普通角闪石。含钛斜硅镁石石榴石单辉橄榄岩中含有 1-8%的钛斜硅镁石，钛斜硅镁石往往与石榴石共生，许多钛斜硅镁石产于石榴石中，少数产于单斜辉石中或粒间。

石榴单辉橄榄岩的主元素含量：SiO2 40.60%～43.42%、TiO2<0.31%、Al2O3 3.16%～8.96%、全 FeO 12.27%～16.77%、MnO 0.18%～0.27%、MgO 27.65%～39.20%、CaO 1.02%～5.32%、Na2O 0.01%～0.74%、K2O 0.01%～0.81%、P2O5 0.01%～0.12%；Mg#值 77.26～85.07，表现为一个连续的成分区间，全岩的(Mg+Ni)/(Fe+Mn)比值为 3.34~5.61，比典型的阿尔卑斯型橄榄岩值（>7）低得多，而属于堆晶岩范围，说明岩体的原岩为一岩浆侵入体。但石榴石橄榄岩与顶、底部的榴辉岩及超镁铁岩中的榴辉岩透镜体之间存在一个很大的成分间断，表明它们的原岩不属于同一岩浆系列。石榴石橄榄岩的稀土元素总量低，配分型式有 LREE 富集型（(La/Lu）N＝9～16.6）、LREE 适度富集型（(La/Lu）N＝1.47～8.22）和 LREE 亏损型或平坦型（(La/Lu）N＝0.62、1.19～1.92）三种，微量元素特征表明岩体受到了明显的地壳物质混染作用。石榴石橄榄岩单矿物氧同位素组成表明，岩体遭受过低 δ18O 地壳流体的交代作用，说明岩体的原岩在大陆俯冲作用发生之前，经历过地壳深度的地质过程。石榴石橄榄岩和空间上共生的榴辉岩的全岩 Sr－Nd 同位素资料表明，石榴石橄榄岩与内部薄层状高 Mg 榴辉岩的源区相同，而与顶、底榴辉岩、内部的厚层榴辉岩的源区或所经历的地质过程不同，它们之间是构造并置关系。同样，SiO2 对 87Sr/86Sr、143Nd/144Nd 投点图表明石榴石橄榄岩遭受了地壳物质的混染。

总之，石榴石单辉橄榄岩的原岩为侵入地壳的岩浆岩，在滞留地壳期间，与低 18O 的热液流体发生了交换反应，从而造成了岩体与地壳物质的混染。之后发生了大陆壳俯冲期间的变质作用以及折返地壳的过程，在此期间发生了与其它岩石之间的构造并置。

3. 石榴石橄榄岩等相关岩石的变质温压估算

主要应用 Ma Hongwen(1991) Mafics 超基性岩温压计算软件，以及 Powell R.(1985)、Holland (1980)石榴石-单斜辉石镁铁交换温压计，对该段中橄榄岩、石榴辉石岩和榴辉岩进行大量温压估算的结果显示：榴辉岩类所估算的压力几乎都大于 3 GPa，温度主要在 700℃-900℃；石榴辉石岩类整体表现出比榴辉岩低的温压值，压力在 3GPa 上下，温度则主要在 600℃上下（500℃-700℃）；橄榄岩类局部含少量斜方辉石，应用 Mafics 超基性岩温压计算软件计算包含斜方辉石的组合的压力为 3.29~4.67GPa, 温度在 650~700℃为主。认为主孔石榴石橄榄岩与其围岩榴辉岩等岩石一起经历了超高压变质作用。

4. 石榴石单辉橄榄岩原岩时代为早古生代，超高压变质作用时代为早中生代

在美国 Stanford 大学 SHRIMP 实验室完成的一个石榴石单辉橄榄岩样品定年，获得一组清晰的印支期年龄，200-240 Ma（11 点分析），但也出现 4 个早古生代年龄，294-427 Ma（4 点分析），并出现一个数据 801 Ma。在北京离子探针中心做了两个样品，一个是石榴石辉石岩，一个是石榴石单辉橄榄岩。两个样品获得一致的两组年龄，早中生代的超高压变质年龄， 223.3 +/- 4.1 Ma（9 个数据平均），和早古生代的原岩年龄 407-440 Ma 。值得注意的是另有一组 270 Ma 左右的年龄，区域上并没有出现，暂且将其看做早古生代和早中生代两组年龄的混合年龄，但不排除其为另一期事件的可能性。

结论是：CCSD 主孔石榴石橄榄岩为早古生代的超镁铁质侵入体，在印支期的中国南北板块俯冲折返过程中经历了超高压变质作用。

甘肃北山地区榴辉岩的变质年龄为新元古代：来自锆石的 U-Pb 同位素定年证据

杨经绥[1]，吴才来[1]，陈松永[1]，史仁灯[1]，张建新[1]，孟繁聪[1]，
左国朝[2]，吴汉泉[3] ，Elena Constantinovskaya[4]

（1. 国土资源部大陆动力学重点实验室，中国地质科学院地质研究所，北京，100037;
2. 甘肃省地质矿产局，甘肃 兰州;
3. 西安地质矿床研究所，陕西 西安;
4. 俄罗斯科学院地质研究所，俄罗斯 莫斯科）

北山造山带地处塔里木－中朝板块与哈萨克斯坦板块的交汇部分，主造山时期被认为是早古生代。榴辉岩产在北山造山带的南带，带中榴辉岩与大量基性超基性洋壳岩石和俯冲碰撞有关的花岗岩等伴生，反映该带有可能代表板块的边界。北山榴辉岩的锆石 SHRIMP U-Pb 同位素定年表明，榴辉岩相的变质年龄为 819 ± 21 Ma，原岩年龄为 1007 ± 20 Ma，表明北山地区存在新元古代一次重要的板块裂解和俯冲碰撞事件。与北山相邻的祁连山南部柴北缘地区近年也报道存在新元古代板块裂解和蛇绿岩洋壳形成事件, 表明中国西部存在区域上的新元古代洋盆裂解事件，或称之为罗德尼亚大陆裂解事件。需强调的是，北山榴辉岩相变质事件发生在新元古代，柴北缘榴辉岩的原岩虽为新元古代洋壳岩石，但榴辉岩相变质作用则发生在早古生代，反映北山新元古代俯冲碰撞事件之后的又一次俯冲碰撞事件。

Mantle wedge convection during progressive oceanic and continental subduction: multistage metamorphism of orogenic garnet-lherzolite from Zhimafang, Sulu UHP terrane, E. China

Ye Kai, Song Yanru, Xu Haijin, Chen yi, Liu Jingbo

(*State Key Laboratory of Lithospheric Evolution，*
Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences)

Many garnet peridotite bodies are enclosed in UHP gneisses and/or migmatites in the Sulu UHP terrane, eastern China. On the basis of petrochemical data, a group of garnet peridotites have been derived from depleted mantle and were subsequently metasomatized by melts and/or fluids. However, their depletion and enrichment processes and tectonic evolution are still in conflicts. New evidences for metamorphism of garnet lherzolite from Zhimafang are reported. The garnet lherzolite have experienced a complex multistage metamorphic history. At least six stages of recrystallization have been identified based on detailed analysis of reaction textures and mineral compositions. Stage I was a high-pressure and high-temperature enriched garnet lherzolite stage, which is inferred from the presence of high-Cr core of garnet porphyroclast and inclusions of clinopyroxene, high-Al-Cr orthopyroxene and high-Mg olivine. Stage II is a high-temperature and low-pressure depleted spinel-hurzbergite stage, as indicated by the presence of relict Al-rich spinel, high-Mg and low-Ni olivine and high-Mg orthopyroxene included in the low-Cr mantle of the porphyroclastic garnet and core of fine-grained neoblastic garnet, clinopyroxene is absent in this stage. Stage III recorded cooling and metasomatic re-enrichment, manifested by metasomatic origin of amphibole and phlogopite-bearing porphyroblastic clinopyroxene, porphyroblastic orthopyroxene and formation of low-Cr garnet (mantle of the porphyroclastic garnet and core of neoblastic garnet). Stage IV is an UHP metamorphic garnet-lherzolite stage, which is characterized by the formation of high-Cr rim of both porphyroclastic and neoblastic garnet and recrystallization of olivine, clinopyroxene and orthopyroxene in the matrix. During UHP metamorphism, the garnet lherzolite is dehydrated, hornblende decomposed to clinopyroxene. Stage V is a high-pressure decompression stage, indicated by formation of later coarse-grained pargasitic hornblende and phlogopite. Stage VI is a low-pressure and low-temperature decompression stage, indicated by kelyphitic rims of high-Al orthopyroxene, aluminous spinel, tremolitic amphibole, chlorite, and talc replacing garnet. All these features suggest that that the Zhimafang garnet lherzolite display progressive mantle wedge convection during the Triassic subduction of previous oceanic and subsequent continental slab. We propose that the Zhimafang garnet lherzolite were originated from enriched deep mantle wedge above the previously subducted oceanic slab, subduction of oceanic slab resulted in their convection to shallower back arc setting, decompressional melting transformed the enriched garnet-lherzolite to depleted spinel-hurzbergite, the spinel-hurzbergite was then convected to the hydrous mantle wedge corner driven by corner flow and was cooled and metasomatized by slab-derived melts/fluids, and was transformed to enriched lherzolite. The lherzolites formed a downward mantle wedge layer above successively subducted continental crust. The peridotite subducted together with the underlying continental crust and suffered UHP metamorphism. Finally, the garnet-lherzolite exhumed to the earth surface together with the UHP terrane. Detailed analyses of reaction textures and mineral compositions revealed several stages of metasomatism related to continental subduction and exhumation.

北祁连俯冲-增生杂岩带中低温榴辉岩的原岩特征

——来自地球化学的证据

于胜尧，张建新，孟繁聪，戚学祥

（中国地质科学院地质研究所，北京，100037）

北祁连俯冲-增生杂岩带中的低温榴辉岩以透镜体的形式产于蓝片岩和多硅白云母片岩中。根据稀土元素、微量元素及 Sr-Nd 同位素分析，可将本区低温榴辉岩可分为两类：I 类榴辉岩以轻重稀土分异不明显和具有 Eu 正异常为特征；II 类榴辉岩的轻稀土富集，有轻微的负 Eu 异常。Sm-Nd 同位素研究显示，I 类榴辉岩样品的 ε_{Nd}（t）值为 2.5～6.9，平均值为 4.5；II 类榴辉岩 ε_{Nd}（t）=-3.3～1.4。这些研究表明，I 类榴辉岩的原岩来源于长期亏损的地幔源区，可能形成于大洋环境；而 II 类榴辉岩的原岩在形成过程很可能混入了陆壳物质，其原岩可能形成于大陆边缘或洋陆过渡环境.

柴北缘大陆型超高压变质带洋壳俯冲的岩石学和地球化学证据

张贵宾[1]，张立飞[1]，宋述光[1]，牛耀龄[2]，王乾杰[1]

（1.造山带与地壳演化教育部重点实验室，
北京大学地球与空间科学学院，北京 100871;
2. *Department of Earth Sciences, University of Durham, Durham DH1 3LE, UK*）

柴北缘超高压变质带是一典型的大陆型古俯冲带，可以与中国东部大别-苏鲁超高压变质带相对比。片麻岩锆石中柯石英及石榴橄榄岩锆石中金刚石包裹体的发现提供了柴北缘大陆地壳深俯冲的证据。然而，地球化学研究表明柴北缘超高压变质带中大部分榴辉岩的原岩具大洋地壳的性质；但并未有加里东期大洋蛇绿岩组合的确凿证据。我们在柴北缘沙柳河剖面中发现了三类榴辉岩，并且伴生有地幔橄榄岩。通过岩石学、地球化学方面的工作我们确定其可能为大洋蛇绿岩的残片。

此剖面北端的地幔橄榄岩原始矿物组合为橄榄石+斜方辉石+铬铁矿，为典型的尖晶石相方辉橄榄岩。我们在其中识别出两个世代橄榄石，第一世代橄榄石（Ol1）残晶发育扭折带，化学成分与现代大洋地幔橄榄岩的橄榄石一致；第二世代橄榄石（Ol2）Fo 值高达 94-97，其内部含有细小的流体包裹体，是第一世代橄榄石蛇纹石化后再次变质的产物，与榴辉岩相变质作用有关。

与地幔橄榄岩紧密共生的是 EcⅠ和 EcⅡ。EcⅠ（Grt+Omp+Ky+Rt）呈粗粒斑状变晶结构，具有典型的条带状构造，但矿物的变形不明显，反映是岩石原生的堆晶条带；部分样品由于后期的退化变质作用改造发育有大量角闪石和斜长石组成的后成合晶。在绿辉石中发育大量的石英出溶，其峰期变质温压条件为：P = 3.07GPa, T = 612 ℃。EcⅡ（Grt+Omp+Ep+Rt）呈中到粗粒斑状变晶结构，大部分已发生退变，只有少数几个露头保存有残留。此剖面的南端是以透镜体产于泥质片麻岩中及与大理岩互层的 EcⅢ（Grt+Omp+Phn+Rt），且其粒度较前两者细。通过计算得出其峰期变质温压条件：P= 2.93GPa, T=725 ℃。主量及微量元素数据显示 EcⅠ和 EcⅡ的原岩为典型的堆晶辉长岩，而 EcⅢ具有 MORB 特征；三类榴辉岩的 εNd(T)均为正值，表明它们起源于亏损地幔，为洋壳物质的变质产物。

岩石学、地球化学的研究表明方辉橄榄岩和三类榴辉岩构成了本区从地幔橄榄岩－堆晶辉长岩－大洋玄武岩较完整的大洋蛇绿岩剖面。这些岩石并不是大陆地壳的原有组分，而可能代表大陆地壳俯冲之前已经俯冲进入地幔的大洋岩石圈残片。这一岩石组合可能见证了大陆造山带从早期的大洋俯冲消亡到大陆俯冲碰撞的完整过程。

深俯冲陆壳折返过程中高压榴辉岩相重结晶年龄和持续时间

——苏鲁造山带大陆深钻榴辉岩同位素制约

赵子福，郑永飞，高天山，吴元保，陈斌

（中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026）

高级变质过程中的流体活动性是变质矿物之间能否达到岩石学、地球化学和同位素再平衡的关键因素。流体缺乏的变质作用通常导致既没有可供 U-Pb 定年的锆石生长/重结晶，也没有可供矿物 Sm-Nd 和 Rb-Sr 等时线定年的同位素再平衡。与俯冲洋壳相比，俯冲陆壳相对缺乏流体，难以引起象洋壳俯冲那样释放出大量流体导致同俯冲岛弧岩浆作用。峰期超高压变质作用也以流体不活动为特征。但是，在超高压板片折返过程中，由于压力突然降低，含水矿物分解或羟基出溶，能够释放出大量流体。在大别－苏鲁造山带，广泛的高压榴辉岩相重结晶和角闪岩相退变质、石英脉和同折返岩浆作用都指示了与板块折返过程有关的流体活动。然而，板块折返过程中流体活动的起始时间并不清楚。

我们对中国大陆深钻(CCSD)主孔榴辉岩进行了锆石 U-Pb 年龄、矿物 Sm-Nd 和 Rb-Sr 等时线年龄测定以及锆石 Hf 同位素和矿物 O 同位素组成分析。结果表明：锆石生长的时间为 216±3Ma，矿物 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素再平衡的时间为 216±5Ma。这些年龄一致小于应用 SHRIMP 仪器对含柯石英锆石区域进行 U-Pb 分析获得的超高压变质年龄 231±4Ma 至 227±2Ma。Sm-Nd 和 Rb-Sr 等时线矿物之间达到了 O 同位素再平衡，但不同锆石颗粒之间 Hf 同位素组成并没有达到均一化。岩相学观察表明，本文研究样品经历了高压榴辉岩相重结晶过程。因此，锆石生长、变质矿物之间 Sm-Nd、Rb-Sr 和 O 同位素再平衡发生在板块折返过程中有流体活动的高压榴辉岩相重结晶阶段。退变质流体来源于含水矿物分解和名义上无水矿物的羟基出溶，这为超高压变质板片发生广泛的退变质作用提供了大量的内部衍生流体。

根据现有的实验扩散数据，我们计算了深俯冲陆壳折返过程中高压榴辉岩相重结晶过程的持续时间。榴辉岩矿物一致的 U-Pb、Sm-Nd、Rb-Sr 和 O 同位素再平衡表明，高压榴辉岩相重结晶的时间尺度约为 1.9–9.3Myr 或者更短。本文结果不仅提供了大别－苏鲁造山带榴辉岩相重结晶持续时间的最大估计，而且间接测定了深俯冲陆壳折返过程中的流体活动时间。

CCSD 榴辉岩中主矿物微量元素组成空间变化: 折返过程中短时增温作用的记录

宗克清，刘勇胜

（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）

利用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)对中国大陆科学钻探工程(CCSD)主孔部分榴辉岩进行了单矿物微区微量元素空间剖面研究, 发现主量元素组成均一的石榴石和绿辉石具有明显的微量元素组成分带. 石榴石边部表现出明显的中稀土元素(MREE)富集特征, 绿辉石边部显著富集所有稀土元素(REE). 磷灰石的最边部则表现出低轻、中稀土元素的特征. 另外, 和石榴石相邻的磷灰石边部富集重稀土元素(HREE), 被绿辉石紧密环绕的磷灰石边部则明显富集那些在绿辉石中的含量远高于磷灰石中含量的元素.

结合微量元素在榴辉岩不同矿物相之间的分布和分配规律排除了变质重结晶作用、流体交代作用和角闪岩相退变质作用引起石榴石边部 MREE 富集的可能. 石榴石边部 MREE 的富集特征可能和富集 MREE 矿物的分配系数的改变有关. 磷灰石高度富集 LREE 和 MREE, 当体系温度升高时, REE 在磷灰石中的分配系数将会降低(其中 MREE 的变化最大), 导致磷灰石中 REE 释放而引起 REE 在体系中各矿物相之间的重新分配. 这与磷灰石最边部低 LREE 和 MREE 的特征一致. 模型计算结果表明温度变化引起 REE 在不同矿物之间的重新分配可以解释石榴石边部 MREE 以及绿辉石边部 REE 的富集特征. 另外, 和石榴石相邻的磷灰石边部高 HREE 的特征也应是增温作用的结果. 石榴石 HREE 的含量远高于磷灰石中 HREE 含量. 温度升高导致 HREE 在石榴石中的分配系数降低而引起石榴石释放 HREE, 同时元素的扩散速率随温度升高而显著增加, 从而使与石榴石相邻的磷灰石边部表现出高 HREE 含量的特征. 被绿辉石紧密环绕的磷灰石边部显著富集那些在绿辉石中含量远高于磷灰石中含量的元素同样是由于温度升高而导致矿物相之间元素重新扩散再平衡的结果. 另一方面, 榴辉岩中石榴石、绿辉石和磷灰石的微量元素成分环带可以保存下来, 并且只在部分样品中出现, 以及磷灰石的最边部才表现出明显低 LREE 和 MREE 的特征, 说明苏鲁地体榴辉岩经历的增温过程是快速而短暂的. 利用石榴石和磷灰石中 REE 扩散系数进行计算的结果表明, 榴辉岩增温至 830℃所持续的时间不超过 0.16-1.2 Ma.

苏鲁造山带榴辉岩相向麻粒岩相转变叠加作用的岩石学记录具有从东到西依次减弱、直至消失的迹象. 这可能反映了苏鲁地体榴辉岩在折返的过程中经历了不同程度的增温作用— 东部强烈, 西部微弱. 这与苏鲁最东端的超高压变质岩石经历过部分熔融作用以及本次研究所揭示的 CCSD 榴辉岩在折返过程中可能经历过短时增温作用的结论一致.

广东沿海地区及海南岛中新生代基性岩脉地球化学与岩石圈演化

曹建劲[1,2,3]，胡瑞忠[1]，刘 燊[1]，谢桂青[4]

(1. 中山大学地球科学系， 广州 510275; 2. 中国科学院地球化学研究所，矿床地球化学国家重点实验室，贵阳 550002; 3. 中国科学院研究生院，北京 100039; 4. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037)

通过野外地质调查和一系列配套的岩石化学、微量元素、同位素地球化学、矿物学及年代学方法，结合区域地质构造分析，对广东沿海地区及海南岛基性岩脉的地球化学特征、成因、岩浆活动期、地幔源区地球化学特征，以及岩石圈结构特征、形成机理和演化等进行了探索性的研究，取得以下几点主要认识：

(1). 全岩 K-Ar 年龄分析数据表明广东沿海地区及海南岛基性岩脉的成岩年龄是 54～146Ma，主要形成于白垩纪、次为侏罗纪和第三纪。根据 K-Ar 年龄分析结果、样品的地球化学特征，以及本区和邻区前人的研究资料。可将工作区基性脉岩的形成时代分为五期，分别是：第一期 146Ma，第二期 132～138 Ma，第三期 105～112Ma，第四期 82～99Ma，第五期 54～75Ma。其中，146Ma 是岩石圈挤压向挤压后拉张的重要转变时期。

(2). 根据 K_2O/Na_2O 比值和 K_2O 含量，以及不相容元素分配模式是否有“Nb–Ta”负异常，可以划分出两类基性岩脉样品(中钾基性岩脉和高钾基性岩脉)。第一类 K_2O/Na_2O 比值<0.5 和 K_2O 含量<1.3%(0.37%～1.24%)，在微量元素 MORB 标准化图解中没有“Nb–Ta”负异常。第二类 K_2O/Na_2O 比值>0.5 和 K_2O 含量>1.3%(1.49%～4.02%)，在微量元素 MORB 标准化图解中都具有“Nb–Ta”负异常。在 K_2O-SiO_2 图解上，第一类基性岩脉样品，全部落入中钾岩石范围。第二类基性岩脉样品落入高钾岩石或钾玄岩范围。广东沿海地区两类岩石样品都有分布，中钾基性岩脉全部为广东沿海地区的样品，海南岛的样品全部为高钾基性岩脉的样品。

(3). 中钾基性岩脉的 REE 含量 48.87×10^{-6}～205.64×10^{-6}，平均 128.36×10^{-6}。LREE 含量 46.21×10^{-6}～167.41×10^{-6}，平均 106.82×10^{-6}。HREE 含量 10.28×10^{-6}～38.50×10^{-6}。(La/Yb)n 比值为 2.48～10.24，平均 6.12。高钾基性岩脉的 REE 含量变化较大，REE、LREE 平均含量和(La/Yb)n 比值高于中钾基性岩脉。广东沿海地区高钾基性岩脉 REE 含量 95.55×10^{-6}～312.31×10^{-6}，平均 170.58×10^{-6}。LREE 含量 78.25×10^{-6}～296.43×10^{-6}，平均 152.84×10^{-6}。HREE 含量较稳定，为 9.02×10^{-6}～23.18×10^{-6}，(La/Yb)n 比值为 4.34～33.23，平均 11.62。海南高钾基性岩脉的稀土总量很高，含量在 100.9～571.1×10^{-6}(平均 228.4×10^{-6})。轻稀土相当富集(85.1×10^{-6}～539.2×10^{-6}，平均 211.8×10^{-6})。$(La/Yb)_n$ 比值是 4.92～39.23，平均 19.28。 (4). 本区基性岩脉的地球化学特征表明，中钾和高钾基性岩脉有着不同的岩浆来源，中钾基性岩脉的岩浆应来源于软流圈物质与Ⅰ型富集地幔的混合作用，高钾基性岩脉的岩浆应来源于软流圈物质与Ⅱ型富集地幔的混合作用。

(5). 中钾基性岩脉形成于陆内的构造环境，高钾基性岩脉样品形成于活动大陆边缘的构造环境。

(6). 广东沿海地区及海南岛中、新生代基性岩脉分布的重要特点是中钾基性岩脉分布于上地幔拗陷区，而高钾基性岩脉分布于地幔隆起区或斜坡区。

(7). 广东沿海地区应存在两个具有不同地球化学特征和演化历史的岩石圈地幔块体，分别称为南、北岩石圈地幔块体，两个块体的接触界线大致是罗定、高明、佛冈、汕头与大埔

之间，南、北块体的界线与地幔坳陷区与隆起区的分界大致一致。北块体基性岩脉具有低 $^{87}Sr/^{86}Sr$、高 $^{143}Nd/^{144}Nd$，以没有 “Ta–Nb–Zr–Hf” 负异常为特征，岩石圈地幔为Ⅰ型富集地幔。南块体基性岩脉高 $^{87}Sr/^{86}Sr$、低 $^{143}Nd/^{144}Nd$、富集 LREE 和大离子亲石元素 Ba、Sr、K 等，以具有显著的“Ta–Nb–Ti”负异常和弱“Zr–Hf”为负异常为特征。岩石圈地幔为Ⅱ型富集地幔。地幔的富集作用与太平洋板块消减作用产生的流体交代有关。

(8). 南、北块体最早的形成与特提斯构造有关，它们是由两岩石圈块体碰撞形成，碰撞缝合带就是南、北块体的分界线，两岩石圈块体具有不同的结晶基底，它们不同的构造演化史在晚二叠世前就已经开始。

(9). 古太平洋板块对本区的影响主要是在晚侏罗纪至早第三纪基性岩脉形成之前。软流圈上涌是岩石圈减薄主导因素。软流圈物质最早可能是沿岩石圈地幔中的断裂入侵的，通过对岩石圈的熔蚀发展成“蘑菇云”状，然后不断发展扩大，在蘑菇云顶部的局部地区形成突起，大约在 54Ma，蘑菇云下方的岩石圈地幔脱落沉入软流圈中，软流圈物质直接大量上涌，岩石圈发生大规模的拉张减薄，形成本区物质来源以软流圈为主新生代玄武岩。而岩石圈地幔被部分置换，由软流圈物质和残留的古老岩石圈地幔组成双层结构。但两者的界面应是凹凸不平的。

(10). 在本区北部，软流圈物质入侵和熔蚀Ⅰ型富集地幔混合形成中钾基性岩脉，随着时代的由老至新，岩脉中Ⅰ型富集地幔成分增多，说明岩石圈中蘑菇云状的软流圈物质对Ⅰ型富集地幔不断熔蚀，而使岩浆中Ⅰ型富集地幔成分增加。晚期，岩浆活动向连平、新丰一带迁移。在本区南部，软流圈物质入侵并熔蚀Ⅱ型富集地幔，形成具有软流圈物质和Ⅱ型富集地幔混合特征的南部高钾基性岩脉，随着熔蚀作用的不断进行，岩浆中Ⅱ型富集地幔成分增加，晚期基性岩浆活动向三水裂谷、雷琼裂谷、南澳裂谷迁移。由于南部岩石圈块体和北部岩石圈块体性质的不同，如低熔点的钾含量南块体高于北块体，软流圈物质对南部岩石圈块体的熔蚀速度可能要比北部岩石圈块体大。

(11). 根据海南岛基性岩脉与广东南部的基性岩脉类似的地球化学特征，认为它与广东南部具有相似的演化历史，它可能是三叠纪至早侏罗与广东大陆连成一片的，大致在现在的北部湾一带，在早至晚侏罗造山挤压阶段，现在海南岛的东部岩石圈应同样受到古太平洋板块俯冲产生流体的交代而形成Ⅱ型富集岩石圈地幔。在晚白垩纪开始，海南岛开始向南漂移并旋转，而快速的向南漂移和旋转应该是在 54Ma 以后。即在基性岩脉的岩浆活动期以后。

(12). 广东沿海地区及海南岛的中生代以来的岩石圈演化可分为四个阶段：

①三叠纪至早侏罗地体碰撞缝合阶段。南、北岩石圈块体碰撞缝合形成统一的大陆。

②早侏罗至晚侏罗造山挤压阶段（146Ma 前）。这一阶段的主导因素是古大平洋板块向欧亚板块俯冲，消减作用产生的富集 LREE、Ba、Sr、K 等的流体沿南部岩石圈地幔块体交代，使其形成Ⅱ型富集地幔块体，而北块体保持原来的Ⅰ型富集地幔属性。

③晚侏罗纪至早第三纪拉张减薄阶段（146Ma～54 Ma），这一阶段的主导因素是软流圈入侵和熔蚀岩石圈地幔，形成基性岩脉和岩石圈处于拉张的环境。

④早第三纪以后拉张减薄高峰阶段（54 Ma 之后）。软流圈物质大规模上涌，形成本区物质来源以软流圈为主新生代玄武岩，岩石圈发生强烈的拉张减薄。

地幔中的锆石

陈立辉[1]，蒋少涌[1]，A.W. Hofmann[2]

（1. 南京大学地球科学系，南京市汉口路 22 号，210093;
2. *Max-Planck-Institut für Chemie, Abteilung Geochemie Postfach 3060, D-55020 Mainz, Germany*）

金伯利岩中的锆石巨晶被认为是来自岩石圈地幔的锆石，另外在交代地幔岩捕虏体中也有锆石的报导，如 MARID 捕虏体。目前这些地幔锆石被认为是约束地幔交代事件和探讨岩石圈地幔演化的有效载体。到目前为止发表的地幔锆石（主要是金伯利岩中的锆石巨晶）的 Th、U 含量绝大部分低于 100ppm，而 Th/U 比主要在 0.2-1.0 之间变化。但也有 Th、U 含量和 Th/U 比都特别高的地幔锆石，其中 Th 含量可以达到上千个 ppm。在这里我们把 Th、U 含量大于 100ppm，Th/U 比大于 1.0 的锆石称作地幔富钍锆石。

来自鲁西中生代闪长岩的复合捕虏体中的锆石非常复杂。SHRIMP U-Pb 年龄分布在 1480Ma-105Ma 之间，其中年龄老的锆石（大于中生代）的 Th/U 比小于 1，而年轻锆石（中生代）的 Th/U 比都大于 1，最大的达到 8，是目前发现的最大值。锆石的 CL 图像显示这些锆石有的发育典型的岩浆锆石的振荡环带结构，有的是岩浆结构叠加的退晶化现象，有的完全看不到岩浆结构，说明部分锆石的 U-Th-Pb 体系已经被重置。锆石的结构与 Th/U 比值、Hf 同位素之间存在相关关系。来自围岩闪长岩中的锆石也具有高 Th、U 含量和高 Th/U 比值的特征。来自捕虏体中的高 Th 锆石和来自闪长岩中的锆石具有相同的稀土元素配分模式，但根据 Ti 温度计前者的结晶稳定高于后者，说明它们之间即有联系又有区别，因此锆石的化学特征不仅与反映交代熔体的化学特征，而且还交代作用发生时的物理化学条件有关。

根据对鲁西捕虏体样品的观察，我们对地球上的地幔锆石成分进行了统计，发现地幔锆石的成分可能与地质背景密切相关，有可能成为判断地质演化过程的一个方便的指示剂。

中生代高镁埃达克质岩浆岩及其中的包体对华北克拉通岩石圈演化的制约

高 山 [1,2]，R.L.Rundick[3]，许文良 [4]，袁洪林 [2]，胡兆初 [1]，柳小明 [2]

（1. 中国地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室；
2. 西北大学地质学系大陆动力学国家重点实验室；
3. *Department of Geology, University of Maryland College Park, USA*；
4. 吉林大学地球科学学院）

华北克拉通东部地块是世界上研究太古宙下地壳和岩石圈地幔发生丢失的最佳地区。该区分布晚三叠世至早白垩世具埃达克岩特征的高镁中酸性火山岩和侵入岩。它们具有高 Mg＃（可达 73），高 Cr（可达 670ppm）、高 Sr（可达 1800ppm）和低 Yb(<1.8ppm)含量，轻重稀土元素分异明显（La_N/Yb_N 可达 45），常含铬铁矿，辉石具有特征的反环带。徐淮地区早白垩世高镁闪长岩含下地壳榴辉岩和石榴辉石岩包体，它们的形成压力>1.5GPa，形成温度 800-1060°C，其主量和微量元素表现出与寄主的高镁闪长岩互补的特征。莱芜地区早白垩世高镁闪长岩含橄榄岩包体。这些包体的橄榄石具典型地幔橄榄石的低 CaO 含量（≤0.06wt%）并具膝折带，证明它们来自地幔，而非岩浆堆晶产物。对其中 3 件地幔橄榄岩包体 Re－Os 同位素分析获得 T_{RD} 年龄为 2.6-2.7Ga，与华北克拉通产于奥陶纪金伯利岩中的地幔包体年龄一致。上述结果进一步支持了华北克拉通岩石圈减薄和下地壳再循环作用主因是拆沉作用。高镁中酸性岩浆岩代表了拆沉的榴辉岩下地壳部分熔融产生的熔体上升过程中与地幔反应的产物。拆沉作用的诱因主要是三叠纪时扬子克拉通和/或蒙古板块向华北克拉通的俯冲作用。

大兴安岭地区中生代火山岩同位素填图

高晓峰[1,2]， 郭 锋[1]，李超文[1] ，蔡观强[1,2]

(1. 中国科学院广州地球化学研究所边缘海重点实验室, 广东 广州 510640;
2. 中国科学院研究生院,北京 100039)

大兴安岭处于西伯利亚地台和华北地台之间，位于中亚－蒙古巨型增生型造山带的东段。区域上广泛分布的中生代火山岩主要以中-酸性火山岩为主，玄武岩等基性火山岩相对较少。一般认为以西伯利亚和华北地台之间的索伦山-贺根山-小兴安岭古缝合带为界将它们分为南区和北区，南区以晚中生代满克头鄂博组、玛尼吐组和梅勒图组中基性到酸性火山岩组合为代表，北区则由吉祥峰组和塔木兰沟组中酸性火山岩组成。

为了更好的解释这些火山岩的成因及其形成过程中壳－幔相互作用的信息，我们对区域上基性、中酸性火山岩展开了 Sr-Nd-Pb 同位素研究。结果显示，大兴安岭南、北区同期火山岩的同位素组成，尤其是 Pb 同位素比值存在显著区别。南区的 $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$比值变化在 0.70409~0.70709 之间，εNd(t)变化于-2.5~2.1 之间，Nd 的模式年龄 $T_{DM}(Ga)$＝0.96~1.85Ga，$^{206}Pb/^{204}Pb(i)$比值变化范围在 17.662~18.124，$^{207}Pb/^{204}Pb(i)$比值变化范围在 15.439~15.576，$^{208}Pb/^{204}Pb(i)$比值变化范围在 37.641~38.264；北区 $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$比值变化在 0.70501~0.70641 之间，εNd(t)变化于-1.0~1.1 之间，Nd 的模式年龄 $T_{DM}(Ga)$＝0.84~ 0.99Ga，$^{206}Pb/^{204}Pb(i)$ =18.302~18.567，$^{207}Pb/^{204}Pb(i)$= 15.546~15.628，$^{208}Pb/^{204}Pb(i)$= 38.041~38.536。在“晚古生代”火山岩 (如大石寨组)分布的区域上出现一套高ε_{Nd}和 Pb 同位素组成的安山-英安-流纹岩。另外在微量元素 REE 配分模式图上，北区火山岩总体上相对南区 LREE/HREE 分馏强烈；北区与南区相比具有较高的 U ，Th ，U/Th，La，La/Sm 和较大范围的 La/Nb 和 Th/Nb 比值，可能是继承了熔融源区源岩特征的缘故。

大兴安岭地区自晚古生代－中生代经历了古亚洲洋、蒙古－鄂霍茨海的闭合以及华北地台与西伯利亚地台的最终拼贴等多期次板块相互作用历史，因此其岩石圈地幔很可能有相当规模的大洋沉积物或陆壳物质的贡献来解释目前岩石圈地幔中的 Sr-Nd-Pb 同位素组成。我们的同位素地球化学填图结果暗示北区的岩石圈地幔受到的改造主要来自被俯冲的大洋沉积物以解释其高 Pb 和低 T_{DM} 的特征，而南区由于靠近古老的华北克拉通，很可能有较多的大陆地壳物质被卷入到俯冲带中，所以具有较高的 Nd 亏损模式年龄和低 Pb 同位素组成。而在“晚古生代”火山岩 (如大石寨组)分布区域的高εNd 和 Pb 同位素组成的安山-英安-流纹岩则说明在增生型造山带的局部地区有残留洋壳的存在。

References

Fan W M, Guo F, Wang Y J, Lin G .2003.Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of Post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. J. Volcano. Geotherm. Res., 121: 115-135.

Fan W M, Guo F, Wang Y J, Zhang M. 2004. Late Mesozoic volcanism in the northern Huaiyang tectono-magmatic belt, central China: partial melts from a lithospheric mantle with subducted continental crust relicts beneath the Dabie orogen? Chem. Geol., 209: 27-48

Gao XF, Guo F, Fan WM, Li CW, Li XY. 2005. Origin of late Mesozoic intermediate-felsic volcanic rocks from the northern Da Hinggan Mountain NE China. Acta Petrologica Sinica, 21(3): 737-748(in Chinese with English abstract).

Guo F, Fan W M, Wang Y J, Lin G. 2001. Petrogenesis of the late Mesozoic bimodal volcanic rocks in the southern Da Hinggan Mts, China. Acta Petrologica Sinica, 17: 161-168 (in Chinese with English abstract).

赣南 J_2 幔源岩浆作用及其对华南晚中生代构造演化的制约

贺振宇[1]，徐夕生[1]，陈 荣[2]，邢光福[2]

（1. 南京大学地球科学系，南京 210093;
2. 中国地质科学院南京地质矿产研究所，南京 210016）

中国东南部从中侏罗世（约180Ma）起进入岩浆活动活跃期，结束了此前约25Ma的岩浆活动沉寂期。J_2早期（180-170Ma）岩浆活动代表了新的构造岩浆旋回的开始，此后至白垩世逐渐形成了本区一直为中外研究者所关注的大面积分布的晚中生代火成岩。这一构造岩浆旋回的特点是伸展的构造背景，但是伸展构造形成的动力机制却存在不同认识。J_2早期火成岩数量较少且主要位于华南内陆，本文选择位于赣南地区的幔源火山-侵入岩进行研究，以期制约华南在这一关键时期的构造域转换、地球动力学机制等问题。

火山岩为分布在会昌县站塘镇和谢坊镇的中基性火山岩带，在地层层序上前人将其归属晚白垩世茅店组底部，呈不整合覆于印支期花岗岩体及前震旦纪片岩之上。侵入岩为黄埠正长岩体和车步辉长岩体。黄埠正长岩体位于全南县城的北部，面积约6 km^2，侵入古生代地层中；车步岩体出露于定南县车步圩，面积约20km^2，侵入寨背A型花岗岩体中。LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素定年表明，这些幔源偏碱性的火山－侵入岩均是J_2早期的产物。

谢坊中基性火山岩和全南正长岩具有低铁、高全碱（>5%）、K_2O/Na_2O（>0.6）、低 TiO_2（<1.3%）、高且变化范围大的 Al_2O_3（13.79~17.76%）的地球化学特征，类似橄榄安粗岩系列。站塘火山岩和车步辉长岩为高钾钙碱性系列。谢坊火山岩富集 K、Rb、Ba 等 LIL，亏损 Nb、Ta、Zr、Ti 等 HFS，表现出大陆边缘弧火山岩的特征。全南正长岩富集 K、Rb、Ba、Th 等 LIL，亏损 HFS，但 Nb、Ta 亏损不及谢坊火山岩明显。车步辉长岩富集 LIL、HFS、LREE，无 Nb、Ta 异常，类似 OIB 的地球化学特征，指示板内裂谷环境。站塘火山岩富集 LIL、HFS、LREE，但具有轻微 Nb、Ti 亏损，可能又不是典型的板内裂谷环境。华南可能在 180Ma 左右已经开始俯冲，深部挤压－浅部伸展在华南内陆形成表现为大陆边缘弧火山岩－板内裂谷复合的环境。

岩石圈中热压系数的计算及地质意义*

胡宝群[1,2]，吕古贤[2]，王方正[3]，孙占学[1]

（1. 东华理工学院地球科学系, 江西抚州, 344000; 2. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京, 100081;
3. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074）

温度和压力是岩石圈地球动力学中的两个关键参数，两者之间毫无疑义地是相互联系的。研究岩石圈中温度对压力的贡献，将有助于认识岩石圈中所发生的各种地质作用。

1. 岩石圈中固相的热压系数计算

据 Mie-Grüneisen 偏微分方程，热压系数$(\partial P/\partial T)_V = \gamma\rho C_V$（$\gamma$ 是热力学 Grüneisen 参数、C_V是等容热容、ρ为密度）。在岩石圈中矿物的γ一般变化于（0.7，1.8）、平均为 1.3 左右，ρ一般变化于（2.65，3.375） g/cm^3、平均为 $3g/cm^3$。固体的 C_V 与 C_P 大致相近，标准状态下一般变化于（0.6，1.0 ）$J\cdot g^{-1}\cdot k^{-1}$，平均值为 $0.78J\cdot g^{-1}\cdot k^{-1}$。求出$(\partial P/\partial T)_V$的平均值为 3.042MPa/K（Anderson，1989；胡宝群等，2003）。

热压系数的另一表达方式为$(\partial P/\partial T)_V= \alpha/\beta$（其中$\alpha$为等压膨胀系数，$\beta$为等温压缩系数），据德国国家地学研究中心收集的许多矿物的α和β值，常压下 100 种矿物和无机化合物的$(\partial P/\partial T)_V$变化范围为[9.22，0.33] MPa/K，平均值 3.05MPa/K。主要集中于[1.08，4.88] MPa/K，平均值 2.76MPa/K。这与据 Mie-Grüneisen 偏微分方程计算结果大致相同。

据矿物 PVT 状态方程（EOS），能定量地知道矿物温度变化对压力的贡献$(\partial P/\partial T)_V$。如纤镁柱石 $MgAl_2[SiO_6](OH)_4$ 的状态方程，$V/V_0=1 + 0.8271\times10^{-5}$（T-25）$+ 0.3172\times10^{-7}$（T-25）$^2 - 0.1229\times10^{-5}$（P-1） $+ 0.4213\times10^{-11}$（P-1）^{2}，其中 T 和 P 的单位分别为℃和 bar（Theye *et al*，1999）。求出$(\partial P/\partial T)_V$ =[0.8271+0.006344(T-25)] / [0.1229-0.8426$\times10^{-6}$（P-1）]，当 P ≤15000bar 时近似为{6.73+0.05162（T-25）}。 $(\partial P/\partial T)_V|_{T=25℃,\ P=1bar}$ =6.73bar/K，$(\partial P/\partial T)_V|_{T=200℃,\ P=2591bar}$ =16.048bar/K；$(\partial P/\partial T)_V|_{T=400℃,\ P=5551bar}$ =27.119bar/K。另外，也可知当温度升高时，$(\partial P/\partial T)_V$近似线性增高。

又如：石英的状态方程为$V(P,T) = A/(P + B) + CP^2 + DP + E$，其中$A = a_1T + a_2$，$B = a_3T^2 + a_4T + a_5$，$C = a_6$，$D = a_7T^2 + a_8T + a_9$，$E = a_{10}T^2 + a_{11}T + a_{12}$，对于低温石英($\alpha$-Q)和高温石英($\beta$-Q)公式中ai各不相同，其中T为K，P为bar，V为cm^3（Raz *et al*，2002）。求出$(\partial P/\partial T)_V = AB'/(P+B)^2-A'/(P+B)-C'P^2-D'P-E'\} / \{2CP+D-A/(P+B)^2\}$（其中上标'为对温度求偏导）。据此计算：低温石英(α-Q) 按在地表温度25℃、0.03GPa/km、地温梯度20℃/km，温度在359~389℃区间 (P/ T)$_V$变化于1.981~2.015 (MPa/K)；而按30℃/km地温梯度计算，相同的温度区间，其(P/ T)$_V$变化于1.923~1.966 (MPa/K)。高温石英(β-Q) 按在地表温度25℃、0.03GPa/km、地温梯度20℃/km，温度在573~633℃区间(P/ T)$_V$变化于7.301~4.511 (MPa/K)；而按30℃/km地温梯度计算，相同的温度区间，其(P/ T)$_V$变化于5.325~3.276 (MPa/K)。

2. 岩石圈中液相的热压系数计算

汞是各种气体中临界温度最高的液体，熔点为 234.15K，其沸点 630K，临界温度 736K，

* 国土资源部科技项目（2002201）、教育部博士点基金项目（1998 年）和东华理工学院博士基金资助。E-mail: bqhu@ecit.edu.cn

临界压力为 0.104Gpa。标准状态下，α为 1.8×10^{-4}/K，β为 3.75×10^{-5}/MPa，α/β为 4.80MPa/K。当一容器装满水银后，只要稍稍加温就可能引起爆炸。可能正是由于汞有如此大的$(\partial P/\partial T)_V$值，才会使得汞有巨大的穿透能力，使得汞气测量成为气体化探的一种有效方法。

对于标准状态下，水的热膨胀系数α为 2.1×10^{-4} K^{-1}，等温压缩系数β为 49.6×10^{-5} MPa^{-1}，α/β为 0.42MPa/K。常压条件下，考虑温度的影响，当温度变化于 10~100°C 时α/β为 0.19~1.55 MPa/K。液态水的 P-V-T 状态方程：$\rho=1/[1.0014+0.00034(T-273.15)+8.6\times10^{-7}(T-273.15)^2-(P/22400)+3.4\times10^{-5}P\times epx(-3400/P)]$，其中 P in bar，T in K，ρ in g/cm^3 （from Kuskov *et al*,2005）。据此计算：按在地表温度 25℃、0.03GPa/km、地温梯度 20℃/km，温度在 100~389℃区间 $(\partial P/\partial T)_V$变化于 1.359~6.442 (MPa/K)；而按 30℃/km 地温梯度计算，相同的温度区间，其$(\partial P/\partial T)_V$变化于 1.212~5.118 (MPa/K)。

3. 岩石圈中超临界流体的热压系数计算

理想气体的$(\partial P/\partial T)_V$很小。$PV_m=RT$，$(\partial P/\partial T)_V=R/V_m$，在标准状态下$(\partial P/\partial T)_V$值为 0.000371MPa/K。对范德华气体，$(\partial P/\partial T)_V=R/(V_m-b)\approx R/V_m$（b 相对于 V_m 很小），在标准状态下$(\partial P/\partial T)_V$值约为 0.000371MPa/K。

除水和汞外，在标准状态下的气体的临界温度都有很低，故在岩石圈中大多为超临界流体，须用超临界流体的状方程来计算$(\partial P/\partial T)_V$的大小（Duan, 1992,1996）。

水是地下超临界流体的主体。按在地表温度 25℃、0.03GPa/km、地温梯度 20℃/km，温度在 374~389℃区间 $(\partial P/\partial T)_V$变化于 7.280~6.297 (MPa/K)，$(\partial P/\partial T)_V|_{T=1000℃}$=1.511 MPa/K；而按 30℃/km 地温梯度计算，相同的温度区间，其$(\partial P/\partial T)_V$变化于 5.806~4.977 (MPa/K)，$(\partial P/\partial T)_V|_{T=1000℃}$=1.148 MPa/K。此外还可计算出 H_2O、CH_4、CO_2、CO、O_2、N_2、H_2、Cl_2、H_2S 及混合物的超临界流体的$(\partial P/\partial T)_V$值。比较发现，相同温压条件下以水超临界流体的$(\partial P/\partial T)_V$值最大。

4. 温度对热压系数的影响

通过热压系数$(\partial P/\partial T)_V$来计算来了解温度对压力的影响。由 PTV 状态方程（EOS），PTV 之间的关系复杂，得出的$(\partial P/\partial T)_V$与温度的关系常为非线性关系。

但要注意岩石圈中一些关键温度点的$(\partial P/\partial T)_V$：在相变点（熔融、脱水或临界温度点）处的 C_V和α很大和激增，由于$(\partial P/\partial T)_V=\gamma\rho C_V$和$(\partial P/\partial T)_V=\alpha/\beta$，因此温度在这些点上下的变化，可能引发压力的激变（胡宝群等，2001, 2003）。

在水临界温度处：高于临界温度时，用 Duan 等（1992，1996）的、在广大温压区段都试用的超临界流体状态方程，计算出水临界温度处的$(\partial P/\partial T)_V$明显大于非临界温度处的$(\partial P/\partial T)_V$；按 20℃/km 和 30℃/km 计算，临界温度处的$(\partial P/\partial T)_V$最大，随着温度和压力（深度）的增加$(\partial P/\partial T)_V$则逐渐减小。低于临界温度时，水皆为液态，尽管用不同的液态水的状态方程计算有一定的差值，但总的来看，液态水的是随时温度压力（即深度）增高$(\partial P/\partial T)_V$而逐渐增高的。综合这两方面，$H_2O$ 不管是以液态还是超临界状态，H_2O 在临界温度处的$(\partial P/\partial T)_V$是最大的。另外在临界温度处水的$(\partial P/\partial T)_V$比绝大部分矿物相同温压下的$(\partial P/\partial T)_V$值都要大。

5. 自然状态下岩石圈体系的性质

上述讨论全部是在等容体系假设条件下进行的。尽管局部可假定等容体系，但整个岩石圈不可能是等容体系。变形将导致等容体系的破坏：断裂、矿物的解理及孔隙等的存在，都可能造成非等容体系，如在近地表的上地壳浅部，由于存在较大的空间而矿物的热膨胀系数很小，因此在这些区段热压很小。当体系中强烈塑性变形也可造成局部非等容状态。在岩石圈较深的部位，要保持局部封闭条件，还要求不发生塑性变形。

然而，岩石圈绝对不可能是理想的自由膨胀体系。真实的岩石圈介乎于两者之间，绝大部分情况下更接近于等容条件。

6. 岩石圈中热压系数研究的地质意义

由于温度和压力是决定岩石圈中各种地质作用的关键物理化学参数，温度对压力影响的研究涉及面广，有非常重要的意义。

岩石圈不是理想的流体体系，其地压梯度一方面来源重力另一方面要考虑温度的贡献。静岩压力梯度是岩石圈中地压梯度的最小值，若考虑来地温对地压的贡献在等容条件则岩石圈的地压梯度将成倍增加，通常条件下地压梯度介乎两者之间（胡宝群等，2003）。

超高压变质岩多由熔点很高、不易变形、致密、高密度的铁镁质岩石组成，且产于异常活动带中的地壳中下部，这更接近于高温、等容体系。考虑热压的贡献超高压变质岩形成的深度将明显变浅。

热压系数在相变点、矿物脱水温度处突然增大，甚至可能引发地震和火山。特别是水临界温度点处的热压系数明显大于其他温度处且比大多数矿物的都要大，这意味着在临界温度附近，只要出现稍大一点的温度拢动，就可能引发水的相态明显变化，产生很大的增压。水临界温度相应的深度与地震震中集中深度大致相联系近，可能暗示着两者之间存在某种关联。另外一个事实是水的 C_P 很高、为 4.18 J/（g • K），而大多数矿物的 C_P 在 1.0 J/（g • K）以下、平均为 0.78 J/（g • K）。

岩石由不同矿物组成，当发生变质作用时，由一种温压状态（始态）变到另一温压状态（终态）时，因各种矿物 PVT 状态方程不同，各种矿物 PTV 变化是不同的，须重新调整以致能在新环境中能稳定存在。若变质作用的始态和终态的温压对于所研究的岩石系统来说是均匀的，则必须通过体积改变达到平衡状态，即变质作用发生的始、终点的矿物摩尔体积应不是一样的。可以通热压或状态方程来计算 P、T、V 的变化，这对于更精确地了解变质作用的 PTt 轨迹非常有益（Michel *et al,* 2006）。

主要参考文献：

Anderson, D L. 1989. Theory of the Earth. Boston, MA: Blackwell Scientific Publications, 1989. 81-82, 112, 356-360.

Duan Z H, Moller N and Weare J H. 1992. Molecular dynamics simulation of PVT properties of geological fluids and a general equation of state of nonplar and weakly polar gases up to 2000 K and 20000 bar. Geochim. Cosmochim. Acta, 56: 3839~3845.

Duan Z H, Moller N and Weare J H. 1996. A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties . Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 1209-1216.

He J and Zoller P. 1991. The equation of state of water to 250 and 200 MPa obtained form a high pressure dilatometer. Review of Scientific Instruments, 62(5):1304-1308.

Kuskov O, Kronrod V. 2005. Models of the internal structure of Callisto. Solar System Research, Vol. 39: 283-301.

Michel G, Roger P. 2006. P-V-T relationships and mineral equilibria in inclusions in minerals. Earth & Planetary Science Letters, 244:683-694.

彰武早白垩世高镁安山岩
锆石年代学、地球化学及其地质意义

黄 华[1]，高 山[1]，胡兆初[1]，柳小明[2]，袁洪林[2]

（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. 西北大学地质学系教育部大陆动力学重点实验室，西安 710069）

彰武位于华北克拉通北缘。我们对该区早白垩世火山岩 10 个样品的研究表明，除一个样品为玄武岩(SiO_2 50%)，其余均为安山岩，SiO_2 含量为 53~59%。其中安山岩具有高的 Mg（3.9-6.1%, Mg# =50-68)、Ni（27-197ppm）、Cr(51-478 ppm)和 Sr(671－1499ppm)含量，高的 Sr/Y 比值(34-115)，轻重稀土分异明显(La_N/Y_N＝10－30)，具有高镁安山岩的特征。4 件安山岩样品的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 的比值为 0.5118352～0.5122341，$\varepsilon_{Nd}(130Ma)$= -6.31 ~ -13.94，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.70634~0.70688，$^{87}Sr/^{86}Sr$（130Ma）>0.704。对一个安山岩样品的锆石 LA－ICP－MS U－Pb 定年结果表明有三组谐和的锆石年龄，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均值分别是：第一组为 253±5Ma（1σ,MSWD=9.1, n=59），第二组为 171±2Ma（1σ,MSWD=2.2, n=42），第三组为 126±2Ma（1σ,MSWD=3.2, n=19）。阴极发光图像表明第一、二组锆石均具有典型的岩浆环带，第三组阴极发光很弱且无环带。三组锆石均具典型岩浆锆石的 REE 分配特征（如亏损 LREE，正 Ce 异常）。其中第一组年龄与古亚洲洋的闭合和蒙古南部地块与华北克拉通北缘碰撞时代一致(Wilde et al., 2003 以及里面的参考文献)。第二组年龄与华北克拉通大量分布侏罗纪花岗岩和可能的玄武岩浆底侵事件年龄一致(Wang et al., 1998; Wilde et al., 2003; Yang et al., 2003; Liu et al., 2004; Zheng et al., 2004)。第三组最年轻的年龄应代表火山岩喷发年龄，该年龄界于辽西兴隆沟组高镁埃达克岩－高镁安山岩（159Ma,Gao et al., 2004）、阜新地区勿达哈拉组高镁安山岩（142Ma, Zhang et al., 2003）与义县组高镁安山岩（133-124Ma，朱日祥等；王晓蕊等）之间。

十分有意义的是，彰武高镁安山岩单斜辉石斑晶具核部高 Fe、幔部高 Mg 的反环带，其特征与兴隆沟组火山岩斜方辉石相同。

上述彰武地区早白垩世高镁安山岩的矿物学和地球化学特征与兴隆沟组火山岩和义县组高镁安山岩一致，表明它们具有相似的成因。我们初步认为它们代表了拆沉的下地壳产生的埃达克质熔体上升过程中与地幔反应的产物。但彰武火山岩中为何未出现华北克拉通特征的太古宙锆石是需要进一步研究的问题。

华北北缘源于古老下地壳的中生代 adakitic 岩浆活动

姜　能

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029）

在华北北缘张家口-宣化地区分布有较多的中生代 adakitic 岩石，本文对该地区的谷嘴子和红花梁花岗岩和转枝莲辉石闪长岩三个侵入岩体进行了较详细的研究，其中谷嘴子和红花梁两个花岗岩体的锆石 SHRIMP 年龄分别为 236±2 Ma (Miao et al., 2002)和 235±2 Ma（作者未发表数据），属于早中生代三叠纪；转枝莲辉石闪长岩的锆石 SHRIMP 年龄为 139.5±0.9 Ma（作者未发表数据），属于晚中生代白垩纪。

三个岩体都具有高 Sr（576-1216 p.p.m.）和 Na2O（≥ 4 wt%），低 Y （≤18 p.p.m.，一个样除外）和 HREE（Yb <1.8 p.p.m.，一个样除外）。另外三个岩体在 Sr、Nd 同位素方面也极其相似，都具有较高的初始 Sr 同位素比值（~0.707）和较低的 εNd 值（-12—-16），与地表出露的部分麻粒岩和角闪岩的 Sr、Nd 同位素相似。谷嘴子花岗岩和红花梁花岗岩中的锆石都具有~1.9 Ga 和~2.5 Ga 的继承核，锆石 Hf 同位素数据显示红花梁花岗岩和转枝莲辉石闪长岩均落入地表出露的麻粒岩锆石 Hf 同位素的演化区域内。谷嘴子花岗岩和红花梁花岗岩都没有中基性岩的伴生，不可能直接来源于地幔，因此我们认为它们来源于古老的下地壳。由于转枝莲辉石闪长岩具有与谷嘴子和红花梁花岗岩相似的同位素特征，我们认为该闪长岩也来源于古老下地壳。在华北北缘分布有很多与我们研究岩石年龄相近的 adakitic 岩石，它们也可能来源于古老下地壳的熔融。

主要参考文献：

Miao L. C., Qiu Y. M., McNaughton N. J., Luo Z. K., Groves D. I., Zhai Y. S., Fan W. M., Zhai M. G. and Guan K. (2002) SHRIMP U–Pb zircon geochronology of granitoids from Dongping area, Hebei Province, China: constraints on tectonic evolution and geodynamic setting for gold metallogeny. Ore Geol. Rev. 19, 187-204.

华北典型地区盆-山动力学过程与深部机制及其煤层气成藏效应

琚宜文，侯泉林

(中国科学院研究生院, 北京 100049, E-mail: juyw@gucas.ac.cn)

造山带与盆地研究的结合，是大陆大地构造、能源地质理论与模式以及其它地质理论发展的关键（Liu. 1998；李思田等，1999；张国伟等，2001）。以往的盆地研究很少注重造山带演化过程的研究，而造山带研究中对盆地内部沉积、构造与热事件等的研究也无法与地质及能源勘探相适应。对于盆地构造的研究已不单是其内部的构造几何形态、样式、沉积环境、热沉降史等方面的分析，而是与周边的构造带、造山带和深部作用相结合，建立盆-山形成和演化的综合模式及其动力学过程（李思田，2000；刘和甫，2000；刘少峰等，2005；琚宜文，2006）。

以华北典型地区盆-山构造与岩石圈岩浆-热结构演化为研究基础，以区内不同成藏机制的沁水盆地和两淮煤田为研究对象，在综合分析前人成果的基础上，运用地质、地球物理和地球化学等多学科基础理论与方法，通过盆地、煤储层以及微观尺度研究相结合，野外调查、实验测试与模拟方法相结合，定性与定量研究相结合，对华北典型地区盆-山过程和深部机制与煤层气成藏的构造-热动力学以及控藏作用进行了深入研究。

研究表明，华北典型地区盆-山动力学过程从中生代开始经历了挤压盆-山形成阶段、挤压盆-山向伸展盆-山转换阶段以及伸展盆-山形成阶段（琚宜文，2006）。华北陆内沁水盆地与东侧太行山和西侧吕梁山具有耦合关系。在中生代以前，为统一的大华北克拉通盆地，在燕山早期，为背斜和向斜相间的挤压式盆-山关系；在中生代晚期-新生代，沁水盆地中形成长治断陷断陷盆地，太行山与其及东侧的渤海湾盆地耦合，此时，由于伸展作用，盆-山耦合关系发生了改变，由挤压式盆-山关系转变为伸展式盆-山关系。

华北北部盆地中生代以来，由 EW 向构造转变为 NNE 构造，主要受太平洋构造远程效应的影响；华北南缘的淮南煤田与大别造山带密切相关，受华南板块与华北板块碰撞的作用，构造线以 EW 向为主，与特提斯构造域相适应，尽管后期也受到太平洋构造域的影响，但影响不大。大别-秦岭造山带在中生代早期挤压与伸展的同时作用，造成淮南煤田多次的推覆构造（王桂梁等，1992），在其前陆位置则形成了合肥盆地，淮南煤田为其前陆隆起部位，构成合肥盆地的前缘。此时，合肥盆地与大别造山带构成挤压式盆-山关系，淮南煤田受到了推覆和改造，中生代晚期大别造山带发生伸展走滑，合肥盆地转化为断陷盆地，而位于克拉通边缘的淮南仍然处于抬升剥蚀状态，合肥盆地与大别造山带构成伸展式盆-山关系，而且在中生代晚期，由于大别造山带的伸展走滑，郯庐断裂带再次活动，合肥盆地继续沉积；对于淮北煤田，在中生代早期挤压背景下，中生代中-晚期，发生伸展作用，形成了早白垩世侵入式岩浆岩，煤层发生岩浆-热变质作用（琚宜文等，2005）。

对于华北板内岩石圈结构演化过程来说，中生代以前，为增厚的岩石圈结构，厚度不低

于 200 km（Meyer et al., 1994；Griffin et al., 1998; 池际尚等，1996；Fan et al., 2000）。中生代早期至侏罗纪晚期，岩石圈从三叠纪开始减薄和陆壳增厚的岩石圈转型过程，在转型过程中岩石圈挤压变形与深部减薄作用并存，与大别造山带同时挤压与伸展的过程一致(李曙光，2004)。淮南煤田在中生代早期陆壳挤压增厚，而沁水盆地在中生代早期由于岩浆底侵作用，也发生陆壳增厚（罗照华等，1999），但增厚的机制不同。在中生代晚期，沁水盆地和两淮煤田岩石圈深部都发生了不同程度的减薄和改造，这可从两淮地区的出露至地表的榴辉岩而得到证明（许文良等，2004)；沁水盆地岩石圈的不均匀减薄和改造可从沿太行山重力梯度带的河南鹤壁的橄榄岩和邯邢地区的深部侵入岩得到证明（陈斌等，2002；闫峻等，2005），自中生代晚期以后，岩石圈发生了大规模的减薄作用，是岩石圈减薄的峰期（吴福元等，2003; Gao et al., 2004; Zhai et al., 2004），则盆地受岩石圈深部作用，盆地则是由中生代早期的挤压式盆地向中生代晚期以后的伸展式盆地转化，而在沁水盆地则构成坳陷盆地与断陷盆地的叠加。对于两淮煤田，一直处于抬升剥蚀状态，因而，沁水盆地发生了明显的构造-热事件，而淮南煤田构造变形强烈，岩浆-热作用而没有沁水盆地明显。这种不同岩石圈深部结构就决定了沁水盆地和两淮煤田成藏机制和成藏类型的差异之所在。

岩石圈减薄的机制，既不是单纯的地壳伸展拆离构造所形成的，也不是单纯由地幔的化学-热侵蚀所形成的；而是由不同层次的壳幔拆离作用和深部地幔因软流层上隆而引起的化学-热侵蚀的综合机制而形成（琚宜文，2006）；它的深部动力学机制，不是与单纯的大别山俯冲、碰撞过程有关，也不是与单纯的燕山造山带的形成有关，而是在太平洋板块俯冲过程中的远程效应以及与特提斯洋的关闭以及印度欧亚板块碰撞过程中地幔软流层向东移动（Ziegler, 1992; 邓晋福等，1996；Flower et al., 1998; 翟明国等，2004）等；在华北东部，各板块对软流层的综合作用引发的地幔上隆是造成岩石圈减薄的综合效应（琚宜文，2006）。

在中生代，由于受太平洋板块的俯冲作用，岩石圈地幔底部成波状变化（刘绍文等，2005），而在新生代早期，在华北渤海湾盆地东部的深部，软流层大幅度的上隆。中生代晚期，由于伸展作用而导致的被动断陷的形成；而在新生代早期，地幔主动上隆，盆地发生伸展而形成主动断陷盆地。

从区域动力背景分析，煤层气富集区位于构造变形过渡带上，就华北地区而言，东部是热-岩石圈结构（付明希等，2004；刘绍文等，2005），伸展变形强烈，对煤层气勘探开发不利，可能在深部具有较好的前景；西部克拉通盆地区域构造变形较弱，深部岩浆-热作用不活跃，为温岩石圈结构，煤层气勘探开发值得进一步研究；沁水盆地为区域构造和深部作用的过渡带，构造变形（方爱民等，2005）不强，但受到了明显的岩浆-热作用（任占利等，2005），是有利的煤层气勘探开发区。位于南缘的淮南煤田，构造变形较强，发育有不同类型的构造煤（琚宜文等，2005；Ju et al., 2005）。在构造煤发育区可寻找出有利区块的煤层气高渗富集区。

致 谢 本文获得国家重点基础研究发展规划（973）项目（2006CB202201; 2002CB211704）、中国博士后科学基金（一等）项目（200403508）和中国科学院王宽诚博士后工作奖励基金项目资助。

参考文献：

陈斌, 翟明国, 邵济安. 2002. 太行山北段中生代岩基的成因与意义:主要和微量元素地球化学证据. 中国科学, D 辑, 32: 896~907

池际尚, 路凤香, 赵磊, 等. 1996b.华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 1~292

邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 1996. 中国大陆根~柱构造~大陆动力学的钥匙. 北京:地质出版社, 1~110

方爱民, 侯泉林, 琚宜文, 等. 2005. 构造对煤层气成藏的控制作用. 见: 宋岩, 张新民, 等. 煤层气成藏机制及经济开采理论基础. 北京: 科学出版社, 141~151

Fan W M, Zhang H F, Baker J, et al. 2000. On and off the North China craton: where is the Archaean keel? J Petrol, 41: 933~950

Flower M F J, Tamaki K, Hoang N. 1998. Mantle extrusion: A model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the western Pacific. In: Flower M F J et al. (eds.), Mantle Dynamics and Plate interactions in East Asia, Geodynamics Series, 27:155~166, Washington, D C: AGU

付明希, 胡圣标, 汪集旸. 2004. 华北东部中生代热体制转换及其构造意义, 中国科学, D 辑, 34(6): 514~520

Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 432: 892~897

Grriffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, et al. 1998. Phanerozoic evolution of lithosphere beneath the Sino-Korean craton. In: Flower W, Chung S L, Lo C H et al. (eds.) Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Am Geophys Union, (Geodyn Series), 100: 107~126

Ju Yiwen, Jiang Bo, Hou Quanlin, et al. 2005. 13C NMR spectra of tectonic coals and the effects of stress on structural components. Science in China, (Series D), 48(9): 418~1437

琚宜文, 姜波, 王桂梁, 侯泉林. 2005. 构造煤结构及储层物性. 徐州: 中国矿业大学出版社

琚宜文. 2006. 华北典型地区盆-山过程与煤层气成藏的构造-热动力学研究[博士后出站报告]. 北京: 中国科学院研究生院

李曙光. 2004. 大别山超高压变质岩折返机制与华北~华南陆块碰撞过程. 地学前缘, 11(3):63~70

李思田, 王华, 路凤香. 1999. 盆地动力学-基本思路与若干研究方法. 武汉: 中国地质大学出版社

李思田. 2000. 盆地动力学与能源资源~世纪之交的回顾与展望. 地学前缘, 7(3):1~10

刘和甫, 梁慧社, 李晓清, 等. 2000. 中国中新生代裂陷盆地与伸展山岭耦合机制.地学前缘. 中国地质大学. 北京: 7(4): 477~486

Liu S F. 1998. The coupling mechanism of basin and orogen in the western Ordos Basin and adjacent regions of China. Journal of Asian Earth Sciences, 16(4): 369~383

刘少峰,.张国伟. 2005. 盆山关系研究的基本思路、内容和方法. 地学前缘, 12(3): 101~111

刘绍文, 王良书, 龚育龄, 等. 2005. 济阳坳陷岩石圈热-流变学结构及其地球动力学意义. 中国科学, D 辑, 35(3): 203~214

罗照华, 邓晋福, 韩秀卿. 1999. 太行山造山带岩浆活动及其造山过程反演. 北京: 地质出版社

Meyer, H O A, Zhang A, Milledge H J, et al. 1994. Diamonds and inclusions in diamonds from Chinese kimberlites. In: Meyer H O A, Leonardos O H (eds) Proc 5th Int Kimb Conf 1. Diamonds: characterisation, genesis and exploration, 98~105

任战利, 肖晖, 刘丽, 等. 2005. 沁水盆地构造-热演化史的裂变径迹证据. 科学通报, 50(增刊): 87~92

王桂梁, 曹代勇, 姜波, 等. 1992. 华北南部的逆冲推覆、伸展滑覆与重力滑动构造. 徐州: 中国矿业大学出版社.

吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. .2003. 中国东部岩石圈减薄的几个问题, 地学前缘, 10(3): 51~60

许文良, 王清海, 王冬艳. 2004. 华北克拉通东部中生代岩石圈减薄的过程与机制:中生代火成岩和深源捕虏体证据. 地学前缘, 11(3): 309~317

闫峻, 陈江峰. 2005. 华北地块东部晚中生代至新生代岩石圈不均一减薄与改造模式. 地质论评, 5(1): 16~26

翟明国, 孟庆任, 刘建明, 等. 2004. 华北东部中生代构造体制转折峰期的主要地质效应和形成动力学探讨. 地学前缘, 11(3): 285~297

Zhai M G, Zhu R X, Liu J M, et al. 2004. Time-range of mesozoic tectonic regime inversion in eastern north china block, Science in China (Series D), (2): 151~160

张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学.北京:科学出版社, 1~855

Ziegler P A. 1992 b. Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. Tectonophysics, 215: 9~34

台湾澎湖群岛岩石圈地幔之熔融与交代换质作用

赖逸真，杨怀仁

（国立成功大学地球科学系）

华南地区新生代玄武岩及源自地幔之超基性包体为此区岩石圈地壳与地幔之演化提供最佳制约。澎湖群岛为华南陆块的外围部份，其组成玄武岩亦含橄榄岩包体，本研究希望以橄榄岩及所含之斜辉石为窗口，以斜辉石的锶、钕同位素分析及原位（in-situ）微量元素分析，进一步了解澎湖地区岩石圈大陆地幔（Subcontinental Lithospheric Mantle; SCLM）的物质组成、熔融过程及交代换质作用。分析结果显示：在 $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{143}Nd/^{144}Nd$ 图中澎湖地区的标本呈两种不同的趋势（图一），群组一（Group 1）样本 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 变化范围小（0.7031~0.7037），$^{143}Nd/^{144}Nd$ 落在较大的范围内（0.5126~0.5147），且轻稀土元素从斜辉石中心到边缘呈现系统性富集的现象；相反地，群组二（Group 2）$^{87}Sr/^{86}Sr$ 相对变化较大（0.7034~0.7086），$^{143}Nd/^{144}Nd$ 变化较小（0.5125~0.5130），稀土元素从斜辉石中心至边缘为均质没有太大的变化。根据微量元素组成及同位素资料，群组一为和寄主玄武岩混合的结果，且未达到平衡；另一方面，群组二的包体则是受到始新世玄武岩交代换质作用的影响，发生交代换质作用的时间较早，因此斜辉石已和交代换质介质达成平衡。由于重稀土元素（Heavy Rare Earth Elements; HREE）受交代换质作用影响的程度最低，适用于推算地幔部份熔融的程度，因此模拟斜辉石在尖晶石稳定范围熔融之残留物其重稀土元素含量符合所分析包体斜辉石 HREE 之配分模式，说明澎湖地区的包体是经 8-12 %和 20-24%分异熔融（fractional melting）后残留之固体。此外，以受交代换质作用程度最低的标本，演算其钕模式年龄（Nd model age），结果显示此地区在 172 Ma 有发生一亏损事件，而此模式年龄和大陆东南早燕山期火成岩年龄一致，因此我们总结：在 172 Ma 大陆东南地幔发生一热事件，造成地幔局部熔融，熔融产生的玄武岩提供燕山期岩浆的热源，而残余的橄榄岩由于大陆东南交代换质作用频繁，部分熔融讯号已被掩盖，形成现今大陆东南轻稀土元素富集型的橄榄岩，我们在大陆东南边缘的澎湖群岛发现比其它文献受交代换质作用程度相对较低的橄榄岩标本，推测此区地幔熔融产生之玄武岩质岩浆底侵于下地壳，为早燕山期酸性岩浆之形成提供热源，形成今日大陆东南广布的花冈岩。

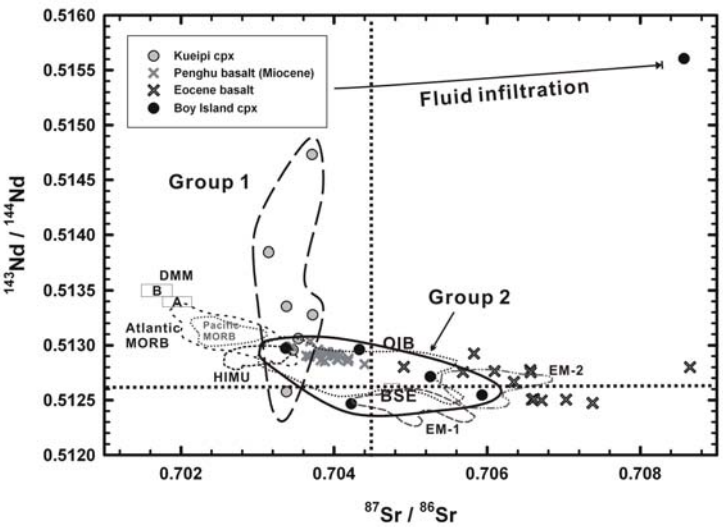


图 1 澎湖地区包体中斜辉石 $^{87}Sr/^{86}Sr$-$^{143}Nd/^{144}Nd$ 分布

中生代华北岩石圈演化过程的地表响应

李洪颜，徐义刚，何 斌

（中国科学院广州地球化学研究所）

华北东部中新生代盆地演化经历了三叠纪克拉通内大型坳陷盆地阶段、早中侏罗世压陷-挠曲盆地阶段、晚侏罗世-早白垩世裂陷盆地阶段、晚白垩世坳陷盆地阶段。三叠纪华北主要为大型内陆湖沉积，早中三叠世整个华北为大型的内陆湖沉积，中晚三叠世之间存在一次重大的构造转折，晚三叠世盆地分布范围由东向西缩小，华北东部地区大面积缺失晚三叠世沉积，晚三叠系残留地层与早中三叠系地层不整合接触；早中侏罗世期间，华北继续处于挤压环境，盆地之间被逆冲断层、凸起分割，各盆地控盆断层表现为不同的走向、倾向，华北东部地区出现坳陷盆地，表现为剥高填低的剥蚀沉积作用；中侏罗世和晚侏罗世之间存在又一次构造转折，晚侏罗－早白垩世华北岩石圈进入张性环境，华北东部地区出现大面积裂陷盆地；晚白垩世进入裂陷后得调整坳陷阶段，华北东部地区盆地分布范围缩小，西部地区抬升，鄂尔多斯盆地分布范围大面积缩小。

华北东部地区经历了晚三叠世至中侏罗世挤压抬升－晚侏罗世至早白垩世伸展裂陷－晚白垩世伸展后调整抬升，华北西部早白垩世以前相对稳定，晚白垩世构造抬升。根据盆地的分布范围和盆地构造类型判断华北克拉通发育时间应该推迟到早中三叠世。晚三叠世华北克拉通响应印支运动开始活化，活化时间东部要早于西部，构造运动强度东部也要强于西部，华北构造运动的时空不均一性对应了华北岩石圈减薄的时空不均一性。晚侏罗世至早白垩世伸展裂陷阶段，对应岩石圈减薄时间，燕山、渤海湾、秦岭大别地区这段时间都表现为强烈的构造运动。华北中生代岩石圈运动表现为一个连续的过程，从中生代盆地分布的范围来看，虽然相对短时间内存在构造抬升，但是不可能存在大范围的高原。地球动力学所面对的是最为复杂、综合的地质学问题，需要多个地质学分支学科的结合，应用盆地构造分析方法结合地球化学分析方法来解决地球动力学问题，是一个很好的方法，有利于构造地质学找寻数字化的依据，同时为地球化学的发展提供地质支持，应当受到广大地质工作者的重视。

山东早白垩世青山群火山岩地球化学组成随时间和空间的变化及对下地壳折沉作用的指示

凌文黎[1,2]，高 山[1,2]，谢先军[1]，任邦方[1,2]，张军波[1,2]，张永清[1,2]

（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）

中国东部中生代－新生代发生了大规模岩石圈减薄、强烈岩浆活动和区域构造转折等重大地质事件。了解这一发生于古老克拉通内部的岩石圈强烈地质过程，对于认识大陆岩石圈的动力学演化具有重要意义，因此成为当前我国乃至国际地球科学研究中的重要前沿领域。

山东省是我国东部中－新生代重要的岩浆岩发育地区，其中早白垩世青山群火山岩地层是区域内中生代火山岩的主要组成部分。本文以位于沂沐断裂带东西两侧的蒙阴和胶州青山群标准地层中的火山岩为研究对象，在同位素定年的基础上，通过沿地层剖面的系统元素和同位素地球化学研究，对鲁东和鲁西青山群火山岩的地球化学组成、随时间和空间的变化特点及其成因和对下地壳折沉作用的指示进行了讨论。

1. 地质背景

郯庐断裂(沂沐断裂带)呈近 NNE 向将山东省分割为鲁西和鲁东两个地质构造分区。鲁西地区地层发育较全，具典型的华北型地层组合，包括太古宙-元古宙基底，古生代海相地层及中-新生代陆相火山-沉积地层；鲁东地区以二元地层结构区别于鲁西地区，即太古宙-元古宙结晶基底被中-新生代陆相火山-沉积岩盖层直接覆盖，缺失古生代地层。

在中生代火山-沉积地层中，主要的火山岩分布于青山群中，其上、下地层分别为以正常陆相沉积为主的王氏群和莱阳群。有作者提出(刘明渭等，2003)，区域内青山群在空间上可进行对比，并可进一步划分出四个火山旋回，由底向上分别定名为后夼组、八亩地组、石前庄组和方戈庄组，但各组地层在空间出露情况不同，鲁西区仅出露八亩地组和方戈庄组(如蒙阴盆地)，鲁东地区则出露相对完全(如胶莱盆地)，而沂沐断裂带区介于两者之间(典型地区包括五莲县七宝山、分岭山等)。

2. 地球化学特征

对采自胶州和蒙阴盆地分别为 30 和 20 件样品进行了元素和 Nd-Sr 地球化学分析。图 1 为青山群火山岩样品的 TAS 岩性判别图，蒙阴样品岩性表现为(玄武)粗面安山岩－安山岩组合，且 SiO_2 呈近连续分布；而胶州样品呈双峰式分布，基性和酸性岩分别以粗面安山岩和流纹岩为主。在 SiO_2-K_2O 图解(略)中，胶州样品落入钾玄质(Shoshonitic)岩系，而蒙阴样品则以钾玄质-高钾岩系为主，显示出青山群样品具有突出的高钾特征(王德滋等，1996；邱检生等，2004)。

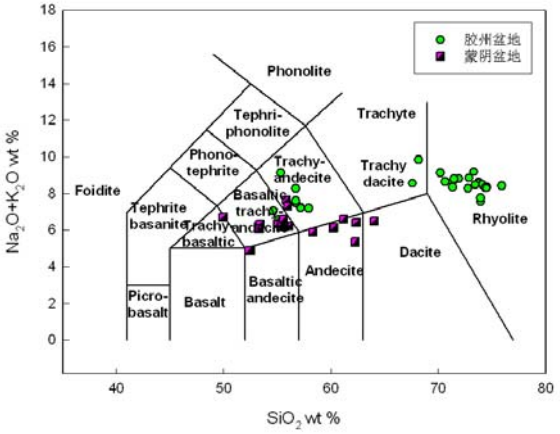


图 1　蒙阴和胶州盆地青山群火山岩 SiO_2-Na_2O+K_2O(TAS)岩性判别图

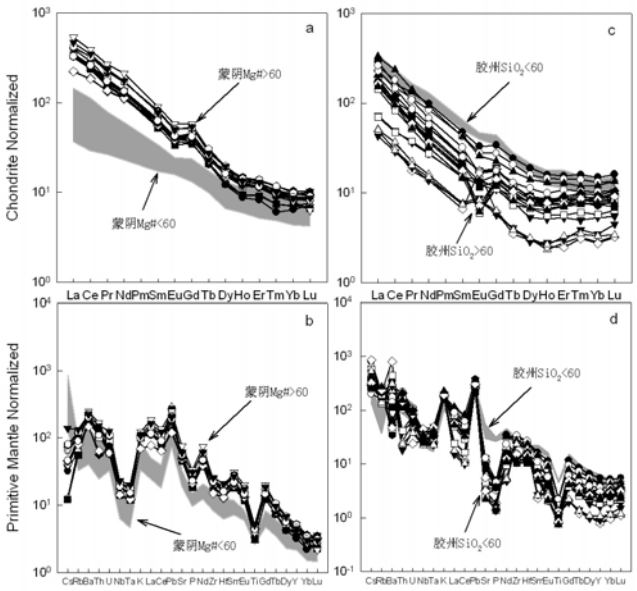


图 2 青山群蒙阴和胶州火山岩REE和微量元素蛛网图

根据样品的主量元素组成将蒙阴火山岩分成高镁(Mg# = molar Mg/(Mg + Fe_{total}>60)和低镁两组，而胶州样品分为基性(SiO_2 <60, wt%)和酸性岩两组。图 2 分别为蒙阴和胶州火山岩样品的 REE 和微量元素球粒陨石和原始地幔(Sun and McDonough，1989)标准化图。蒙阴火山岩(图 2a、b)高镁样品整体上表现出相对低镁样品具有较高的不相容元素含量，而胶州火山岩(图 2c、d)也显示出基性岩的多数不相容元素含量高于同一剖面中的酸性岩。这一现象在 Harker 图解(略)中也得到反映，即高镁、低镁和低硅、高硅样品之间，无论主量或微量元素与 SiO_2 的关系均缺乏明显的相关性。

在 Nd-Sr 同位素(初始值 t=100Ma)组成上，基性岩样品中蒙阴高镁组样品具较高、且范围较大的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值(0.7084-0.7118)，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值较低、但变化范围较小(0.5116-0.5118)，其相应的 Nd 同位素亏损地幔模式年龄和ε_{Nd} 分别为 1.84-1.55Ga 和-16.5－-13.3；蒙阴低镁组样品具相对较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值(0.7063-0.7119)和较高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值(0.5117-0.5120)，t_{DM} 为 2.01－1.64Ga，$\varepsilon_{Nd}(t)$为 1.71－1.93。胶州盆地基性岩样品 Sr-Nd 同位素变化范围较小(0.7078－0.7084 和 0.5116－0.5118)，t_{DM} 和$\varepsilon_{Nd}(t)$分别为 1.94－1.72Ga 和-17.5－-14.0。胶州酸性火山岩样品表现为较大范围的同位素组成变化(0.7034－0.7094 和 0.5113－0.5118)，t_{DM} 和$\varepsilon_{Nd}(t)$分别为 2.31－1.68Ga 和-24.0－-14.2。

3. 讨论

通过锆石 U-Pb 法定年，本文作者获得了后夼组底部火山岩的形成年龄为 106±2 Ma(95%置信度)，而石前庄底部和顶部火山岩的形成年龄分别为 105±4 和 98±1 Ma(凌文黎等，2006)。前人对蒙阴青山群火山岩定年获得了(124.3±0.6)-(114.8±0.6)Ma(邱检生等，2001)的 ^{39}Ar-^{40}Ar 年龄和 119.6±3.7Ma 的全岩 Rb-Sr 年龄(邱检生等，1996)，表明蒙阴青山群火山岩的形成时间早于胶州盆地约 20Ma。随着青山群火山岩形成时代由鲁西向鲁东年龄变轻，其岩性组成也表现为由基性(安山质)为主向双峰式组合变化，表明区域青山群岩浆作用的源区深度不断变浅，可能指示了区域内下地壳热流值上升，即大陆岩石圈的厚度在不断减薄。虽然胶州酸性火山岩具有较典型的壳源岩石的元素地球化学性质，但基性火山岩样品高 Mg、Cr 和 Ni 的含量特征表明，两盆地基性火山岩不可能由壳源岩石在地壳条件下经部分熔融形成。尤其是蒙阴样品高镁组较低镁组、胶州基性较酸性火山岩具更高不相容元素含量水平难以用岩浆结晶过程中的元素地球化学分异行为来解释，而这一现象与板块俯冲过程中形成的熔体在迁移经过上伏地幔楔时，熔体与橄榄岩发生反应后残余熔体的地球化学特征十分相似(Rapp et al., 1999)。

近期对辽西中生代火山岩(Gao et al., 2004)和徐淮地区中酸性侵入岩及所携带的榴辉岩-石榴石辉石岩包体(Xu et al., 2006)进行的地球化学研究表明，华北克拉通中生代富钠火山岩具有 adakite 岩系的地球化学特征，且其成因与地壳加厚形成的榴辉岩发生部分熔融作用有

关。 类似的成因认识得到了高温-高压实验和地质观察证据的有力支持(Rapp and Watson, 1995; Rollinson et al., 1997; Rapp et al., 2003).

图 3 为蒙阴和胶州基性火山岩的 La/Nb-Nb/Ta 比值关系图，图中同时显示了经部分熔融后的榴辉岩残余体相应区域、DM、大陆地壳(Rudnick et al., 2000)和 OIB 的平均比值(Sun and McDonough, 1989)，图中还显示了华北克拉通太古宙变基性岩(Gao et al., 1998)和徐淮榴辉岩-石榴石辉石岩包体(Xu et al., 2006)样品的相应比值。由图可见，青山群样品 Nb/Ta 比值明显高于徐淮榴辉岩-石榴石辉石岩包体，但与华北太古宙变基性岩中的高比值样品或 Rudnick 提出的榴辉岩残余体相当；所有青山群样品的 La/Nb 比值明显高于榴辉岩残余体或包体。显然，这一现象可较好地用榴辉岩作为残余相的部分熔融作用的来解释(Rapp et al., 2003)，即熔体相对含金红石的榴辉岩残余体 Nb/Ta 和 La/Nb 比值增高，但徐淮榴辉岩不能完全代表山东青山群火山岩，应有其它较高 Nb/Ta 比值基性源岩。值得注意的是，形成时间稍晚的胶州基性火山岩，其 La/Nb 比值低于蒙阴高镁组基性火山岩，符合晚期熔体由于榴辉岩已经历过早期的部分熔融而熔出的 La 含量水平降低的解释。根据假设榴辉岩原岩的矿物组成为 63%单斜辉石+20%石榴石+15%角闪石+2%金红石，按照平衡批次熔融模型计算，则华北克拉通太古宙变基性岩作为原岩经过约 35%的部分熔融，可形成蒙阴低镁组火山岩。计算也表明，单纯的榴辉岩部分熔融并不能直接形成蒙阴高镁组或胶州基性火山岩，其原因应由熔体形成后与上伏地幔橄榄岩发生反应所致(Rapp et al., 1999)。

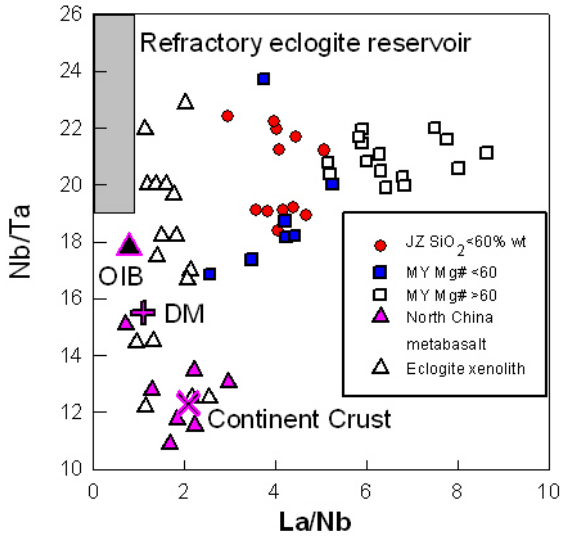


图 3 青山群基性火山岩及参考体系 La/Nb-Nb/Ta 比值图

本文研究受国家自然科学基金委员会“创新研究群体科学基金”(40521001)和教育部“长江学者和创新团队发展计划资助”(IRT0441)资助。

主要参考文献：

Gao, S., Luo, T.-C., Zhang, B.-R., Zhang, H.-F., Han, Y.-W., Hu, Y.-K., and Zhao, Z.-D., 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China: Geochimica et Cosmochimica Acta, 62: 1959–1975

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., and Wang, Q.H., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton: Nature, 432: 892–897

Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. Chem. Geol. 160: 335–356

Rapp, R.P., and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and rust-mantle recycling: Journal of Petrology, 36: 891–931.

Rapp, R.P., Shimizu, N., and Norman, M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite: Nature, 425: 605–609

Rollinson, H., 1997. Eclogite xenoliths in west African kimberlites as residues from Archean granitoid crust formation: Nature, 389: 173–176

Untold Stories of High-Pressure Phase Transitions of Olivine and Pyroxene

Lin-gun Liu

（*Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan, China*）

There is little doubt that Mg-rich olivine and pyroxene are the two most abundant minerals in the lithosphere. Both minerals undergo several phase transitions when subject to high pressures in the Earth's interior. It has been shown that these high-pressure phase transitions are responsible for the two major seismic discontinuities in the mantle (one locates near 400 km and the other near 670 km). The experimentally established phase transitions at high pressures and high temperatures in olivine (forsterite and fayalite) and pyroxene (enstatite) are summarized as follows:

Fayalite (Fe_2SiO_4) → Fe_2SiO_4-spinel → wüstite (Fe_xO) + stishovite + (1-x) Fe

Forsterite (Mg_2SiO_4) → wadsleyite (β-Mg_2SiO_4) → ringwoodite (γ-Mg_2SiO_4)
→ $MgSiO_3$-perovskite + periclase → $MgSiO_3$ (post-perovskite) + periclase

Fayalite + quartz → Ferrosilite ($FeSiO_3$) → Fe_2SiO_4-spinel + stishovite
→ wüstite (Fe_xO) + stishovite + (1-x) Fe

Orthoenstatite ($MgSiO_3$) → clinoenstatite ($MgSiO_3$) → wadsleyite + stishovite
→ ringwoodite + stishovite → akimotoite ($MgSiO_3$) → $MgSiO_3$-perovskite
→ $MgSiO_3$ (post-perovskite).

However, the courses of the experimental investigations of these studies are not straightforward as shown. There are some untold interesting and intrigue stories behind these investigations.

Forsterite (Mg_2SiO_4) → Mg_2SiO_4-spinel

Akimoto and Ida (1966), High-pressure synthesis of Mg_2SiO_4 spinel, EPSL 1, 358-359.

Kawaii et al. (1966), Synthesis of Mg_2SiO_4 with spinel structure, Proc. Japan Acad. 42, 626-628.

Ringwood and Major (1966), Synthesis of Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4 solid solutions, EPSL 1, 241-245. (Complicated Mg_2SiO_4 spinel)

Akimoto and Sato (1968), PEPI 1, 498-504. The (α, β, γ) Co_2SiO_4 system (β-Mg_2SiO_4).

Suito (1972), J. Phys. Earth 20, 225-243. (Mg_2SiO_4-spinel)

Ito et al. (1974), PEPI 8, 342-344.

The Post-spinel phases of Mg_2SiO_4

Birch (1952)
1. Periclase (MgO) + $MgSiO_3$-ilmenite
2. Periclase + stishovite (SiO_2)

Ringwood (1970; 1975)
1. Sr_2PbO_4-type Mg_2SiO_4
2. Periclase (MgO) + $MgSiO_3$-ilmenite
3. Periclase + stishovite (SiO_2)

Kumazawa et al. (1974), Nature 247, 356-358. (Periclase + stishovite)

Ming and Bassett (1975), Science 187, 66-68.

Liu (1974), Silicate perovskite from phase transformations of pyrope-garnet at high pressure and temperature, GRL 1, 277-280.

Liu (1975), **Post-oxide phases** of forsterite and enstatite, GRL 2, 417-419.

Liu (1975), **Post-oxide phases** of olivine and pyroxene and mineralogy of the mantle, Nature 258, 510-512.

Liu (1976), The high pressure phases of $MgSiO_3$, EPSL 31, 200-208.

Liu (1976), The post-spinel phase of forsterite, Nature 262, 770-772.

Ito (1977), The absence of oxide mixture in high-pressure phases of Mg-silicates, GRL 4, 72-74.

Abstract: These results are consistent with those by Liu [1976 a and b] but do not support the stability of oxide mixture (periclase plus stishovite) claimed by Kumazawa et al. [1974] and Ming and Bassett [1975].

Petrogenesis and Significance of Eclogites in the Sulu ultrahigh-pressure Terrane, China

Liu Y.-H[1], Yang H.-J[1], Tseng C.-Y[1], Yu S.-C[1], Yang J.-S[2] and Xu Z.-Q[2]

（1. *Department of Earth Sciences, Cheng Kung University, Tainan, Taiwan*;
2. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China*）

The Sulu ultrahigh-pressure (UHP) eclogites were formed by northward subduction of the Yangtze Craton beneath the North China Craton during ~220 Ma. Protoliths of most Sulu eclogites are contemporaneous with Neoproterozoic magmatisms (600–850 Ma) in the Yangtze Craton. Therefore, their geochemical characteristics have implications on the tectonic architecture of the Yangtze Craton during 600–850 Ma. In this study, major and trace element abundances and Nd isotope ratios of high-Al eclogites from Maobei and Qinglongshan at southern Sulu UHP terrane were used to constrain their protolith characteristics.

The negative ε_{Nd}(220 Ma) values of the Maobei (-2.8~-5.4) and Qinglongshan (-2.6~-13.4) eclogites have continental affinities. The Maobei eclogites have 40-45% SiO_2, 23.7~29.5% Al_2O_3. Their trace element contents are lower than basalts but comparable to gabbro and show positive Sr anomalies with Nb-Ta-Zr-Hf depletions in the primitive mantle normalized diagram. In contrast, the Qinglongshan eclogites are characterized by higher SiO_2 of 45.5~49.7%, lower Al_2O_3 of 16.5~18.5% with trace element abundances in the ranges of basalts. The SiO_2-Al_2O_3, SiO_2-TiO_2, and La-Nb/La plots show that these compositional differences cannot be explained by metamorphic processes such mineral segregation, partial melting, dehydration and interaction with fluids; therefore, indicate distinct protolith characteristics. The compositions of the Maobei eclogites are similar to that of the Neoproterozoic gabbros in the margins of the Yangtze Craton, for which arc origins have been proposed (Zhou et al., 2002; 2006). The Qinglongshan eclogites have characteristics of high-alumina basalts that mostly occur in subduction zones. The low Zr/Y (0.83~4) and Zr/Sm (3.6~23.2) ratios of the Maobei and Qinglongshan eclogites further confirm their arc origins (Fig. 1.). The arc origins of studied eclogites are consistent with the existence of active continental arcs along the margins of the Yangtze Craton during 600–850 Ma (Ling et al., 2003, Zhou et al., 2002; 2006) implying that the Yangtze Craton was isolated from other continents by subduction zones. These results, however, cannot preclude magmatisms related to plume activities and rifting events within the interior of the Yangtze Craton.

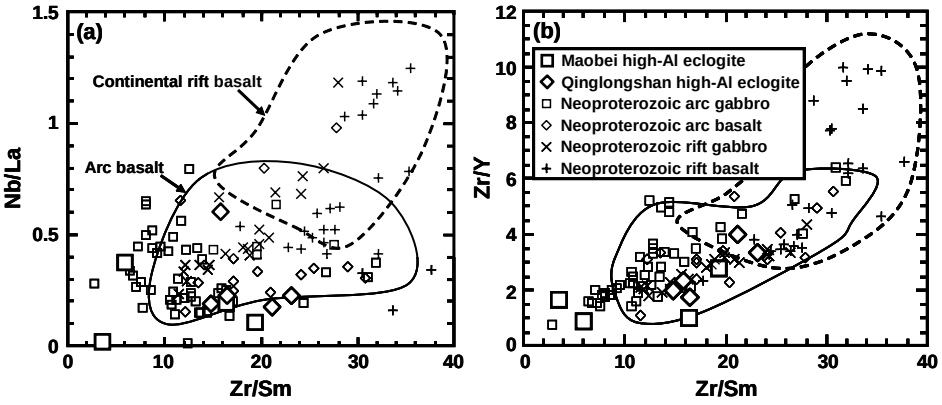


Fig. 1 (a) Nb/La and (b) Zr/Y ratios versus Zr/Sm ratio.

Recycled lower continental crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in East China

Yongsheng Liu [1]，Shan Gao [1]，Cin-Ty Aeolus Lee [2]

（1. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China；University of Geosciences, Wuhan 430074, China；*
2. *Department of Earth Science, MS-126, Rice University, Houston, TX 77005, USA*）

Trace elements and Fe/Mn ratios of the Mesozoic and Cenozoic basalts from East China were analyzed by ICP-MS. The results demonstrate that low Nb/Ta ratios (15.1 ± 0.7 (1σ)), high Nb and Ta contents (56.8 ppm and 3.83 ppm) and high Fe/Mn ratios (67.0 ± 5.9 (1σ)) feature the Cenozoic basalts. On the contrary, the Mesozoic basalts with ages >110 Ma are characterized by superchondritic Nb/Ta ratios (20.1 ± 0.7 (1σ)), low Nb and Ta contents (10.9 ppm and 0.54 ppm) and less high Fe/Mn ratios (60.2 ± 2.4 (1σ)). The Jianguo basalts (104 Ma) have low Nb/Ta ratios (17.1 ± 0.2 (1σ)), high Nb and Ta contents, which are similar to the Cenozoic basalts. Although both the Mesozoic and Cenozoic basalts are characterized by highly fractionated REE patterns, the >110 Ma Mesozoic basalts show arc-type trace element patterns (i.e., depletion in Nb and Ta); whereas OIB-type trace element patterns (i.e., no depletion in Nb and Ta) feature the <110 Ma Mesozoic and Cenozoic basalts. Based on KdFe/Mn values for olivine, clinopyroxene, orthopyroxene and garnet, high Fe/Mn ratios and negative correlations of Fe/Mn-Y and -Yb of the Cenozoic basalts suggest clinopyroxene/garnet-rich mantle sources; while less high Fe/Mn ratios and positive correlations of Fe/Mn-Y and -Yb of the Mesozoic basalts suggest orthopyroxene/ garnet-rich mantle sources. We outline a unified model to explain the compensatory Nb/Ta ratios and PM-normalized trace element patterns of the >110 Ma and <110 Ma basalts. In this model, we suggest that preferential melting of recycled ancient lower continental crust during the Mesozoic lithospheric thinning resulted in (1) peridotite-melt/fluid reaction that formed the orthopyroxene/ garnet-rich mantle sources for the >110 Ma Mesozoic basalts, and (2) peridotite + rutile-bearing eclogitic residue mixing that formed the clinopyroxene/ garnet-rich mantle sources for the <110 Ma basalts.

扬子克拉通前寒武纪地壳演化
——来自碎屑锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素的证据*

柳小明[1,2,3]，高 山[1,2]，第五春荣[2]，凌文黎[1]

（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. 西北大学大陆动力学国家重点实验室，西安 710069;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室，
北京 100029）

对来自宜昌三峡地区震旦纪标准剖面的莲沱组砂岩、古城组和南沱组冰积岩中的 1130 颗碎屑锆石，采用 LA-ICP-MS 进行了 U-Pb 定年,获得 810 组谐和年龄（谐和度 90－110％）。这三组岩石中的碎屑锆石具有基本相同的U-Pb年龄分布(图1a)，即 720-930 Ma, 1.9-2.05 Ga, 2.4-2.55 Ga 和 2.6-2.7 Ga，其中年龄大于 3.0Ga 的锆石有 10 颗。最老的锆石在莲沱组和南沱组中均有发现，其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 3.5Ga。最年轻的锆石出现在南沱组，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 600Ma。从这 810 颗中选出 267 颗代表各个年龄段的锆石，采用 LA-MC-ICPMS 进行了 Lu-Hf 同位素分析，数据显示各年龄组锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值具有不同的特征（图 1b）。在 720-930Ma 的年龄组，70%的锆石具有正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值，$\varepsilon_{Hf}(t)$为负值的锆石的大陆地壳模式年龄（T_{DM}^{C}）主要为 1.84 和 2.47Ga。而 1.9-2.05 Ga 年龄组中 98% 的锆石具有负的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值, 其 T_{DM}^{C} 为 2.8-3.8Ga。2.4-2.55 Ga 和 2.6-2.7 Ga 年龄组中 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为负的锆石分别占 78%和 62%, 其 T_{DM}^{C} 分别为 3.04-3.96Ga 和 3.11-3.67Ga。对于 $\varepsilon_{Hf}(t)$为正的锆石，其源岩为地幔或新生的地壳物质，而对于 $\varepsilon_{Hf}(t)$为负的锆石，其源岩为古老的大陆地壳物质或古老地壳物质与地幔物质的混合。从上述锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素组成可见，扬子克拉通前寒武纪地壳的主要形成时期为 720-930Ma, 2.4-2.7Ga 和 3.2- 3.7Ga（图 2）。1.9-2.05Ga 为地壳内部分异时期，无新生地壳产生。在 10 个 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄大约 3.0Ga 的锆石中，7 个颗粒的 $\varepsilon_{Hf}(t)<0$，其 T_{DM}^{C} 为 3.49-4.05 Ga，说明扬子克拉通可能存在 4.0Ga 左右的古老地壳物质。由于两个 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 3.5Ga 的锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)<0$，其单阶段模式年龄（T_{DM}）为 3.78Ga 和 3.84Ga，说明扬子克拉通至少有 3.8Ga 的古老地壳物质存在，这些古老的地壳物质有可能被完全剥蚀掉或被后期的地层完全覆盖，目前在地表没有出露。

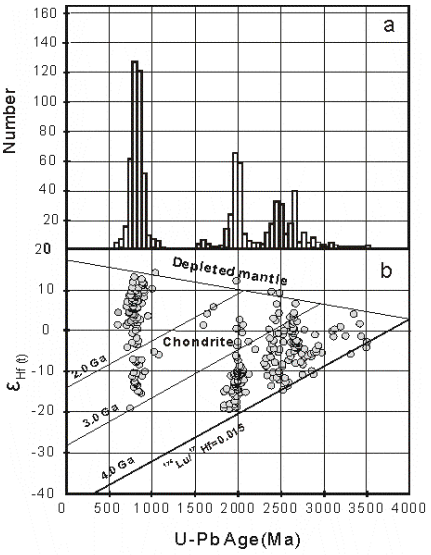


图1. a 碎屑锆石U-Pb年龄频率分布图
b U-Pb年龄对$\varepsilon_{Hf(t)}$ 值分布图

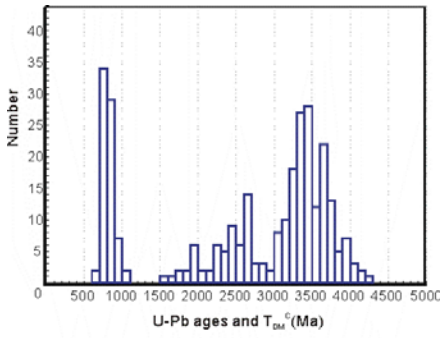


图2. 碎屑锆石U-Pb年龄($\varepsilon_{Hf(t)}>0$)和地壳模式年龄($\varepsilon_{Hf(t)}<0$)频率分布图

*本研究受国家自然科学基金（批准号:40472099），国家自然科学基金委员会“创新研究群体长江学者和创新团队发展计划（批准号：40521001）和教育部“长江学者和创新团队发展计划”（批准号：IRT0441 ）共同资助

赣东北约 838Ma 的镁铁-超镁铁岩的地球化学特征及其地质意义*

陆慧娟，华仁民，谢财富，毛光周，龙光明

（南京大学成矿作用国家重点实验室，地球科学系，南京 210093）

赣东北地区约 838Ma 的镁铁-超镁铁岩化学成份总体上属拉斑系列，但是在其他地球化学特征上则既有共性，又有明显的差异性：一方面都一致具有较高的 εNd（T）值; 另一方面表现出有些具有明显的“弧玄武岩”的地球化学特征，有些显示板内拉张的信息，也有些具 N-MORB 等属性。镁铁—超镁铁岩的成岩过程、原始岩浆的成分特征及岩浆源区性质的判别对探讨大地构造演化的动力学过程具有重要意义。本文通过对本区约 838Ma 的镁铁、超镁铁岩的（主、微）量元素、REE 和 Sm-Nd 同位素分析，探讨赣东北地区新元古代镁铁质岩的成因、岩浆演化过程和构造背景。

*国家自然科学基金资助（编号：40373025）

太行山板内造山作用与华北克拉通岩石圈巨大减薄

罗照华，詹华明，魏 阳，辛后田，柯 珊，李文韬

(中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083)

华北克拉通岩石圈巨大减薄和太行山-燕山板内造山过程成为国际地学界关注的焦点之一，许多学者从不同的侧面提供了约束条件和解释。这些解释的不确定性以及相互矛盾的证据导致了对区域构造发展史的模糊认识。本文提供的分析有可能给出某些启示。

一个很重要的问题可能与大陆为什么会裂解有关。Fyfe et al（1973）在解释 Pangea 的解体和大西洋打开时提供了一个地幔柱和幔源岩浆底侵作用的模型，Bird（1978）用岩石圈拆沉作用来解释喜马拉雅造山带的花岗质岩石成因，将这两个模型联合起来考虑时产生一个问题：是先有岩浆底侵作用还是先有岩石圈拆沉作用？近年来的研究表明，不同的地区可能有不同的结论。

我们考虑的问题主要与拆沉作用有关。一般认为，拆沉作用可能与陆壳增厚和岩石圈榴辉岩化导致的重力不稳定性有关。然而，陆壳增厚被归因于挤压体制下的下地壳流动，要求下地壳力学性质因受热而弱化，因此需要有深部能量的注入。可见，幔源岩浆底侵作用对于板内造山过程的启动具有重要的意义。但是，考虑到中部造山带、秦岭-大别造山带和太行山-燕山造山带近年来的研究成果，我们认为岩石圈拆沉作用可能是太行山板内造山作用的引擎。从这个角度出发，中部造山带形成的岩石圈跟直到秦岭-大别碰撞造山之前都是处于重力准稳定状态。正是这样一个处于准稳定状态的岩石圈根向下拖拽，使得华北克拉通晚元古代~古生代向下沉陷，形成广泛的海相沉积，并缺少岩浆活动。延续 1300km 的秦岭-大别碰撞造山过程导致的软流圈扰动触发了中部造山带岩石圈的拆沉，进而引发了大规模的幔源岩浆底侵活动，这可能是中国东部主要构造线方向突然改变的主要原因。由于拆沉作用造成的岩石圈力学性质弱化和古太平洋板块的挤压，太行山-燕山地区的岩石圈拆沉作用越来越强烈，并伴随着大规模的幔源岩浆底侵活动和中酸性岩浆活动。因此，这种板内造山带与典型的板缘造山带明显不同，没有巨厚的沉积堆积和强烈的挤压变形（大断裂带除外）。在这类造山带中，岩石圈的增厚以上下双向同时增厚为特征，罗照华等（1999）建议称为太行山式造山作用。随着时间的推移，地壳中的镁铁质岩石逐渐下移，与底侵的镁铁质岩石一起不断被榴辉岩化并移去。当最大的一次拆沉作用发生时，导致了软流圈物质的大规模上涌，后者与弧后盆地下面软流圈上涌形成的推动力一起，造成了弧后盆地的强烈扩张和中国东部新生代裂谷盆地的形成。

显然，根据这个模型，华北克拉通岩石圈大规模减薄是与板内造山作用同时进行的。造山带岩石圈的拆沉作用不断使华北克拉通岩石圈受热和地壳的花岗岩化，直到中国东部裂谷系开始形成，这个机械减薄过程才被热减薄所替代。

基于实验结果推导的造山带拆沉作用模型及其构造意义

罗照华，詹华明，魏 阳，辛后田，柯 珊，李文韬

(中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083)

拆沉作用可能是造山带演化的一种极为重要的深部过程，然而我们对此知之甚少。Bird 等最初提出拆沉作用的概念主要是为了解释喜马拉雅造山带的花岗岩的成因和变质作用所需要的热能，然而，Fyfe 等提出的幔源岩浆底侵作用也可以解释造山带巨量花岗质岩石的成因。因此，拆沉作用的识别成为地质学家广为关注的重要科学问题。

昆仑造山带和太行山造山带的造山过程分别结束于早中生代和晚中生代，其重要的区别是前者仍然具有正常的岩石圈厚度，而后者的岩石圈则发生了巨大减薄。作为共同的特征，两个造山带都具有中性下地壳和成分复杂的造山后脉岩组合。根据主元素和痕量元素分析，这些近乎同时形成的脉岩可以划分为五组：煌斑岩质脉岩、玄武质脉岩、埃达克质脉岩、花岗闪长质-花岗质脉岩和富硅花岗质脉岩，它们的成因与岩石圈/软流圈系统不同圈层的源区岩石同时发生部分熔融有关。考虑到岩浆起源的热能供应，造山后脉岩组合的形成可能是岩石圈拆沉作用的结果。

近年来，大量与岩浆起源有关的高温高压实验成果的发表为我们解决造山后脉岩组合的成因问题提供了机会。分析表明，以现存的昆仑造山带岩石圈/软流圈结构为基础，拆沉作用可以满足多个圈层同时发生部分熔融形成岩浆的热条件。拆沉作用导致软流圈窗形成以后，将会造成岩石圈/软流圈系统中出现异常的热扰动。在这种情况下，可以在 6~8 个位置产生岩浆，其中软流圈抬升可以触发地幔岩的减压熔融形成玄武质岩浆，富水流体的软流圈顶部产生煌斑岩质岩浆，榴辉岩化镁铁质岩石部分熔融产生埃达克质岩石，中性下地壳底部产生花岗闪长质-花岗质脉岩，而中地壳底部的熔融则可以形成富硅花岗质岩浆。此外，与软流圈窗直接接触的岩石圈地幔也有可能发生岩浆。被拆沉的岩石圈进入到软流圈时，榴辉岩层和橄榄岩层也可以同时发生部分熔融。

发生岩石圈拆沉作用时，热的软流圈物质快速涌入软流圈窗，不仅触发地幔岩的减压熔融，也可能导致区域构造应力场由挤压转换为伸展，为岩浆的快速侵位创造了条件。但是，喜马拉雅、昆仑、内华达和太行山的对比表明，拆沉作用最终是否可以导致区域大规模伸展取决于拆沉作用的规模与更大区域总应力场之间的关系。拆沉作用规模较小时，区域性脉岩组合的形成是造山阶段结束（或开始）的标志；拆沉作用规模较大时，区域性脉岩组合是造山旋回结束（或开始）的标志。所援引的两个实例中，昆仑造山带是应力平衡的代表，拆沉作用规模较小；太行山燕山造山带的拆沉规模较大。在中国东部，拆沉作用之后触发的软流圈物质上涌与弧后盆地区软流圈上升流汇合在一起，成为中国东部中新生代伸展构造的主要支柱。

与此相关的是，现今 410 km 不连续面附近的刚性层的另一种解释则可能是拆沉岩石圈的难熔残余，而不是古太平洋板块水平俯冲结果。

内蒙宁城道虎沟中酸性火山岩地球化学

孟凡雪[1]，高 山[1,2]

（1. 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069;

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; ）

对内蒙宁城道虎沟组 31 件火山岩样品分析结果表明，除一件样品为流纹岩外，其均为安山岩和英安岩。其中 11 个火山岩样品属于高镁安山岩（Mg#>45）。在 SiO_2-（K_2O+Na_2O）%（TAS）分类图解中，道虎沟火山岩主要落在粗面安山岩和粗面岩区域内，部分落在玄武质粗面安山岩和粗面玄武岩区域。

道虎沟安山岩和英安岩主量元素方面表现为 SiO2=54.44-66.95%，Al2O3=14.90-17.46%，MgO=0.36-6.05%，Na_2O=3.84-5.84%，Na_2O/K_2O=1.37-2.68。微量和稀土元素方面表现为，轻稀土（LREE）富集，轻重稀土分异明显（La_N/Yb_N=12-50），基本无铕异常（Eu/Eu*=0.90-1.09），高 Sr（423-1489μg/g），Yb 和 Y 变化范围较大（Yb=0.74-2.43μg/g，Y=11-33μg/g），但高镁安山岩 Yb 和 Y 含量较低（Yb<1.6μg/g，Y<20μg/g），Sr/Y 较高（除一个样品外，其余样品 50-113），在微量元素蛛网图上表现出明显富集大离子亲石元素，且具有明显的 Nb、Ta 负异常和 Sr、Pb 正异常。道虎沟中酸性火山岩，特别是高镁安山岩表现出埃达克岩的地球化学特征，它们的形成时代（164~165Ma 左右；柳永清等，2004）和元素地球化学特征与辽西晚侏罗世兴隆沟组高镁埃达克岩和高镁安山岩（159Ma）相似，推测它们具有相同的成因，但深入研究还有待进行。

主要参考文献：

柳永清等. 内蒙古宁城盆地东南缘含道虎沟生物群岩石地层序列特征及时代归属. 地质通报, 2004,23(12):1180-1185.

黑龙江穆棱新生代玄武岩锆石巨晶的微量元素及 Hf 同位素研究

丘志力[1.3]，吴福元[2]，杨进辉[2]，李春艳[2]，王义杰[4]，
秦社彩[3]，林玮鹏[3]
（1. 浙江大学地球科学系，杭州 310027;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所，岩石圈演化国家重点实验室，北京 100029;
3. 中山大学地球科学系，广州 510275;
4. 黑龙江省地质矿产局，哈尔滨 150000)

穆棱古近纪(第三纪)碱性玄武岩位于郯庐断裂东北段分支敦化一密山深大断裂带的中北部，与吉林敦化、汪清、黑龙江镜泊湖、牡丹江等新生代火山岩一起分布于兴蒙造山带和太平洋板块俯冲带结合带上。区内新生代火山岩层可以划分为6个岩性层和3个火山喷发旋回,岩性包括气孔状杏仁状玄武岩，似层状玄武岩，斑杂状玄武岩和块状橄榄玄武岩，玄武岩具有斑状和显微间粒结构，斑晶主要为钛辉石和橄榄石，含量变化在5-30%，以0.3-0.5mm为主，其中橄榄石多已蚀变，伊丁石化和碳酸盐化明显，基质主要由微晶斜长石和板条状辉石组成，岩石化学分析显示其岩性为橄榄玄武岩，碱性橄榄玄武岩和碧玄岩，其中斑杂玄武岩中含有尖晶石二辉橄榄岩等地幔包体。斜长橄榄石石榴石单斜辉石岩包体（主要由普通辉石、镁铁榴石、透铁橄榄石及少量拉长石组成）中部分镁铝榴石已蚀变为绿泥石、拉长石、普通辉石和尖晶石等矿物，具有网脉充填构造，细脉沿包体矿物间隙及微裂隙分布。玄武岩及其风化物附近沟谷内的自然重砂含有刚玉、锆石、石榴石、尖晶石、辉石、橄榄石、铬铁矿、钛铁矿等矿物组合。研究的锆石巨晶来自玄武岩风化的冲积物。锆石巨晶透明-半透明为主,具亚金刚光泽, 颜色以褐红-浅褐红为主，形态呈柱状、不规则粒状或次棱角状、浑圆状、短四方双锥状, 完整晶形者约占1/5左右,表面常见熔蚀和(或)磨蚀现象，颗粒大小多在2-6mm左右。和其它产地相比，穆棱锆石巨晶的锥面相对发育，其中{211}单形和{110}是最发育的单形。阴极发光可见岩浆成因锆石常见的振荡生长环带。

本文利用电子探针激光烧蚀等离子质谱技术（LA-ICP－MS）及多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)分析了黑龙江穆棱新生代碱性玄武岩有关锆石巨晶主、微量元素及其Hf同位素组成。锆石电子探针分析其Zr/Hf比最高可达217，平均150，是目前东部沿海新生代玄武岩有关锆石巨晶的最高值，微量元素分析显示锆石微量元素有明显Ce正异常，富集重稀土和HFSE元素（Y平均660ppm）, 锆石Hf/Y比值大多小于15，Th/U除一个数据外，均小于1， Yb/Sm为21-59，和不同来源火成岩锆石相比，显示具有相同的成因来源，但微量元素特征具有非典型性。锆石$^{176}Hf/^{177}Hf$变化为0.283105±8-0.283151±7， $_{Hf}$变化在11.8±0.3－13.4±0.3之间，落在亏损地幔域范围内，其Hf同位素特征与中国东部海南文昌、福建明溪及山东昌乐等地新生代玄武岩的锆石巨晶相似。锆石包裹体中发现存在方解石和与CO2流体共生的镁铁矿包裹体。上述特征表明，穆棱锆石成因特征与一般正常岩浆成因及变质成因锆石不同，形成过程中物质来源于新的软流圈地幔，形成过程和岩石圈地幔的交代有关，源区可能存在近期的地壳物质的加入及流体交代。

冀北早中生代地幔岩的锆石年代学和 Hf 同位素研究及其对前中生代华北岩石圈地幔性质的限定

田 伟[1]，陈 斌[1]，刘超群[1]，张华锋[2]

（1. 北京大学地球与空间科学学院，100871；2. 中国地质大学（北京），100083）

华北克拉通是地球上最古老的克拉通之一，但是在中生代期间发生了强烈的构造岩浆活动和大规模的金属成矿作用。大量的岩石学和地球化学数据已经表明，在经历了侏罗-白垩纪的构造岩浆活动(燕山运动)之后，华北克拉通之下的古老岩石圈地幔发生了大规模减薄并不同程度地被年轻岩石圈地幔取代，这使得华北克拉通因此区别于地球上许多其它古老克拉通。华北岩石圈地幔在中生代构造-岩浆活动前后是如何演化的？早中生代和晚中生代岩石圈地幔的地球化学性质有何差异？这些问题的回答，对我们理解华北克拉通岩石圈地幔的置换和减薄过程及其与大规模中生代岩浆作用的关系至关重要。

本研究选择了冀北地区沿崇礼-承德大断裂分布的一系列幔源超镁铁质侵入体中的两个代表性岩体：位于赤城附近的小张家口岩体和位于承德附近的高寺台岩体，对其进行了系统的锆石 U-Pb、Hf 同位素测定。

采用离子探针（SHRIMP II）测得小张家口橄榄辉石岩中岩浆型锆石的年龄为 220±5Ma，而高寺台橄榄岩中岩浆型锆石的年龄为 228±4Ma。表明这些超镁铁质岩体的侵位时间为晚三叠世。在小张家口岩体中还发现了大量年龄为 491Ma 的锆石，这些锆石边缘有明显的熔蚀现象，并具有非常清楚的蝴蝶结构（Butterfly structure），显示出典型变质锆石的特征。在高寺台岩体中还发现了 430Ma、2000Ma 和 2500Ma 的三期锆石，均具有明显的熔蚀特征。上述具熔蚀特征锆石的发现表明华北岩石圈地幔在燕山运动之前就已经发生了一系列变化，这些变化主要是通过地壳（拆沉陆壳？或俯冲洋壳？）与岩石圈地幔的相互作用来完成的。

采用原位激光剥蚀方法测定了小张家口岩体锆石的 Hf 同位素，发现具熔蚀特征锆石（491Ma）的 Hf(t)在-8.58 ~ -1.14 之间，平均为-3.75；而岩浆型锆石（220Ma）的 Hf(t)在-2.90 ~ +1.66 之间，平均为-0.76。

年龄为 490Ma 的一组锆石的形成可能与早古生代北侧古蒙古洋的洋壳向华北俯冲有关。Hf 同位素的富集特征显示这一期岩浆可能是发育在华北克拉通上的大陆弧岩浆，这期锆石的熔蚀现象可能是大陆弧岩浆中的锆石与高温的岩石圈地幔相互作用造成的。年龄为 220Ma 的一组锆石应该代表上述超基性岩的侵位年龄，其 Hf 同位素接近原始地幔特征，表明其这组锆石的物质来源不可能来自具有富集特征的克拉通陆壳，而很可能来自稍富集的具有原始地幔特征的深部地幔流体。

承德地区～114Ma 大北沟组玄武岩地球化学及其对华北克拉通岩石圈地幔减薄作用的制约

汪方跃[1]，高 山[1,2]，牛宝贵[3]，张 宏[4]

(1. 西北大学地质系大陆动力学国家重点实验室，西安，710069;
2. 中国地质大学(武汉)，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. 中国地质科学研究院地质研究所，北京 100037;
4. 沈阳地质矿产研究所，沈阳，110032)

华北克拉通岩石圈减薄作用已成为近年来国内外研究的热点。该减薄事件普遍认为主要发生在中新生代。然而就减薄作用的确切时间、机制和时空分布范围仍存在很大争议。华北克拉通地幔包体广泛出现在新生代火山岩中，严格意义的华北克拉通中生代地幔橄榄岩包体仅零星出露在辽西阜新、鲁西和山东莱芜地区，因此地幔包体虽是研究华北克拉通岩石圈地幔减薄作用的最佳对象，但由于罕见中生代地幔包体样品，而受到一定程度限制。与此形成鲜明对照的是，不同时期中生代幔源玄武岩在华北克拉通均有分布，它们为研究华北克拉通岩石圈地幔减薄作用提供了另一种重要途径。前人地球化学研究研究已发现，华北克拉通玄武岩从中生代向新生代随时代变新，所指示的源区由古老富集型地幔向年轻亏损型软流圈地幔演化，这一变化主要发生在 120~100Ma 之间，指示了华北克拉通岩石圈地幔减薄作用主要发生在该时间段内。然而由于较少见界于该年龄段之间的玄武岩，对该时段内地幔源区的演化缺乏了解。

本研究对产于承德地区的大北沟组下部玄武岩开展了研究。大北沟组下部主要由安山岩和柱状节理橄榄玄武岩组成，中上部主要为安山岩。对玄武岩上覆安山岩采用 LA-ICPMS 获得其中谐和的火山锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 113.6±0.87Ma (2σ; MSWD=0.87, n=56)，该年龄可认为近似代表玄武岩的年龄。大北沟组玄武岩主要为粗面玄武岩，具有源区指示意义的 Nb/U 比值约为 30，界于亏损软流圈地幔和富集地幔之间。但其 Sr－Nd 同位素表现出富集地幔特征，$^{87}Sr/^{86}Sr$(120Ma)比值为 0.70358~00.70359，ε_{Nd}(120Ma)为-11。上述表明，微量元素方面年龄约 114Ma 的大北沟组玄武岩已表现出由富集地幔向亏损地幔的转变。

辽西北票推覆构造与“兴隆沟”火山岩成因

汪　洋 [1, 2]

(1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室, 广东广州, 510640;　2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京, 100083)

辽宁省北票市一带，是燕山带内最早识别出逆掩推覆断层的地点（翁文灏, 1928）。该地区出露有：中-新元古界碳酸盐岩、寒武-奥陶系灰岩、侏罗系火山岩、煤系和碎屑沉积岩。传统上侏罗系由老到新划分为：早侏罗世兴隆沟组火山岩、北票组煤系、中侏罗世蓝旗组、土城子组（辽宁省地质矿产局, 1989）。在传统的大地构造分区中属于辽西台陷的一部分。虽然翁文灏（1928）在北票地区识别出复杂的逆掩推覆断层系统，然而 20 世纪 60 年代完成的朝阳幅 1: 20 万地质图（辽宁省地质局区域地质测量队三分队, 1967）中，该区域内主要逆断层是在北票市南南天门附近通过的南天门逆冲断层，在该断层以北、以西，地层呈单斜展布。然而 Gao 等（2004）对“兴隆沟组”“下部”酸性火山岩的锆石 U-Pb 年龄测定结果为 159 Ma，

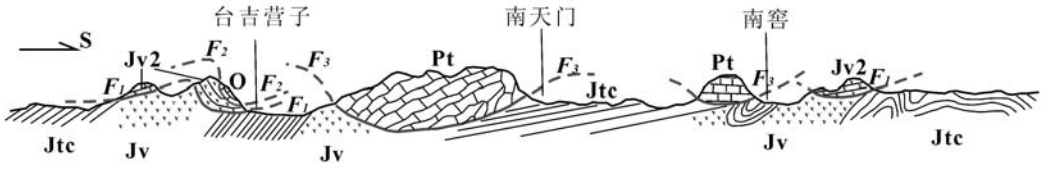


图 1　北票市一带构造解释剖面图

为中侏罗世，而其“上覆”北票组煤系地层的年代根据植物化石群属于早侏罗世（辽宁省地质矿产局, 1989）。这种新老地层的倒置关系表明对北票一带传统的地质构造解释是错误的。

本文作者的填图工作结果显示：传统上认为的北票一带出露的“兴隆沟组”火山岩与其南侧的中-新元古界碳酸盐岩之间不是角度不整合关系，而是断层接触关系，中-新元古界碳酸盐岩作为飞来峰覆于下伏中生代岩系之上。“兴隆沟组”不是单斜，而是已经历强烈构造变形的一套火山岩系，其时代为中侏罗世（Gao et al., 2004）。在北票市一带，原“兴隆沟组”强烈变形火山岩系与北票煤系（翁文灏, 1928 的下煤系）以及“土城子组”砂砾岩和部分“蓝旗组”火山岩一起组成了该地区出露的复杂逆掩推覆断层系统的最底部岩系，可能为原地系统；而在北票以西台吉营子村以北—大三家乡—兴隆沟村以西一线出露的劈理化酸性火山岩以及碎屑沉积岩系（翁文灏, 1928 的上煤系）实际上是一个褶皱了的推覆岩片的一部分（图 1 的 F1 断层上盘）。在 F1 断层上盘之上还发育一套由寒武-奥陶系灰岩组成的推覆岩片，也已经经历褶皱作用，但由于剥蚀作用，目前仅在台吉营子村北的尖山以东残留一小部分，在南窖一带的八家水库北也保留有寒武-奥陶系灰岩组成的推覆岩片残片（图 1 的 F2 断层上

本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40572128, 40376013, 40104003)成果.

盘)。在此岩片之上则是中-新元古界碳酸盐岩组成的推覆岩片（图 1 的 F3 断层上盘)。整体而言，北票市一带出露岩系分为四个层次，由下而上分别为：(1）强烈变形的早侏罗世北票煤系与中侏罗世火山岩系、砂砾岩；(2）劈理化酸性火山岩以及碎屑沉积岩系；(3）寒武-奥陶系灰岩；(4）中-新元古界碳酸盐岩。组成了复杂的逆掩推覆断层系统。这些推覆断层在其就位后不但经历了后期的（近）同应变方向的褶皱作用，而且还经历了后期近北东-南西方向的挤压褶皱作用，导致该逆掩推覆断层系统目前在平面上的倒“L”形态。

由于前人将“兴隆沟组”火山岩和出露于北票市以北今 101 国道沿线一带的“蓝旗组”火山岩错误地作为单斜岩层处理，而没有认识到这些岩石均已强烈变形，所以导致地层划分错误而未能正确识别逆掩推覆断层系统，从而严重低估了北票一带地质构造的复杂性。这进一步表明：燕山地区推覆断层的褶皱是普遍现象。这是区域规模韧性变形的直接体现；燕山地区晚中生代火山岩已卷入复杂的大规模逆掩推覆系统而被深埋，同时经历了透入性韧性变形；而推覆岩片中各时代岩系的强烈变形表明燕山中生代透入性变形的广泛性和普遍性。

本文作者在北票地区的地质填图和野外观察表明，该地区出露的“兴隆沟组”根本不是单斜地层，而是一套经历了强烈变形的火山岩系，已经历低级变质作用的改造，不是所谓“蚀变”。前人划分出来的“火山集块岩”、“火山角砾岩”实际上是火山岩经历强烈变形后形成的构造岩。同时，在三宝四坑剖面南侧（“底部”)，火山岩系与中元古代蓟县系杨庄组的接触关系根本不是所谓的“角度不整合”，在此根本见不到“角度不整合”的重要标志——底砾岩；而且出露于最底部的火山岩中劈理发育，且被碳酸盐岩脉充填。因此，三宝四坑剖面“兴隆沟组”火山岩与中元古代蓟县系杨庄组之间是断层接触。在兴隆沟村以东的台吉四坑“兴隆沟组”露头处，可见火山岩强烈褶皱，劈理发育。同时可见蓝灰色致密火成岩侵入强烈褶皱的气孔杏仁火山岩之中。例如：在兴隆沟村东约 1 km 处，通往北票市的新公路南涵洞边，可见岩株侵入于褶皱的气孔杏仁火山岩（图 2)。综合上述，北票地区的“兴隆沟组”已经不是火山沉积地层单元，不能按照传统的地层来填绘地质图和测制剖面，计算其地层厚度也毫无意义。传统上的“兴隆沟组”火山岩，实质上是一套强烈变形并变质的火山岩，而又被后期岩株侵入；两套不同的岩浆岩具有明确的时代先后关系。

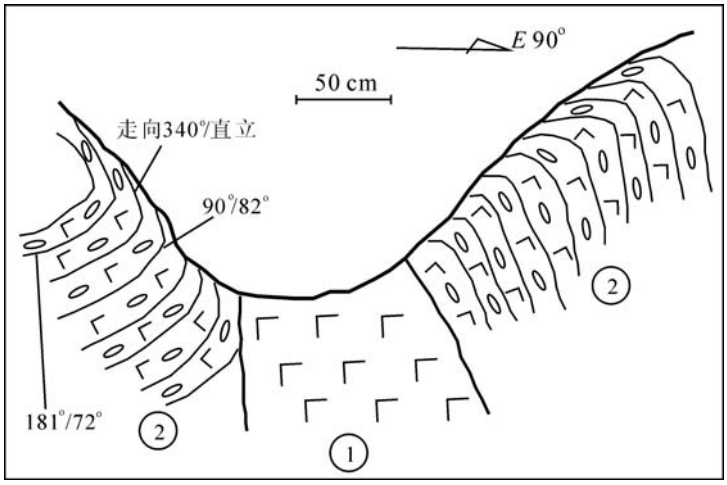


图 3.1 辽宁北票兴隆沟村东“兴隆沟组”火山岩中岩株侵入关系素描图

1—岩株（第一组)，2—褶皱的气孔杏仁状火山岩（第二组）

根据元素地球化学特征，所有“兴隆沟”火山岩分析数据可分为两组：其一为低钾（K_2O<2%)、高镁（Mg# >60)、高钙（>5.15%)、高烧失量（>2%，多数>3%)、高 Sr/Y 比

值（>60）、高 Cs（>20 ppm）和低 Li（<11 ppm）；另一组相对高钾（多数 K_2O>2%）、低镁（多数 Mg# <60）、低钙（多数<4%）、低烧失量（多数<2%），Sr/Y 比值相对低（多数<60）、低 Cs（<10 ppm）和高 Li（>11 ppm）。其中尤其以 Cs、Li 含量的差异为判别性指标。第一组（XL-03）的锆石 U-Pb 年龄为 144 Ma，而第二组（XL-31、XL-34）的锆石 U-Pb 年龄为 159 Ma（Gao et al., 2004）。结合野外观察本文作者认为第二组样品属于原所谓“兴隆沟组”火山岩的主体，而第一组样品来自侵位于强烈变形的第二组火山岩中的浅成侵入体。

根据 Cr 对 K_2O、CaO、MgO、CaO/Al_2O_3、Cs、Li 以及 $^{143}Nd/^{144}Nd(t)$、$^{87}Sr/^{86}Sr(t)$关系图，可以清晰地看出北票地区“兴隆沟”火成岩中第一组与第二组之间不存在演化关系，不能混为一谈。另外，虽然两组火山岩均含有继承锆石，但是第一组火山岩（XL-03）中含有年龄~785 Ma 的继承锆石，这是第二组火山岩所没有的特征（Gao et al, 2004）。北票兴隆沟两组火山岩的 Rb、Cs 含量之间没有相关关系。虽然第一组岩石的 Cs/Rb 比值大，但并不保持固定比率，而是有相当大的变化范围。Seyfried 等(1998)在 350°C 和 500 bar 条件下的实验表明，在 Na-Ca-K-Cl 流体的水热蚀变作用下玄武岩 Cs/Rb 比值不发生改变。所以，北票兴隆沟两组火山岩 Cs、Li 含量的差异不是蚀变所至，而是其原始特征。

根据第一组火成岩的岩石地球化学特征，本文作者认为其形成于富水条件高压下的部分熔融作用。理由如下：(i)第一组英安质火成岩的高 Sr 低 Y、HREE 的特征表明其形成于石榴子石矿物相稳定而斜长石矿物相不稳定的温压条件（Defant and Drummond, 1990; Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995）；(ii) 该火成岩的高 Mg#（> 60）、Na_2O、CaO、Cs 和低 Li 特征与富水条件下岩石部分熔融产物的地球化学特征完全相同（Bebout, 1996; Myers and Johnson, 1996; Hirose, 1997）。考虑到其富水特征，根据饱和水的安山岩相图（Green, 1982），可以推断该英安岩的深部岩浆演化区域的相组合是石榴子石+辉石+角闪石+液相+黑云母/蓝晶石（压力小于或大于~1.7 GPa）± 石英（温度大于或小于 700 °C）；对应的压力为 1.25 ~ 2.1 GPa。根据北票“兴隆沟” 第一组英安岩的 Nd 同位素特征，以及微量元素蛛网图中明显的 Pb 峰，可以推测该英安岩来源于混合了富集 Th、U 和高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值沉积物的洋壳玄武岩。有明确的矿物学证据表明该英安岩（如：XL-03 样品）经历过基性物质混合作用（Gao et al., 2004）；但该英安岩的 Cr（< 200 ppm）、Ni（< 120 ppm）、V、Co 含量并不高。我们认为，采用俯冲洋壳玄武岩和沉积物在含水高压下部分熔融，同时英安质岩浆在岩浆房中又经历了后期注入的基性岩浆的混合来解释其成因是合理的。其含有太古宙、新元古代和早中生代继承锆石的特征，本文作者认为除地壳混染所至而外，~785 Ma 的继承锆石可能来自随洋壳一起深俯冲的沉积物；即具有~785 Ma 年龄的继承锆石其物源可能来自日本或华南，其沉积于古太平洋板块之上，沉积物随海洋板块的斜向俯冲而进入华北“克拉通”北部之下，在后期的板片熔融中随熔体一起交代地幔楔，最终形成埃达克岩。综上，北票“兴隆沟”144 Ma 的第一组火山岩的形成与板块俯冲作用直接相关。

北票“兴隆沟”第二组火山岩在 Harker 图解中表现出明显的演化趋势。其中 SiO_2、K_2O、Ba、$(La/Yb)_N$、$(Gd/Yb)_N$ 比值随岩浆的演化而增加，K_2O 在演化初始阶段的增加趋势尤为明显，暗示该套岩浆的钾质富集与岩浆演化过程密切相关。而 MgO、Ni、TFeO、CaO、CaO/Al_2O_3 比值以及 Y 随岩浆演化明显降低，表明辉石和石榴子石的结晶分离。该套岩浆 Sr 含量和 Sr/Y 比值在演化的初始阶段表现为增加而后期降低，暗示岩浆演化前期缺乏而后期存在含 Sr 矿

物相的分离作用。注意到 P_2O_5 在演化前期变化不大而后期明显降低，推断后期磷灰石的分离是导致 Sr 含量波动变化的原因。在 Cr 含量为 140~160 ppm 左右，有 2~3 个数据的 Sr、P_2O_5、Al_2O_3 含量和 Sr/Y 比值明显高出演化趋势线，而且其 Na_2O 偏高而 K_2O 偏低；这应该是由于其含有磷灰石和斜长石堆晶所致。岩浆演化趋势中 TiO_2 和 Nb 的降低与金红石相的存在有关。该套岩浆 $^{143}Nd/^{144}Nd(t)$值随岩浆演化线性降低、$^{87}Sr/^{86}Sr(t)$值增高的趋势表明，演化过程中存在低 $^{143}Nd/^{144}Nd$、高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 物质对岩浆的混染。Meen（1990）的研究表明，在高压下玄武岩浆中橄榄石的首晶区明显减小，结晶作用开始时，辉石与橄榄石就处于共结关系，导致 K_2O 的富集，而 SiO_2 的富集作用并不明显，在 SiO_2-K_2O 图中出现 K_2O 相对 SiO_2 的陡斜率。综上，本文认为：以具很高 Cr（402 ppm）、Ni（311 ppm）含量的 XL-15 为代表的初始（低钾）岩浆在高压（> 1.5 GPa）下经历分离结晶、混染等 MASH 过程，形成“兴隆沟”第二组相对富钾、高 Sr/Y 比值的具有埃达克岩地球化学特征的高钾钙碱性火山岩。

本文作者对北票地区的填图工作揭示了该地区晚中生代复杂的地质演化历史，这又导致对“兴隆沟”火山岩野外实际产状的正确厘定和岩石成因的重新解释。结果表明原所谓“兴隆沟组”的主体是一套经历强烈变形和低级变质作用的高钾钙碱性火山岩（不一定高镁），具有埃达克岩地球化学特征，而年龄为 144 Ma 的高镁英安岩是富水源区部分熔融的产物。所以，北票“兴隆沟” 火山岩不是华北“克拉通”下地壳拆沉后部分熔融的产物。

辽南中生代晚期和古近纪玄武岩及深源捕虏晶
——对岩石圈地幔性质及深部作用过程的制约

王 微，许文良，纪伟强，杨德彬，裴福萍
（吉林大学地球科学学院, 长春 130026）

华北克拉通东部中生代岩石圈地幔的特征与岩石圈减薄机制是近年来地学领域研究的热点问题，但对新生代早期岩石圈地幔的演化讨论较少。华北克拉通东部辽南地区中生代晚期和新生代早期玄武岩及其中深源捕虏晶的存在为我们了解华北克拉通东部中生代晚期—新生代早期的岩石圈演化提供了可能。辽南地区出露的玄武岩主要包括 3 个地方，即曲家屯玄武岩、乱石山子玄武岩和菜园子玄武岩。对其进行的 K-Ar 定年结果表明，曲家屯玄武岩形成于晚白垩世，K-Ar 年龄为 81.58±2.46Ma；乱石山子玄武岩和菜园子玄武岩形成于古近纪，前者 K-Ar 年龄为 58.36±1.64Ma（王微等，2006），后者 K-Ar 年龄为 36.33±0.97 Ma 和 39.34±1.27Ma。玄武岩的岩石地球化学分析结果表明：1）它们均属于碱性系列，为碱性玄武岩。菜园子玄武岩 SiO_2、MgO 含量低于乱石山子玄武岩，高于曲家屯玄武岩，Al_2O_3、CaO 含量高于乱石山子玄武岩，低于曲家屯玄武岩，与乱石山子玄武岩和曲家屯玄武岩相比，菜园子玄武岩 K_2O 含量偏高，而 TiO_2、MnO、Na_2O 含量偏低，三者均具有原始岩浆的特征；2）三者具有相似的稀土元素和微量元素配分型式，以相对富含轻稀土元素、贫重稀土元素的右倾斜型和相对富集大离子亲石元素（Rb、Sr、Ba、U、Th）、亏损高场强元素（Zr、Hf）为特征；3）三者具有相似的 Sr-Nd 同位素组成，Isr 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$值分别介于 0.7039～0.70516 和+0.22～+3.69 之间，反映了亏损的岩石圈地幔特征。本区玄武岩含有丰富的橄榄石、单斜辉石和角闪石捕虏晶。橄榄石捕虏晶环状裂隙和扭折带发育，且具有明显的成分环带。菜园子玄武岩中橄榄石捕虏晶自核至边 $Mg^{\#}$值逐渐降低（核部 $Mg^{\#}$值介于 88.7～94.3 之间，边部 $Mg^{\#}$值介于 76.6～77.8 之间），核部与新生代玄武岩地幔橄榄岩包体中橄榄石的成分类似，边部与玄武岩中橄榄石斑晶成分相当，上述特征反映了地幔物质与熔体反映的结果，其边部与寄主岩浆达到了平衡；单斜辉石捕虏晶为透辉石，具有反环带结构，核部具有较高的 FeO、MnO、Na_2O、Al_2O_3 含量，反映了壳源成因；幔部 MgO、Cr_2O_3 含量明显升高，反映了壳源物质与软流圈物质反应的结果；向边部 MgO、Cr_2O_3 含量逐渐降低，FeO、MnO、Na_2O、Al_2O_3 含量逐渐升高，暗示与寄主岩浆反应的效应。乱石山子玄武岩中橄榄石捕虏晶的 $Mg^{\#}$值（核部 $Mg^{\#}$值介于 79.5～88.5 之间，边部 $Mg^{\#}$值介于 75.6～79.6 之间）较曲家屯玄武岩中橄榄石捕虏晶 $Mg^{\#}$值（核部 $Mg^{\#}$值介于 77.0～79.8 之间，边部 $Mg^{\#}$值介于 74.4）偏高；单斜辉石捕虏晶为透辉石，其成分变化与橄榄石类似；乱石山子和曲家屯玄武岩橄榄石和单斜辉石捕虏晶的核部成分与中国东部新生代玄武岩中辉石岩包体中同类矿物化学组成相类似，反映了地幔上部和顶部岩浆底侵作用的存在，其边部成分与玄武岩斑晶成分相当说明与寄主岩浆反应达到了平衡。

综合上述研究，可以认为晚白垩世和古近纪华北克拉通东部岩石圈地幔具有亏损性质，但岩浆形成过程中应有陆壳物质涉入。环带状橄榄石捕虏晶的存在反映了中、新生代岩石圈地幔橄榄岩和辉石岩与熔体之间反应的存在，这可能是新生代岩石圈地幔减薄的一种重要机制。乱石山子玄武岩和曲家屯玄武岩捕虏晶的来源深度和成分特征暗示在壳幔附近存在地幔更早期岩浆堆晶体，它们代表了新增生的岩石圈地幔，暗示在晚白垩世之前，本区可能存在一次重要的岩浆底侵事件。菜园子玄武岩中反环带单斜辉石捕虏晶的存在以及玄武岩中 Zr、Hf 的相对亏损，暗示壳源物质在演化形成过程中的涉入，以及壳源物质与软流圈地幔物质相互作用的存在和新生代早期可能存在岩石圈底部的拆沉作用，这种认识与利用玄武岩主要元素反演所得到的岩浆源区变化是相吻合的（许文良等，2000）。

岩石圈中水分布的时空不均一性：来自汉诺坝和女山深源岩石的信息

夏群科，杨晓志，郝艳涛

（中国科学院壳幔物质与环境实验室，
中国科技大学地球和空间科学学院，合肥，230026）

岩石圈中水的分布是研究地球不同层圈中水的含量、分布和演化的重要组成部分。岩石圈的主要组成矿物(橄榄石、辉石、长石)都是名义上的无水矿物，但是这些矿物中都含有以缺陷形式存在的 OH/H2O，构成了岩石圈中最重要的水库。

通过对于来自河北汉诺坝和安徽女山新生代玄武岩中的下地壳麻粒岩矿物和上地幔橄榄岩矿物的系统的微区红外光谱分析，我们发现岩石圈中水的分布可能具有时间上和空间上的不均一性：

太古代－早元古代与中生代下地壳的差异。太古代－早元古代形成的女山新生代玄武岩中的捕虏体麻粒岩具有和汉诺坝太古代地体麻粒岩相似的水含量范围，但明显高于汉诺坝中生代形成的捕虏体麻粒岩。由此看来，早期(太古代－早元古代)下地壳的水含量要比中生代形成的下地壳高得多。这可能暗示了早期地壳处于较高的水活度体系中，高水活度体系可能与地球早期强烈的地幔去气作用有关，也可能同地球早期新生洋壳俯冲过程(最终可能参与地壳的形成)中释放出来的水有关。

岩石圈垂向上的不均一性。汉诺坝橄榄岩中单斜辉石的水含量为 48~152ppm，斜方辉石水含量为 20~55ppm；而共存的来自下地壳的二辉麻粒岩中单斜辉石和斜方辉石的水含量要高得多，分别为 279~1223ppm 和 55~228ppm。女山的情况也是如此，橄榄岩中单斜辉石的水含量为 6~356ppm，斜方辉石水含量为 6~139ppm；而共存的来自下地壳的二辉麻粒岩中单斜辉石和斜方辉石的水含量分别为 200~2330ppm 和 140~1270ppm。这些数据直观地显示，大陆下地壳具有比岩石圈地幔高得多的水含量，也就是说，大陆岩石圈的水含量存在垂向不均一性。下地壳麻粒岩和上地幔橄榄岩水含量的差异可能与橄榄岩是熔融残余而麻粒岩的原岩是固结的熔体有关。下地壳水含量高说明其更“软”更“轻”，这一方面有助于保持岩石圈结构的稳定，另一方面暗示壳幔界面是个力学上可以“解耦”的部位，在此可以发生下地壳和上地幔的相对滑移。

岩石圈横向上的不均一性。Bell and Rossman(1992)报道了 3 个来自新生代碱性玄武岩的尖晶石二辉橄榄岩和 3 个来自古生代金伯利岩的石榴石二辉橄榄岩红外光谱分析结果，单斜辉石水含量为 150-600ppm，斜方辉石水含量为 50-400ppm。Peslier et al. (2002)报道了美国 Simcoe 和 Mexico 两个地区尖晶石二辉橄榄岩中辉石的数据，单斜辉石水含量为 140-528ppm，斜方辉石水含量为 39-265ppm。女山橄榄岩包体的研究结果为，单斜辉石水含量为 6~356ppm，斜方辉石水含量 6~139ppm。汉诺坝橄榄岩中单斜辉石水含量为 48~152ppm，斜方辉石水含量为 20~55ppm。这些来自不同地区的包体的含水性的差异表明，岩石圈地幔中水的分布具有横向的大尺度不均一性。以下因素可以造成水的不均一分布：(1)原始水含量的不均一性，包括同一时代空间上的不均一性和不同时代地幔水含量的差异；(2)部分熔融程度的不同；(3)源区是否经历了流体交代以及交代程度的差异。

华夏地块东部基底及其晚中生代大规模改造

徐夕生[1,2]，O'Reilly S. Y.[2]，Griffin W. L.[2]，王孝磊[1,2]，贺振宇[1]

（1. 南京大学成矿作用研究国家重点实验室, 南京 210093;
2. *GEMOC National Key Centre, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia*）

前寒武纪地壳基底的形成和演化, 对建立地质框架、认识显生宙岩浆作用和成矿作用等有重要意义. 华南的地质构造演化历史较为复杂, 它包括两个主要的前寒武纪陆块：即以一系列的深大断裂带为边界, 位于西北部的扬子地块和位于东南部的华夏地块.

20 世纪 90 年代, 在华夏地块东部发现了早元古代高级区域变质岩, 如浙西南的八都群和闽西北的麻源群 (胡雄健等, 1991a, 1991b; 甘晓春等, 1993; Zhao et al., 1995; Li et al., 1998; Zhao, 1999). 八都群由长英质片麻岩、混合岩和上部地壳岩石组成, 八都群中角闪岩及其相关变质火山岩的 Sm-Nd 全岩同位素年龄为 2014±43 Ma (李曙光等, 1996), 长英质片麻岩和混合岩的锆石 U-Pb 年龄为 1.7-1.9 Ga (甘晓春等, 1995), 同构造花岗岩如淡竹岩体和李庄岩体也给出了相近的锆石 U-Pb 年龄 1.7-1.9 Ga (胡雄健等, 1991a, 1991b; 甘晓春等, 1995). 显然, 大约在 1.8 Ga 八都群经历了广泛的角闪岩相顶部变质作用、重熔作用.

闽西北的麻源群由长英质副片麻岩、泥质片岩、绿片岩、角闪岩及其相关的变质火山岩组成. 袁忠信等 (1991) 得到的角闪岩和相关变质火山岩的全岩 Sm-Nd 法年龄为 2116±22 Ma. 而变质角斑岩的传统分析法锆石 U-Pb 年龄为 1438±41 Ma (甘晓春等, 1993), 角闪岩的 Sm-Nd 全岩等时线年龄为 1376±82 Ma 和 1347±39 Ma (胡雄健等, 1991a, 1991b; Zhou, 1997). Li et al. (1998) 通过锆石 SHRIMP U-Pb 定年得到的麻源群角闪岩年龄为 1766±19 Ma, 它被解释为原岩的年龄。

本次研究样品为采集于浙南全长 388 公里的瓯江砂样, 包括瓯江源头龙泉（近八都群）和温州瓯江口样品。进行了 260 颗锆石全部的的 BSE 图像、电子探针主量元素成分分析、LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年和 LA-MC-ICPMS 锆石 Hf 同位素分析。每个砂样均显示一群年轻的锆石 （100-135 Ma）具很谐和的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 和 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄, 每个砂样同时均显示一群老的碎屑锆石具谐和或不谐和的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 和 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄. 结合 $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ 和 εHf 值，每个砂样都有一组在 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 和 $^{206}Pb/^{238}U$ 谐和图上线性相关程度很高的锆石，并都显示约 1850 Ma 的上交点年龄和约 130 Ma 的下交点年龄。显然，下交点年龄与年轻的谐和锆石群的年龄是一致的。因此, 华夏地块东部基底最重要的地壳形成事件发生在早元古代, 大规模的改造作用发生在侏罗纪－白垩纪。

华北克拉通东部中生代早期陆壳加厚过程
——来自扬子克拉通俯冲的证据

许文良，杨德彬，王清海，裴福萍，纪伟强

（吉林大学地球科学学院，长春 130061）

位于华北克拉通东部徐淮地区中生代高镁闪长岩中榴辉岩包体的发现及其年代学和地球化学研究已经表明，华北克拉通东部中生代早期曾发生过一次重要的陆壳加厚过程（许文良等，2002；Xu et al.，2006a），加厚陆壳的拆沉、熔融以及与岩石圈地幔的相互作用形成了具有 adakite 特征的早白垩世侵入岩（Xu et al.，2006b）。榴辉岩相变质作用的时间与大别-苏鲁超高压变质作用的时间相吻合，表明华北克拉通东部陆壳加厚过程应与扬子克拉通的俯冲有关。但缺乏扬子克拉通存在的关键证据。最近对采自斑井岩体中石榴辉石岩（X603）锆石的 SHRIMP U-Pb 定年结果表明，12 个定年结果除存在 2513±7Ma（Th/U 比值为 0.09）、2076±26Ma（Th/U 比值为 0.87）、1689±70Ma（Th/U 比值为 1.06）和 1682±16Ma（Th/U 比值为 0.01）年龄外，还存在 6 个 816±5Ma—678±8Ma 的年龄值（Th/U 比值介于 0.52—2.22 之间）和两个 132±2.1Ma（Th/U 比值为 0.10）、130.4±4.3Ma（Th/U 比值为 0.38）的年龄值。新太古代和古元古代年龄的锆石呈独立颗粒或继承核存在，132±2.1Ma 和 130.4±4.3Ma 年龄的测点位于 1682±16Ma（核部）的生长边，显示典型的岩浆生长环带，与其寄主岩的年龄相当（Xu et al.，2004）。新元古代 6 个年龄的加权平均值为 760±61Ma，如果利用年龄误差较小的 4 年龄值（715±21Ma—758±17Ma）进行加权平均，其年龄为 747±23Ma。新元古代年龄锆石呈独立颗粒存在，其阴极发光图像（CL）显示典型的核边结构，核部具有典型的岩浆生长环带，边部显示没有内部结构的变质增生边，前者暗示继承锆石的岩浆成因，较高的 Th/U 比值也证明了这一点。这与扬子克拉通的典型特征——存在新元古代岩浆作用相吻合（Zheng et al.，2006）。因此，在徐淮地区中生代高 Mg 闪长岩中石榴辉石岩包体新元古代年龄岩浆成因锆石的发现，进一步证明了华北克拉通东部陆壳加厚过程应是扬子克拉通俯冲的结果。这与蚌埠隆起区中生代花岗岩中继承锆石所显示的扬子克拉通俯冲于华北克拉通之下的结果相吻合（Xu et al al.，2005；杨德彬等，2005）。需要说明的是，我们认为这一俯冲来自华北克拉通的东部（Xu et al al.，2004）。

主要参考文献：

许文良等，2002，科学通报，47，618-622.

杨德彬等，2005，地球化学，34，443-454.

Xu et al.，2004，Acta Geologica Sinica，78，96-106.

Xu et al.，2005，Science in China (D series), 48, 185-191.

Xu et al.，2006a，J. Asian Earth Sci., 27，230-240.

Xu et al.，2006b，Geology，34(9),721-724.

Zheng et al.，2006, Chem. Geol., 231, 135-158.

东北镜泊湖新生代玄武岩：残留富集岩石圈地幔的痕迹

闫 峻[1]，赵建新[2]

(1. 合肥工业大学资源与环境工程学院;
2. 澳大利亚昆士兰大学放射性同位素实验室)

中国东北镜泊湖地区位于中亚造山带的东南端，以 Xilamulun 河断裂和 Suolun 缝合带为界和华北克拉通分来，属于长白山火山岩带的一部分。该地区从古新世至全新世都广泛发育以玄武岩为主的火山活动。本次工作选择镜泊湖地区含有地幔橄榄岩包体的 23 件中新世至全新世玄武岩，进行系统的主量元素、微量元素以及 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究。结果表明，样品的 SiO_2 值在 45.4~50.0 wt%之间，（Na_2O+K_2O）为 4.2~8.1 wt%，在 TAS 图上投入到碱性玄武岩区域，所有样品都表现出高 MgO（6.2~9.5wt%，平均 8.5wt%），相应地高 Mg#值（65～69），表明岩浆在岩浆房和上升过程中没有经历显著的结晶分异。但样品的 Cr 和 Ni 含量分别为 176～278ppm 和 133～191ppm，低于与橄榄岩地幔平衡的原始岩浆（Cr＞300ppm，Ni＞235ppm），且全新世样品的 MgO 和 Cr、Ni 之间显著正相关，说明岩浆经历了 5～10％橄榄石的结晶分异（Sato, 1977）。样品富集 LREE，其$(La/Yb)_N$ 为 15.6~27.8，类似 OIB 的特征。在微量元素标准化图上，样品显示出 Th、Nb-Ta 和 Pb 的正异常和 U、Ti 的负异常，类似于五大连池全新世钾质火山岩（Zhang et al., 1995；作者未发表数据）。镜泊湖碱性玄武岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7039~0.7046，ε_{Nd} 为 1.3~6.0，其变化范围和宽甸、汉诺坝新生代碱性玄武岩基本一致（Song et al., 1990；Zhi et al., 1990；Basu, et al., 1991），都表现出亏损的同位素特征。样品的 Pb 同位素组成较为均一，其 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值为 17.535~7.942、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 为 15.454~15.541、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 为 37.715~38.068，在 Pb 同位素相关图上落在 NHRL 的上方以及 Geochron 线上，与宽甸玄武岩的 Pb 同位素组成基本一致（Basu, et al., 1991）。

镜泊湖玄武岩富集 LREE、Th、Nb-Ta 和 Pb，具有类似 OIB 的微量元素特征，其 Nb/U、La/Nb 和 Ba/Nb 比值（Nb/U＝40.7~56.5；La/Nb＝0.60~0.72；Ba/Nb＝7.7~12.0）与 OIB 十分一致（Hoffmann, 1988），Sr-Nd 同位素组成表现出亏损的特征，与 OIB 相比，放射性成因 Pb 同位素组成较低。这些特征一方面表明形成镜泊湖玄武岩的岩浆起源于亏损的地幔源区，地壳物质和以五大连池钾质火山岩所代表的 Sr-Nd 组成富集的岩石圈地幔的贡献均不显著；另一方面表明原始岩浆也不完全是亏损地幔的物质组成，虽然小比例部分熔融可以从同位素亏损的地幔源区产生 LREE、Th 富集的岩浆，但却产生不了 Nb、Pb 正异常，U、Ti 负异常以及较低的 Pb 同位素组成，明显地指示了必然有另一端员组分的参与。五大连池钾质火山岩代表了交代富集的岩石圈地幔的地球化学特征，表现出富集的 Sr-Nd 同位素组成、低 Pb 同位素组成、Nd 和 Pb 正异常以及 U 和 Ti 负异常，其 Ce/Pb 比值和镜泊湖玄武岩基本一致，都低于 OIB 稳定的比值范围（Zhang et al., 1995；作者未发表数据），确切地反映了类似形成五大连池火山岩的源区是另一种端员组分。因此，富集岩石圈地幔物质在镜泊湖碱性玄武岩的形成过程中有一定的物质贡献，虽然微弱，但可分辨。

和中国东部其它地区新生代玄武岩中地幔橄榄岩包体一样，镜泊湖碱性玄武岩中尖晶石二辉橄榄岩也具有玄武质组分饱满的性质，具有“新生”的特征，不同于五大连池火山岩所代表的富集岩石圈地幔，表明华北地块东部的岩石圈的减薄和置换事件在镜泊湖地区同样地发生了，但是减薄和置换发生的时间和范围却和华北地块东部有所不同。华北地块东起地块边缘，西至汉诺坝－大同都自先而后地发生了减薄事件，但是中亚造山带东部在纬度上和汉诺坝－大同一致的五大连池地区在全新世依然存在富集的岩石圈地幔，且岩石圈厚度在 120km 左右（Zhang et al., 1995），没有明确岩石圈减薄的证据。但其以东的镜泊湖地区以及东北的 Sikhote-Alin 和 Sakhalin 地区的新生代玄武岩研究表明，在这一带岩石圈确已发生了减薄（Okamura et al., 2005），Okamura et al.（2005）提出太平洋板块的俯冲、日本海弧后拉张的动力学机制来解释。时空上，中亚造山带东部和华北地块东部岩石圈演化的动力学过程有一定的差异。另外，中国东部富集的岩石圈地幔在新生代玄武岩的地球化学特征上已经很少有所反映，但在镜泊湖玄武岩的 Ce/Pb 比值和 Pb 同位素组成上却留下了富集岩石圈地幔的痕迹。可以说，造成中国东部新生代玄武岩在 Pb 同位素组成上具有区域性规律（Chung, 1999; Zou et al., 2000）的原因就是残留的富集岩石圈地幔物质进入了玄武岩浆。

参考文献：

Basu, A.R., Wang, J.W., Huang, W.K., Xie, G.H., Tatsumoto, M., 1991. Major Element, Ree, and Pb, Nd and Sr Isotopic Geochemistry of Cenozoic Volcanic-Rocks of Eastern China - Implications for Their Origin from Suboceanic-Type Mantle Reservoirs. Earth and Planetary Science Letters 105, 149-169.

Chung, S.L., 1999. Trace element and isotope characteristics of Cenozoic basalts around the Tanlu fault with implications for the eastern plate boundary between North and South China. Journal of Geology 107, 301-312.

Hart, S.R., Davis, K.E., 1978. Nichel partitioning between olivine and silicate melt. Earth and Planetary Science Letters 40, 203-219.

Hofman, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 90, 297-314.

Okamura, S., Arculus, R.J., Martynov, Y.A., 2005. Cenozoic magmatism of the north-eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere. Journal of Petrology 46, 221-253.

Sato, H., 1977. Nickel content of basaltic magmas, identification of primary magma and a measure of the degree of olivine fractionation. Lithos 10, 113-120.

Song, Y., Frey, F.A., Zhi, X., 1990. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle. Chemical Geology 85, 35-52.

Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R.N., Thirlwall, M.F., Menzies, M.A., 1995. Potassic Volcanic-Rocks in Ne China - Geochemical Constraints on Mantle Source and Magma Genesis. Journal of Petrology 36, 1275-1303.

Zhi, X., Song, Y., Frey, F.A., Feng, J., Zhai, M., 1990. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkali and tholeiitic basalt. Chenical Geology 88, 1-33.

Zou, H.B., Zindler, A., Xu, X.S., Qi Q., 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and. Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE Cha: Mantle sources, regional variations and tectonic significance. Chemical Geology 171, 33-47.

蚌埠隆起区中生代花岗岩的地球化学特征：对岩浆源区性质的制约

杨德彬，许文良，王清海，裴福萍，纪伟强

(吉林大学地球科学学院，长春 130061)

蚌埠隆起位于华北克拉通东南部边缘，东邻郯庐断裂带，南邻大别造山带北部的合肥盆地，总体呈东西向带状展布。区内主要出露有古元古代五河杂岩（许文良等，2006）和各种类型的花岗质岩石，包括片麻状含石榴石黑云母花岗岩、弱片麻状花岗闪长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩。最新的锆石 U-Pb 定年结果表明，除位于蚌埠隆起东部的钾长花岗岩（包括磨盘山和庄子里）形成于古元古代（$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄分别为 2091Ma 和 2196Ma）外，其余均形成于中生代，依据具体定年结果可将其划分为 3 期：即晚侏罗世早期（160Ma）——荆山片麻状花岗岩（邱瑞龙等，1999；许文良等，2004）；早白垩世早期（130Ma）——淮光花岗闪长岩和女山、西庐山花岗岩（靳克等，2003；杨德彬等，2005）；早白垩世晚期（110Ma 左右）——曹山二长花岗岩（杨德彬等，2005）。

荆山岩体位于蚌埠隆起的最西部，主要由石榴石黑云母花岗岩组成，岩体中发育有晚期的岩脉。淮光岩体位于蚌埠隆起的中部，主要由弱片麻状花岗闪长岩组成，晚期的基性脉岩发育。西庐山岩体位于蚌埠隆起的中南部边缘，岩体主要由巨斑含黑云母花岗岩组成，斑晶为钾长石，晚期的花岗细晶岩脉发育。女山岩体位于蚌埠隆起最东部，靠近郯庐断裂带，岩体主要由巨斑含黑云母花岗岩组成，斑晶为钾长石。曹山岩体位于蚌埠隆起区的中部，主要由二长花岗岩组成，具中粗粒花岗质结构。这些花岗质岩体侵入的围岩为古元古代五河杂岩，岩体与围岩具有明显的侵入接触关系。

中生代花岗岩的岩石地球化学特征显示，它们为弱过铝质型岩石，其 A/CNK 值介于 0.96 ~ 1.06 之间。在 K_2O-Na_2O 图解上，样品全部落于 I 型花岗岩区域。

稀土元素（REE）球粒陨石标准化配分曲线显示，中生代花岗岩具有两种类型：即以晚侏罗世早期荆山花岗岩和早白垩世早期女山花岗岩为代表的，显示明显的 Eu 的正异常和“U”字型的 REE 配分型式，具有高分异花岗岩特征的一类；和以早白垩世早期和晚期淮光、西庐山和曹山花岗岩为代表的、基本上无 Eu 异常、轻稀土相对富集、重稀土相对亏损右倾斜型的一类。

中生代花岗岩的微量元素原始地幔标准化蛛网图与 REE 显示出类似的特征——即具有两种配分型式，一是以晚侏罗世早期荆山花岗岩和早白垩世早期女山花岗岩为代表，显示出 U、Sr、Zr、Hf、Eu、Y 明显的正异常；二是以早白垩世早期和晚期淮光、西庐山和曹山花岗岩为代表，显示强烈的 Nb、Ta 亏损。

Sr-Nd-Pb 同位素组成显示，中生代花岗岩明显可以分为三组：一组以早白垩世早期女山花岗岩为代表，显示出相对于中生代其它岩石都高的 Isr 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$值以及高放射性成因铅的特征（Isr＝0.7110，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝-14.40 ~ -14.49，$^{206}Pb/^{204}Pb$＝17.91 ~ 17.95）；第二组以晚侏罗世早期荆山花岗岩和早白垩世早期西庐山花岗岩为代表，显示高的 Isr 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$值以及相对低的放射性成因铅组成（Isr＝0.7082 ~ 0.7090，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝-15.30 ~ -16.20，$^{206}Pb/^{204}Pb$＝17.03 ~ 17.18；Isr＝0.7076 ~ 0.7092，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝-15.80 ~ -17.55，$^{206}Pb/^{204}Pb$＝16.91 ~ 17.12）；另一组以早白垩

世早期和晚期的淮光和曹山花岗岩为代表，显示出高的 Isr 和低 $\varepsilon_{Nd}(t)$值以及更低的放射性铅的特征（Isr＝0.7066 ~ 0.7082，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝-21.56 ~ -21.84，$^{206}Pb/^{204}Pb$＝16.62 ~ 16.76；Isr＝0.7081 ~ 0.7085，$\varepsilon_{Nd}(t)$＝-21.04 ~ -22.77，$^{206}Pb/^{204}Pb$＝16.60 ~ 16.66）。

根据张理刚（1995）对中国东部大尺度的中生代花岗岩类铅同位素地球化学填图发现，华北克拉通中生代花岗岩类具有低的放射成因铅同位素组成（$^{206}Pb/^{204}Pb<17.8$），而扬子克拉通中生代花岗岩类则表现出高放射成因铅同位素组成（$^{206}Pb/^{204}Pb>17.8$）的特征, 值得注意的是扬子克拉通同时含有低放射成因铅同位素组成的花岗岩类，表明扬子克拉通具有复杂的铅同位素组成结构。但与华北克拉通对比，高放射成因铅同位素组成仍是扬子克拉通特有的属性。女山花岗岩的放射性 Pb 同位素组成较高（$^{206}Pb/^{204}Pb>17.8$），位于扬子克拉通中生代花岗岩类长石铅同位素组成范围内，但荆山、西庐山花岗岩确表现为相对低的放射成因铅同位素组成。结合荆山、女山和西庐山花岗岩中新元古代年龄岩浆成因继承（或捕获）锆石的存在以及 220Ma 左右变质成因继承锆石的存在（许文良，2004；杨德彬，2005），均暗示它们的岩浆源区应主要为扬子克拉通的基底，并经历了超高压变质作用的改造。

以早白垩世早期和晚期的淮光花岗闪长岩和曹山二长花岗岩为代表的另一组，出露于隆起区的中部，与上述花岗岩相比，它们以更低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值和 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值为特征。结合淮光和曹山岩体的 T_{DM} 值（1.92 ~ 3.84Ga 和 1.88 ~ 2.18Ga）以及 1.80 ~ 1.90Ga、2.30 ~ 2.50Ga 继承锆石和 3.40Ga 捕获锆石的存在，可以判定淮光和曹山花岗岩的母岩浆可能主要来源于华北克拉通下地壳的部分熔融，并可能有幔源物质的涉入，这与淮光岩体继承锆石中存在有正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值相一致（杨德彬，未发表数据）。

基于上述研究成果，即蚌埠隆起区中生代花岗岩的岩浆源区既涉及了遭受超高压变质作用改造的扬子克拉通基底，又涉及了古老的华北克拉通基底，这与扬子克拉通俯冲于华北克拉通之下的构造特征相吻合。结合徐淮地区榴辉岩捕虏体中新元古代岩浆锆石的发现（许文良等，2006）、徐淮推覆体的推覆方向以及华北克拉通东部（鲁西南-鲁西-鲁东-辽西南）EMII 型岩石圈地幔等特征的存在，可以判定扬子克拉通与华北克拉通的俯冲碰撞应首先发生在两地块的东部，并以郯庐断裂带为拼合带向西或北西西方向俯冲。然后，因扬子克拉通（顺时针方向）与华北克拉通的相对旋转造成大别地区的剪刀式闭合与碰撞（Zhao and Coe，1987，1989）。

主要参考文献：

靳克, 许文良, 王清海, 等. 蚌埠淮光“混合花岗闪长岩”的形成时代及源岩:锆石 SHRIMP U-Pb 地质年代学证据. 地球学报, 2003, 24(4):331 ~ 335

许文良, 王清海, 杨德彬, 等. 蚌埠荆山“混合花岗岩”SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 中国科学（D 辑）, 2004, 34(5)：423 ~ 428

许文良, 杨德彬, 裴福萍, 等. 蚌埠隆起区五河杂岩的形成时代:锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年证据. 中国地质, 2006, 33(1): 132 ~ 137

杨德彬, 许文良, 裴福萍, 等. 蚌埠隆起区花岗岩形成时代及岩浆源区性质:锆石 LA-ICP MS U-Pb 定年与示踪. 地球化学, 2005, 34(5): 443 ~ 454

杨德彬, 许文良, 王清海, 等. 蚌埠荆山晚侏罗世花岗岩的成因：来自地球化学和锆石 Hf 同位素的制约. 岩石学报, 2006 (待刊)

张理刚. 东亚岩石圈块体地质. 北京: 科学出版社, 1995. 1 ~ 252

东北地区和华北地区岩石圈结构和演化对比：对中国东部岩石圈减薄事件的启示

于宋月[1,2]，徐义刚[1]，黄小龙[1]，葛文春[3]，马金龙[1]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室， 广东 广州 510640； 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039;
3. 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061）

中国东部分为几个大的构造单元：华北太古代克拉通，扬子元古代克拉通，东北褶皱带和华南褶皱带（Yang, et al., 1986）。Griffin(1998)认为不同构造单元，其下覆岩石圈地幔的化学成分是不同的，根据此观点，华北克拉通的下覆岩石圈地幔和东北褶皱带的地幔应该有差异。此外，前人对华北克拉通大量的研究表明，华北东部古老的冷(约 40mW/ m2)、厚（>180km)、贫瘠的岩石圈地幔被新生的薄(<100km)、热(约 80mW/ m2)、饱满的岩石圈地幔所替代（Menzies et al.,1993)。而大家对东北地区的岩石圈减薄程度以及是否有新增生的岩石圈地幔还缺乏足够的认识。

笔者对东北和华北地区的尖晶石相橄榄岩包体的化学成分进行统计分析，结果显示东北地区的橄榄岩包体比华北地区的更亏损 Ca, Al 等不相容元素，暗示了东北地区岩石圈更贫瘠的特点。另外，依舒断裂内部（包括舒兰、伊通、尚志）的包体成分比产于东北其他地区的包体要饱满，类似于华北东部新生代的包体成分。包体的平衡温度统计和蛟河辉石岩温压计算的结果都显示东北地区的地温梯度比华北的要低，说明东北地区岩石圈地幔比华北的要冷些，这个观察结果也得到了地球物理资料的支持（Zhang, 1998）。造成岩石圈地幔成分差异的原因很多，本文讨论了几个可能的成因，并认为华北地区（特别是华北东部）的岩石圈地幔主体是新增生的低程度部分熔融的软流圈地幔。而东北地区岩石圈地幔主体还是元古代地幔，只是在断裂带内部才有新增生的软流圈地幔产出，结合东北地区地温梯度比华北低的特点，暗示了东北地区比华北岩石圈减薄程度可能要小。

主要参考文献：

Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., Gaul, O. Ionov, D.A.(1998) Secular Variation in the Composition of Subcontinental Lithospheric Mantle: Geophysical and Geo dynamic Implications.

In: Structure and Evolution of the Australian continent, Am. Geophys. Union Geodyn. Ser. Geodynamics ser.26 1-26

Menzies,M.A.,Fan,W.M.& Zhang, M.(1993). Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss>120km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard, H.M.,Alabaster, T.,Harris,N.B.W.&Neary,C.R.(eds) Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geological Society. London, Special Publication 76,71-78

Yang, T., Cheng, Y. Wang, H., (1986) The Geology of China. Clarendon Press, Oxford, 303

Zhang, Y.S. (1998) Three-Dimensional Upper mantle Structure beneath East Asia and its Tectonic Implications Mantle In: Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia eds. Flower M., Chung S.L.,Lo C.H. and Lee T.Y., Am. Geophys. Union Geodynamics Ser. 27:11-23

中国东部新生代玄武岩中锆石巨晶成因

禹 尧，徐夕生

（南京大学地球科学系，南京 210093）

中国东部地区新生代岩浆活动主要表现为玄武岩浆的喷发。这些玄武岩除了含丰富的幔源超镁铁岩捕虏体外，还含石榴石、单斜辉石、橄榄石、锆石等巨晶矿物。其中锆石巨晶由于其稳定性而能够很好地保存其形成时的标型、化学及同位素特征，成为研究巨晶成因的一个重要窗口。

锆石巨晶产于在中国东部新生代碱性玄武岩风化的坡积物或洪积物中，如山东昌乐、福建明溪、海南蓬莱和文昌等地。关于锆石巨晶的成因，还没有明确的定论，已提出的两种主要成因是：①从岩石圈地幔中捕获的捕虏晶（Dawson et al.,2001; Spetsius et al.,2002; Liati et al.,2004）；②OIB 型岩浆分异演化晚期结晶的产物(Griffin et al.,2000, Belousova et al,2002)。

来自山东昌乐、福建明溪、海南蓬莱及文昌的锆石巨晶样品均呈近透明状，大多数锆石的晶形并不完整，约 15%左右的锆石呈四方柱{100}，{110}单形，也有些锆石的四方双锥{111}，{211}等单形发育较为完整。其中四方柱{100}是最发育的单形，个别颗粒四方柱{100}和四方双锥{111}同等发育。

电子探针分析表明，各地锆石巨晶样品的主量元素成分相似。Zr/Hf 比值最高达 93.13，平均值为 67.75。从锆石巨晶的中心至边缘 HfO_2 含量的变化总体呈上升趋势，而 ZrO_2/HfO_2 含量则逐渐下降，与岩浆结晶锆石的特征一致。在阴极发光下，部分颗粒有明显的生长环带。

在所研究锆石巨晶中，U、Th 含量都在 100-1000ppm 之间，明显高于金伯利岩中锆石 U（6-60 ppm）和 Th（2-15 ppm）含量，但是又远低于花岗岩中锆石的 U（10^3-10^4ppm）和 Th（10^3-10^4ppm）含量（E.A. Balousova，2002）。锆石巨晶的 Th/U 比值显示大部分锆石巨晶都和世界其它地区碱性玄武岩中的锆石巨晶成分相仿。

详细的 Lu－Hf 同位素分析表明，山东昌乐、福建明溪、海南蓬莱及文昌的锆石巨晶 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 分别为 0.283015±14，0.282964±13，0.282895±14。ε Hf 分别为 8.71±0.45，6.91±0.48， 4.48 ±0.49。它们的 ε Hf/t 的值均投在 CHUR 和 DM 演化曲线之间。因此，这些锆石巨晶很可能是结晶于富集地幔部分熔融的岩浆。

青岛晚白垩世基性脉岩中麻粒岩捕虏体的发现及其重要性

张 瑾，张宏福

（中国科学院地质与地球物理研究所，岩石圈演化国家重点实验室，
北京 100029）

青岛晚白垩世基性脉岩中含有两类麻粒岩捕虏体，富辉石麻粒岩和富长石麻粒岩。富辉石麻粒岩的主要矿物组合为 Opx+Cpx+Pl，具有细粒重结晶结构。矿物边界平直，常见三联点结构。部分麻粒岩中长石和辉石呈条带状交错分布，具有定向排列。富长石麻粒岩的主要矿物组合为 Cpx+Pl+Q 或 Opx+Cpx+Pl+Q，具有中-粗粒结构。富长石麻粒岩中长石所占的比例很高（>50%），辉石和不透明矿物的含量较低。所有麻粒岩的斜方辉石皆为变质成因的紫苏辉石，En 值在 52.2-61.4 之间，Wo 在 1.6-2.3 之间。单斜辉石为普通辉石，En 为 33-38，Wo 为 40-43，Fs 为 19-25，有别于汉诺坝和女山以透辉石和次透辉石为主的矿物成分。麻粒岩中辉石的 Mg#较低（<66），单斜辉石成分上具有富 Na（>0.8%）贫 Ca（<20%）的特征，与岩浆底侵作用形成的麻粒岩特征接近。斜长石 Ab53-67An13-42Or3-25 的成分变化较大，主要为拉长石和培长石。与女山和汉诺坝麻粒岩捕虏体的斜长石相比，青岛麻粒岩中的斜长石也显示出富碱贫钙的特征。二辉石温度计的计算结果显示这些麻粒岩捕虏体的平衡温度在 847-911℃之间，多数集中在 860-890℃之间。结合富长石麻粒岩的地质压力计和地温梯度推测出的岩石学 Moho 面深度在 32-36 km 之间，与“地震”Moho 面深度基本一致，表明青岛地区晚中生代不存在明显的壳幔过渡带。捕虏体的矿物化学特征和该地区岩浆活动的情况暗示青岛地区下地壳麻粒岩不同于典型的古老下地壳地体麻粒岩或捕虏体。他们的形成可能是华北克拉通古老麻粒岩和岩浆底侵作用相互作用的结果。有趣的是该地区晚白垩世尽管存在明显的岩浆地侵作用，但没有造成明显的地壳加厚和壳幔过渡带的形成。这说明晚白垩世时期由太平洋俯冲造成的弧后扩张，即岩石圈的伸展减簿作用在胶东地区表现明显。

郯庐断裂与中生代富钾岩浆作用的时空分布及其对中国东部岩石圈减薄的启示
——以山东地区为例

张军波[1,2]，凌文黎[1,2]，段瑞春[1,2]，张永清[1,2]，任邦方[1,2]

(1. 中国地质大学地球科学学院，武汉 430074;
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)

近年对分布在郯庐断裂附近、扬子和华北块体东部中生代富Na 的Adakite 中酸性火山岩的研究表明，中国东部岩石圈的巨厚减薄可能与榴辉岩化镁铁质下地壳及其岩石圈地幔的拆沉作用及随后的软流圈上涌有关（Xu et al., 2002; Gao et al., 2004; Wang et al., 2006; Guo et al., 2006; Xu et al., 2006），且拆沉作用在中国东部也可能具有时空不均一性。然而，与富Na的Adakite岩系中酸性火山岩同时出现的富K镁铁质火山岩也一直被认为是指示拆沉作用的另一重要标志（Kay and Kay, 1993; Turner et al., 1993; Chung et al., 1998; Manley et al., 2000），根据它的出现可示踪拆沉作用的时空分布。

通过系统研究华北中东部富钾岩浆作用的钾指数($K1=K_2O-0.145(SiO_2)+5.135$)随时间的变化特征(据国内外公开发表438件样品统计)，发现山东地区富钾镁铁质岩浆作用随时间演化具有阶段性变化的特点，表现在于~ 125 Ma时期的富钾镁铁质岩浆作用（ K1 > 1）具有明显不同于之前(至~ 140 Ma)或之后的几十个Ma的同类岩系的钾指数（ K1 < 1），显示山东地区独特的化学岩浆作用演化过程可能与特别的地质事件有关，如大陆岩石圈的拆沉作用(Manley et al., 2000)。根据高钾指数随时间的变化特征，我们将山东地区下地壳拆沉作用发生的时间限制在~ 125 Ma。

在地幔中绝大多数的Fe呈Fe^{2+}形式、Mn呈Mn^{2+}形式。由于Fe^{2+}和Mn^{2+}有相同的电价和相似的离子半径，两元素间的地球化学行为相似，故在地幔岩石部分熔融和岩浆的结晶分异过程中，Fe/Mn比值变化较小，因而可用于示踪岩浆源区的组成（Humayun et al.，2004）。此外, 由于单斜辉石的D_{Fe}/D_{Mn} <1，而橄榄石的D_{Fe}/D_{Mn} >1，因此，辉石的结晶分异会使熔体中Fe/Mn 升高，而橄榄石的结晶分异会使熔体中Fe/Mn降低。 Liu (2006)对中国东部中新生代玄武岩的研究表明，中生代玄武岩具有不同于新生代玄武岩的 Fe/Mn和 Nb/Ta比值，中生代玄武岩Fe/Mn比值较低（<60 ），而新生代玄武岩 Fe/Mn比值较高（>60），作者认为其指示了华北中新生代玄武岩是不同地幔源区部分熔融的结果。然而，我们对山东地区中生代镁铁质岩石（MgO (wt%) > 8）的 Fe/Mn比值分布特征进行分析的结果表明，本地区在200-70Ma中生代期间发生了镁铁质岩浆活动阶段性变化：在200 Ma之前和73 Ma之后的镁铁质岩石均具有与新生代玄武岩相似的Fe/Mn比值；镁铁质岩石在~ 125 Ma 开始具有较高的Fe/Mn比值（Fe/Mn > 60），明显不同于190-130 Ma和 110-80 Ma之间的Fe/Mn比值（Fe/Mn = 40~50），这一特点与华北高钾指数镁铁质岩在时间上充分耦合，从而也进一步对山东地区下地壳(岩石圈)拆沉作用的时间提供了Fe/Mn比值的地球化学约束。

山东胶州大西庄玄武岩（~ 73 Ma ）的 Fe/Mn > 60，而其Sr-Nd同位素组成却具DM幔源特征（闫峻，2005），即与华北新生代玄武岩具有相似的Fe/Mn比值（Liu et al.， 2006）和同位素特征（Xu et al., 2004; Zhang et al., 2004）。地球物理和地球化学资料表明华北克拉通中生代不可能存在地幔柱活动，那么山东地区125 Ma时出现的如此高Fe/Mn（> 60）镁铁质岩石也不可能起源于核幔边界（Humayun et al.，2004）；同样也不可能来源于地壳混染，

因为地壳物质的Fe/Mn比值一般小于40。然而，山东地区~ 125 Ma镁铁质岩石的Sr-Nd同位素组成却具有富集地幔的源区特征，明显不同于山东胶州大西庄和华北新生代玄武岩，这与高Fe/Mn值有可能来自高度亏损岩石圈地幔的低度部分熔融（Lee， 2004）的假说并不一致。因此我们提出山东地区在~ 125 Ma的时期，发生了下地壳（下伏岩石圈）拆沉，及软流圈物质上涌并与岩石圈地幔物质混合。

密度增大的岩石圈地幔不会自发拆沉，其拆沉作用可能受到其它构造作用诱发产生。如岩石圈断裂会降低岩石圈强度，从而诱发拆沉(Manley et al., 2000)。沂沭断裂及其周缘的华北中东部晚中生代发育了大规模的伸展构造(如变质核杂岩；刘俊来, 2006)和裂陷盆地(包括蒙阴盆地、胶莱盆地、济阳盆地等)，并伴随大规模的岩浆作用，是记录该地区软流圈抬升，岩石圈减薄（拆沉）及地壳生长的最有力证据。结合华北克拉通中东部初始 Sr 同位素比值、ε_{Nd} 和 Fe_8 (FeO 标准化到 MgO=8 wt%)随经度的变化特征（地球化学剖面横切沂沭断裂）及等值线图解，将下地壳（岩石圈）拆沉作用的空间范围限定在沂沭断裂西侧东经 118 度、北纬 36 度区间（在此范围内，~125 Ma 时初始 Sr 同位素比值、ε_{Nd} 和 Fe_8 发生突变），这在空间（时间）上正好响应晚中生代的沂沭断裂的左旋走滑运动。

山东地区广泛的富钾镁铁质岩浆作用发生在~ 125 Ma，且具独特的地球化学和同位素组成（钾质或超钾质、低 ε_{Nd}、高 Fe/Mn 比值和高初始 Sr 同位素比值），与安第斯（Kay and Kay, 1993）、青藏高原（Chung et al., 1998）和 Sierre Navada （Manley et al., 2000）类似。根据富钾镁铁质岩浆作用的地球化学指示意义，我们对华北中东部拆沉作用发生的时间和空间范围进行了约束，并认为横亘中国东部的 NE 向郯庐断裂可能是山东区域内下伏大陆岩石圈发生拆沉作用的重要诱导因素。

本文研究受国家自然科学基金委员会“创新研究群体科学基金”(40521001)和教育部“长江学者和创新团队发展计划资助”(IRT0441)资助。

主要参考文献：

Chung, S. L., Lo, C.H., Lee, Zhang, Y.Q., Xie, Y.W., Li, X.H, Wang, K.L. & Wang, P.L., T.Y.,1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. Nature.394 : 769-783.

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., and Wang, Q.-H. 2004, Recycling lower continental crust in the North China Craton. Nature 432, 892-897.

Guo, F., Fan, W. M., & LI C.W., 2006, Geochemistry of late Mesozoic adakites from the Sulu belt, eastern China: magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens. Geol. Mag. 143 (1) : 1–13.

Humayun M, Qin L P, Norman M D. Geochemical evidence for excess iron in the Hawaiian mantle: implications for mantle dynamics. Science, 2004, 306: 91~94

Kay, R. W. & KAY, S. M. 1993. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics 219, 177–89.

Lee C T. Are earth’s core and mantle on speaking terms? Science, 2004, 306: 64~65

Liu, Y.S., Gao, S.,Zhang, B.H., 2006. A unified model for the Mesozoic and Cenozoic basalts, East China, 16th Annual V.M. Goldschmidt Conference .

Manley, C.R., Glazner, A.F. and Farmer, G.L., 2000. Timing of volcanism in the Sierra Nevada of California: Evidence for Pliocence delamination of the batholithic root? Geology, 28: 811-814.

Turner, S. et al. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by an alysis of volcanic rocks. Nature 364, 50–54

Wang, Q., Xu, J.F. ,Zhao, Z.H., Jian P., 2006. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu－Au mineralization, xx : xxx－xxx.(in press)

洋壳-岩石圈地幔相互作用形成皖东新生代玄武岩：元素和同位素制约

张君君，郑永飞，高天山

（中国科学技术大学地球与空间科学学院，合肥 230026）

尽管前人对中国东部新生代大陆玄武岩已做了大量的地质与地球化学研究，提出了不同地幔源区组分的存在，但就其成因机制仍然存在分歧。目前流行的观点是这些玄武岩来源于软流圈地幔，或者是软流圈-岩石圈地幔相互作用的产物。但是，年轻的大陆岩石圈地幔部分熔融或者俯冲洋壳的熔融也可能产生这种具有 OIB 型微量元素配分特点的大陆玄武岩。本文对安徽东部和江苏北部地区(简称皖东)的新生代玄武岩进行了全岩主微量元素和 Sr-Nd-Hf 同位素以及单矿物 Sr-O 同位素分析。结果表明，这些玄武岩是俯冲洋壳及其上覆沉积物组分与大陆岩石圈地幔相互作用的产物。

皖东新生代玄武岩在化学成分上从碱性过渡到拉斑质，以碱性为主。碱性玄武岩的 Mg# 主要变化范围从 44.88 到 63.47，Fe/Mn 比值为 69.54~87.68，Nb/U 比值为 34.16~84.69，Ce/Pb 比值为 10.34~31.21。拉斑玄武岩的 Mg#为 37.07 到 52.49，Fe/Mn 比值为 71.11~78.15，Nb/U 比值为 36.01~46.03，Ce/Pb 比值为 6.50~11.51。稀土和微量元素配分模式与 OIB 基本相似，表现为轻稀土富集、Nb 和 Ta 正异常和 Pb 负异常。碱性玄武岩的$(La/Yb)_N$比值是 7.07~31.84，拉斑玄武岩的$(La/Yb)_N$比值是 8.03~10.77。碱性玄武岩的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.703271~0.704702，拉斑玄武岩的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值为 0.704879~0.704995。碱性玄武岩的全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值为-2.08~6.89，单阶段 Nd 模式年龄为 293~1519Ma，两阶段 Nd 模式年龄为 269~1000Ma；$\varepsilon_{Hf}(t)$值为-5.23~11.19，单阶段 Hf 模式年龄为 267~1057Ma，两阶段 Hf 模式年龄为 382~1428Ma。拉斑玄武岩的全岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值为-7.67~ -3.07，单阶段 Nd 模式年龄为 1540~1953Ma，两阶段 Nd 模式年龄为 1081~1455Ma；$\varepsilon_{Hf}(t)$值为-5.9～-1.07，单阶段 Hf 模式年龄为 900~1157Ma，两阶段 Hf 模式年龄为 1165~1471Ma。总体来说，拉斑玄武岩相对碱性玄武岩更富含地壳组分。全岩 Hf-Nd 同位素组成表现为正相关关系，与再循环造山带砂屑(Recycled orogenic sands)分布关系一致。碱性玄武岩的两阶段 Hf 和 Nd 模式年龄呈正相关性，但是 Hf 模式年龄比 Nd 模式年龄大约系统地高 100~200Ma。因此，以上结果表明皖东新生代玄武岩源区不可能是软流圈地幔，而年轻岩石圈地幔或洋壳+碎屑沉积物的熔融能够产生上述地球化学特点。

皖东玄武岩全岩$\delta^{18}O$ 值为 5.08‰~6.72‰，超出绝大部分新鲜大洋中脊玄武岩$\delta^{18}O$ 值的范围 5.7±0.2‰。单矿物斜长石、橄榄石以及单斜辉石$\delta^{18}O$ 值范围分别为 4.56‰~21.37‰、4.00‰~5.91‰和 4.42‰~5.70‰。多数单斜辉石的$\delta^{18}O$ 值低于正常地幔值，指示了经高温热液蚀变后具低$\delta^{18}O$ 值的下部辉长质洋壳的再循环。相反，多数斜长石的$\delta^{18}O$ 值明显高出正常地幔值，且斜长石具有异常高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值（0.705116 ~0.746643），指示玄武岩地幔源区有地表沉积物的加入。矿物之间氧同位素明显不平衡，特别是橄榄石斑晶的产出及其$\delta^{18}O$ 值不均一性，表明岩石圈地幔受到流体交代并参与熔融。

因此，我们认为皖东玄武岩的源区有底垫于大陆岩石圈地幔之下的俯冲洋壳及其上覆碎屑沉积物的参与，成岩过程可能是由于软流圈地幔上涌提供的热使之发生熔融，分别产生具低$\delta^{18}O$ 值和高$\delta^{18}O$ 值的熔体。不均一的熔体快速运移上升，在上升过程中交代大陆岩石圈地幔，导致岩石圈地幔部分熔融产物的加入。根据氧在斜长石、橄榄石和单斜辉石中的扩散速率和氧同位素差别，可估算出岩浆从形成、运移至上升的整个过程可能不足 10Ka。

花岗岩的 Sr-Yb 分类：与源区深度可能的关系

张 旗[1]，王 焰[2]，李承东[3]，金惟俊[1]，贾秀勤[4]

（1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
2. 香港大学地球科学系, 香港;
3. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170;
4. 中国科学院高能物理研究所, 北京 100039）

花岗岩的分类历来受重视，迄今已报道过 20 多种花岗岩的分类方案，如 I 型、S 型、A 型、M 型、H 型，海西型、加里东型、安底斯型，碰撞型、火山弧型、洋中脊型、板内型，以及徐克勤教授于 1982 年提出的改造型、同熔型和重熔型分类等等。许多分类着重于花岗岩的化学成分，更多的着重于花岗岩形成的构造环境，有的试图考虑综合的因素（包括花岗岩的成分、源区、环境等等，如 Barbarin, 1999），但是，很少有探讨花岗岩地球化学特征与其形成深度的关系的。埃达克岩的研究为这一领域的研究提供了新的思路。研究表明，具有高 Sr 低 Yb（和 Y）地球化学特征的中酸性岩浆岩可能与榴辉岩处于平衡，形成的深度较大（俯冲板片的深部和/或加厚下地壳的底部）；而具有低 Sr 高 Yb 特征的岛弧安山岩－英安岩－流纹岩则与斜长角闪岩处于平衡，形成在较浅的深度（张旗等，2006）。

众多的资料表明，中酸性岩浆岩的 Sr 和 Yb（以及 Sr/Y 和 Sr/Yb 比值）与岩浆形成的压力（深度）有密切的关系，是两个非常有意义的地球化学指标。如果大致按照 Sr＝400×10-6 和 Yb＝2×10-6 为标志，可以划分出 5 类花岗岩（及相应的中酸性火山岩）：

1. 高 Sr 低 Yb 型花岗岩（Sr>400×10-6，Yb<2×10-6）。包括埃达克岩、大多数太古代高铝 TTG、许多 I 型花岗岩、钙碱性和高钾钙碱性以及部分富碱的花岗岩（如 A 型花岗岩、钾玄岩或橄榄安粗岩、正长岩等），时代从太古代直至新生代。中国东部中生代大量高钾钙碱性的 C 型埃达克岩（图 1A）、青藏高原新生代埃达克岩和中国绝大多数斑岩铜矿的寄主岩石均属于高 Sr 低 Yb 型的（张旗等，2005）。因此，高 Sr 低 Yb 型花岗岩（火山岩）在中国有广泛的分布。

2. 低 Sr 低 Yb 型花岗岩（Sr<400×10-6，Yb<2×10-6）。包括冀北的中生代过铝质花岗岩、藏南的第三纪淡色花岗岩、西藏若干白垩纪－早第三纪淡色花岗岩等（图 1B）。

3. 高 Sr 高 Yb 型花岗岩（Sr>400×10-6，Yb>2×10-6）。该类花岗岩很少被人注意，它是什么意义还不太清楚。许多富钾质的花岗岩类（正长岩和钾玄质岩石）具有高 Sr 高 Yb 的特征。

4. 低 Sr 高 Yb 型花岗岩（Sr<400×10-6，Yb>2×10-6）。这是地球上分布最广的一类花岗岩，包括大多数岛弧花岗岩以及许多 I、S、A 型花岗岩和奥长环斑花岗岩。研究表明，华南和东北大兴安岭中生代的高钾钙碱性和钙碱性花岗岩（以及相应的火山岩）除少数外，大多是低 Sr 高 Yb 类型的（图 1A）。

5. 非常低 Sr 高 Yb 型花岗岩（Sr 通常<100×10-6，Yb>2×10-6）。这是从低 Sr 高 Yb 类型中分出来的一类花岗岩，许多强烈亏损 Eu 的、具”燕式”REE 分布的 A 型花岗岩和与蛇

绿岩有关的 M 型花岗岩落在这个范围。最近的研究表明，与蛇绿岩有关的 M 型花岗岩种类较多，据李武显和李献华（2003）研究可分为 4 类，其中包括埃达克岩。本文展示的与蛇绿岩有关的花岗岩专指与蛇绿岩形成有关的（M 型）斜长花岗岩，通常解释为辉长岩加水部分熔融形成的。

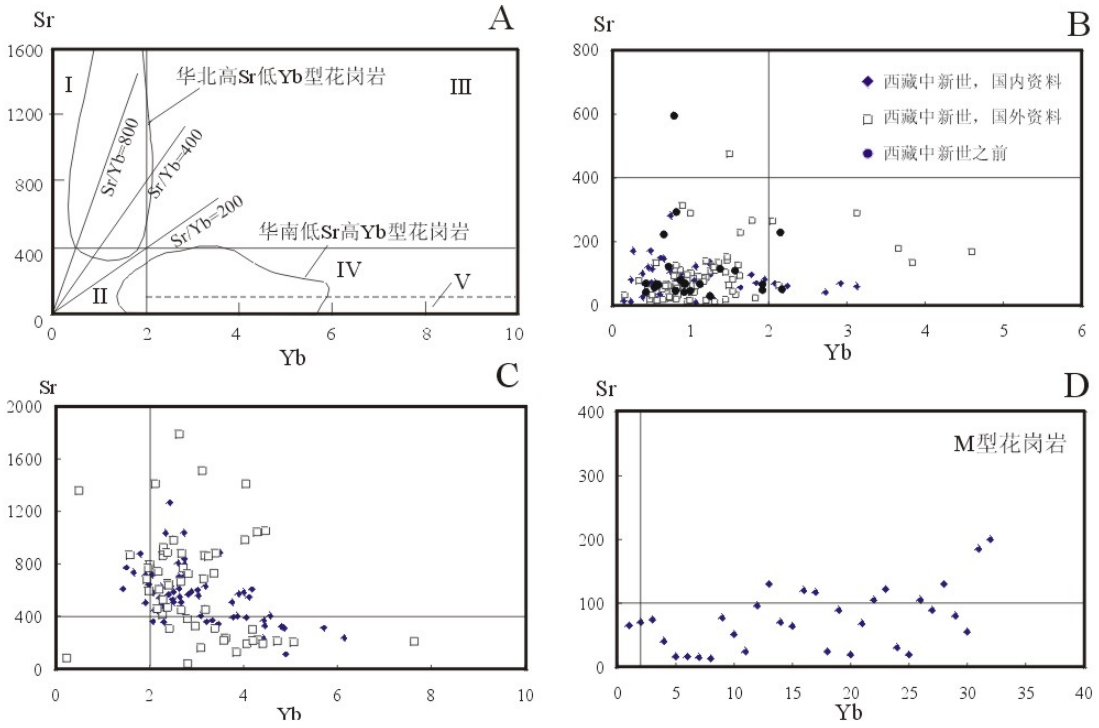


图 1 花岗岩 Sr－Yb 分类图

A，I-高 Sr 低 Yb 型; II-低 Sr 低 Yb 型; III-高 Sr 高 Yb 型; VI-低 Sr 高 Yb 型; V-非常低 Sr 高 Yb 型。图中也展示了 Sr 与 Sr/Yb 的关系，如果 Yb 含量相同，Sr 含量越高，则 Sr/Yb 比值越大。华北中生代高 Sr 低 Yb 型花岗岩和华南中生代低 Sr 高 Yb 型花岗岩的范围据张旗等（2005）。B，西藏淡色花岗岩的 Sr－Yb 图。C，高 Sr 高 Yb 型花岗岩（实心菱形－国内资料；空心方块－国外资料）。D，非常低 Sr 高 Yb 型花岗岩，图中仅展示了 M 型花岗岩的分布（说明见张旗等，2006，地质通报(待刊)）

许多人讨论了花岗岩与其形成压力的关系。Patino Douce（1999）指出，花岗岩的多样性可能与熔融的源区组成和压力有关。在低压和源岩为变质泥质岩情况下，形成 S 型花岗岩；而高压和低 Al 的变质杂砂岩的地壳组分有利于形成科迪勒拉型过铝质花岗岩。他指出，花岗岩熔融后留下的相应的镁铁质堆晶岩，在低压下为斜方辉石＋斜长石组合，在高压下为单斜辉石＋石榴石组合。近年来的研究表明，不仅变沉积岩在低压下(p <1 GPa) 部分熔融可以产生过铝花岗岩浆, 而且长英质火成岩和变沉积岩发生高压(p > 2 GPa) 熔融作用也可以形成过铝的 A 型花岗岩（Patino Douce et al., 1998）。

埃达克岩的研究将花岗岩分为两类：一类具有高 Sr 低 Yb（和 Y）的特征，与石榴石处于平衡，形成的深度较大；另一类具有低 Sr 高 Yb 的特征，如岛弧安山岩－英安岩－流纹岩组合，与斜长石处于平衡，形成在较浅的深度。

邓晋福等(Deng et al., 1998)划分正长岩为高压正长岩和低压正长岩两类，指出高压正长岩（P>1.5GPa）熔融残余物中无斜长石，相当于榴辉岩组合，REE 分布无铕异常；低压正长岩（P<1.5GPa）是由玄武质岩浆结晶分离出斜长石后形成的派生岩浆，具有明显的负铕

异常。Litvinovsky et al. (2000, 2002) 的熔融实验表明，正长岩形成的压力可以超过 15 kbar(甚至高达 20 kbar)，在所有的高压实验中（P>15 kbar，T>920℃）残留相均有石榴石出现。

淡色花岗岩大多为过铝质的。藏南有许多新生代淡色花岗岩，许多人认为藏南淡色花岗岩的形成深度很浅（7－28 km），最近，在藏南淡色花岗岩中发现了高压麻粒岩和榴辉岩的残留体，计算的压力在 0.8～1.48 之间（相当于 30－50 km）。

综上所述，花岗岩的 Sr 和 Yb 与源区残留相组成有明显的关系，与源区深度密切相关。如果按照花岗岩的地球化学特征和残留相组成，可以将花岗岩形成的压力分为 4 个级别：

1. 高压下，有石榴石无斜长石，残留相为榴辉岩，与其平衡的花岗岩具有高 Sr 低 Yb 的特点，无铕异常或有弱的负铕异常，在玄武岩熔融的相图中其相应的位置在石榴石稳定区，石榴石出现的压力>0.8-1 GPa；当压力>1.5 GPa 时出现金红石。

2. 中等压力下，石榴石与斜长石共存，残留相为麻粒岩（斜长石＋石榴石＋角闪石＋辉石）；花岗岩即表现为低 Sr 低 Yb 的特点，具中等的负铕异常。

3. 低压下，斜长石稳定存在（无石榴石），残留相为斜长角闪岩（斜长石＋角闪石＋辉石），花岗岩具低 Sr 高 Yb 的特征，有中等或弱的负铕异常。

4. 非常低压（和高温）下，有斜长石无石榴石，残留相为辉长岩（斜长石＋辉石），相当于现代洋中脊环境，熔出的花岗岩具有非常低 Sr 高 Yb 的特点，并具中等或强的负铕异常，相当于 M 型花岗岩。全球洋壳厚度不超过 7－8 km，辉长岩位于洋底之下约 2－5 km 深度，可能代表了非常低压（和高温）条件下形成的花岗岩。

因此，按照 Sr 和 Yb 含量可以将花岗岩分为 5 类，本文尝试用花岗岩形成的不同压力来解释。作者认为，压力可能只是主要的控制因素，此外，源区组成、温度、水和挥发分、部分熔融程度、岩浆分异和混合作用等，也可能在不同程度上有影响，这是需要进一步研究的。

主要参考文献：

Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605-626

Deng J F, Luo Z H, Zhao H L. 1998. Trachyte and syenite: petrogenesis constrained by the petrological phase equilibrium. Coll. Works Int'l Symp. Geol. Sci., Peking Univ. Seism. Press, Beijing, 745-757

Litvinovsky B A, et al. 2002. Petrogenesis of syenite–granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. Chemical Geology. 189: 105-133

Patino Douce A E, McCarthy T C. 1998. Melting of crustal rocks during continental collisions and subduction. in: Hacker B R, Liou J G (eds). Where Continents Collide: Geodynamic and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. Kluwer Academic Publishers, 27-55

Patino Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro et al.(eds.) Understanding Granite: Integrating, New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications, 168: 55-75

李武显, 李献华. 2003. 蛇绿岩中的花岗质岩石成因类型与构造意义. 地球科学进展, 18: 392-397

张旗, 李承东, 王焰 等. 2005. 中国东部中生代高 Sr 低 Yb 和低 Sr 高 Yb 型花岗岩: 对比及其地质意义. 岩石学报, 21: 1527-1537

张旗, 王焰, 李承东, 金惟俊, 贾秀勤. 2006. 花岗岩按照压力的分类. 地质通报 (待刊)

花岗岩混合问题：与玄武岩对比的启示

张　旗

（中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029）

最近，花岗岩混合成了花岗岩研究的热点，许多人认为花岗岩混合是一个普遍的现象，并尝试用不同端元组分不同比例的混合来解释花岗岩的地球化学变化（见：王涛，2000 及其所引用的文献）。Pitcher（1997）认为，混合可以形成无数多个不同的花岗岩类型，犹如连续光谱（Leak, 1990）。其实，这个思想是德国化学家 Robert Bunsen 在 1851 年提出来的，他认为，镁铁质岩浆与长英质岩浆按照不同比例的混合可以产生出成分广泛的火成岩（引自 Wilcox, 1999）。另一种见解认为，花岗岩的混合作用是局部的和微不足道的（Chappell, 1996; Chappell et al., 1999）。我们考察了花岗岩浆的性质，并与玄武质浆进行了对比，认为岩浆混合现象是普遍存在的，但是，不同成分和性质岩浆的混合程度有很大的差别。其中，玄武质岩浆混合的能力很大，混合可以进行得比较彻底；而花岗质岩浆混合的能力较低，混合的程度也很低。

王涛（2000）详细讨论了花岗岩混合问题，强调 mixing 和 hybrid 指的是化学混合，而 mingling 表述的是一种物理（机械）作用为主的非均匀、不完全、不相溶的混合作用。野外和室内研究表明，玄武质岩浆相对容易 mixing，而花岗质岩浆很难达到均一的混合，花岗岩中所见到的许多混合现象以及不协调现象大多是 mingling 而非 mixing。花岗质岩浆只有在某些特殊的情况下才能发生 mixing，例如，埃达克岩与地幔混合形成高镁安山岩。

因此，按照岩浆混合的程度大致可将混合作用分为低级和高级 2 个阶段：

1. 混合的低级阶段，主要表现为物理混合即机械混合（mingling），出现许多从宏观到微观的不协调现象。花岗质岩浆的混合作用以出现岩石的异常结构构造为标志，例如，矿物之间自形程度差异、交代边、熔蚀边、蚕食的港湾状结构及交代缝合线、矿物镶边、针状磷灰石、暗色微细粒包体、包体中矿物异常共生及各种不平衡结构等等。

2. 混合的高级阶段，主要表现为岩浆的化学混合（mixing），这时，岩浆几乎完全混合均匀，野外看不见多少混合残留的现象（或偶见局部的混合现象），也察觉不到端元组分，只有从地球化学上可以察觉岩浆发生过混合作用。例如，E-MORB 的地球化学特征介于 N-MORB 与 OIB 之间，经研究认为可能是上述两种岩浆不同比例混合的产物。从薄片中看不出 E-MORB 有什么混合或不协调的迹象，是从地球化学角度推测可能是由 N-MORB 和 OIB 混合形成的，表明混合作用进行得很彻底。

许多人认为，花岗岩中的暗色微粒包体是岩浆混合作用最显著、最直接证据，是研究混合作用方式、端员组分的性质、成岩过程的物化条件等不可缺少的信息载体，是了解壳幔作用的窗口。花岗岩中的微粒包体的成分主要是闪长质成分的，少量为玄武质和石英闪长质，推测其源岩可能是进入熔融的花岗质岩浆的小体积的玄武质岩浆（以岩脉、岩墙、岩枝、岩瘤等型式出现）（洪大卫，1994）。由于玄武质岩浆的粘性低，可以比较容易地与周围的花岗质岩浆混合，使玄武质岩浆成分变得更加酸性（玄武质转变为闪长质成分）。玄武质岩浆的熔融温度高（约 1000℃或更高），而花岗岩只有 700－800℃。当玄武质岩浆进入花岗岩浆时，玄武质岩浆由于粘性低，温度高，可以很快吸收并消化少量花岗岩的组分使玄武岩自身成分

迅速发生变化；而花岗岩由于粘性大，很难将玄武岩成分吸收进来并迅速消化。因此，玄武质岩浆混合花岗岩的程度远远大于花岗质岩浆混合玄武岩的程度，即混合的主体是玄武质岩浆而非花岗质岩浆。混合后，原先的玄武质岩浆已经不存在了，变成闪长质成分的岩浆，而花岗质岩浆却没有发生明显的成分变化，仅仅是在包体周围的岩浆可能发生了一些很难察觉的变化。而且，玄武质岩浆随着与花岗质岩浆的混合使之温度降低，当玄武质岩浆成分向闪长岩成分转变时，由于闪长质岩浆固结的温度比玄武质岩浆低，因此，玄武质岩浆将很快固结，形成淬冷却的结构（微粒包体）。当包体随温度下降而固结时，花岗质岩浆由于结晶的温度低，仍然可能处于熔融状态，仍然具有流动性。但是，这时的花岗质岩浆已经不可能与已经固结的微粒包体发生物质交换作用了。由于岩浆可能一直在运动，而且是以不同的速度在运动（例如，靠近岩浆房或岩浆通道边部的岩浆运移的速度较慢，靠近岩浆的内部运移的速度较快），可以将原先比较大的玄武质岩浆撕裂成小的块体，构成野外常见的形态各异的暗色微粒包体群。因此，与其说暗色微粒包体是花岗质岩浆混合的证据，还不如说是玄武质岩浆混合的证据。

上述现象说明，不同岩浆混合的能力是不同的。花岗岩中常常见到玄武岩（玄武安山岩）的包体，相反，在玄武岩中很少能够见到花岗岩的包体。为什么？不是玄武岩中没有花岗岩包体，而是花岗岩包体可能统统被玄武质岩浆混合、吸收和交代了。玄武质岩浆混合的能干性优于花岗质岩浆，玄武质岩浆混合的能力强。混合的能干性与岩浆的粘性、SiO2 含量、温度、压力、水和挥发分以及晶粥的出现与否有关。岩浆的粘性低、SiO2 含量低、温度高、压力低、有水和挥发分的加入、无晶粥出现，则混合的能干性强；反之则弱。上述指标大多与岩浆的粘性有关，因此，岩浆混合的能干性主要取决于岩浆的粘性。

早先有人强调岩浆房对流模式对于花岗岩混合和均一化的意义，认为对流作用可以使岩浆成分变得均匀，使岩浆发生均匀混合。岩浆房大体可以分为地壳深部熔融源区岩浆房和岩浆在浅部最终定位的岩浆房两类。熔融源区深部岩浆房处于壳－幔边界，是岩浆混合发生的最佳场所。在壳幔边界，底侵岩浆与壳源岩浆（可能由底侵岩浆提供的热使壳源物质发生部分熔融形成）发生混合，由于深度大，基性岩浆数量较多，满足岩浆混合的动力学条件，有充分的时间进行混合作用。而在浅部定位形成的岩浆房，可以定位在地壳的不同深度，那是因为花岗岩流动受阻，或花岗岩温度下降粘性增加，使其无法再继续向上或向前运移了。这时，发生对流的可能性很小。对流需要有持续的热的供给，而岩浆一旦离开熔融的源区，即失去了热的供给，是一个降温的过程。有人提出花岗质岩浆房由于有辉绿岩墙贯入加温而使之发生对流的说法，实际上是很少可能的。因为，即使有炽热的辉绿岩贯入，也不可能使濒于固结的花岗岩再度熔融并发生对流。其次，辉绿岩墙的规模也远远无法与花岗岩的规模相提并论。因此，浅部岩浆房对流模式是很难成立的。

花岗岩混合问题是怎样提出来的？我们推测，花岗岩混合问题可能是基于下述两个假定：（1）花岗岩岩浆原来是均匀的，存在不同的岩浆成分端元，例如地幔端元和地壳端元，认为岩浆混合过程是均一岩浆的不均一化过程；（2）认为花岗质岩浆可以无限制地混合，可以用以解释花岗岩地球化学上的一切差异。问题是，上述假定可信吗？

我们认为，花岗岩原先均一性的假定是不成立的。与花岗岩对比，玄武岩是相对均一的。因为，地幔在大范围内（例如，纵向在十几－几十 km 的尺度上，横向在约 1000 km 的尺度上）是大体均一的。而大陆上的花岗岩即使在几 km 的尺度上也不可能均一，尤其是来自古老陆壳的花岗岩。随着岩浆的上升，花岗岩浆的流动在一定程度上可以使岩浆趋于均一性，但这种趋于均一性的程度是有限的。因此，从总体上提出花岗岩混合成因的理论的依据是不

足的，花岗岩成分不均一不是混合的结果，而是从源区带来的。

许多人之所以认为花岗质岩浆（和花岗质岩浆之间以及和其它岩浆之间）能够发生均匀的混合，可能与不恰当地理解和使用哈克图解有关。哈克图解是很有用，但是，我们不能过分依赖它。我们重视花岗岩的地球化学性质是对的，但不应因此而忽略花岗岩的物理性质。因为，共存的岩浆之间热、力学和化学交换的有效性和空间范围, 取决于其物理和化学性质、质量分数以及岩浆系统的动力学（见：马昌前，2003 及其所引用的文献）。水和酒能够均匀混合，而水和油不能混合，是因为水和油分子间的引力不同。

通过上面的评述，我们可以得出下列几点初步的认识：

1. 玄武质岩浆粘性低，混合的能干性强，混合很容易达到高级程度，以化学混合占优；与玄武岩对比，花岗质岩浆的粘性大，混合的能干性低，野外花岗岩的混合现象非常普遍，但这些现象属于物理混合的过程，主要是 mingling 而非 mixing。除了少数例外（如高镁埃达克岩或高镁安山岩），花岗质岩浆往往只显示岩浆初期阶段和低级程度的混合，不大可能主导花岗岩的成因。

2. 玄武质岩浆源区地幔是相对均一的，而花岗质岩浆的源区（如下地壳）则是相对不均一的。花岗岩原始均一性的假定是不可能的。花岗岩从一开始熔融就可能是不均一的，这源于源区的不均一及熔融过程的复杂性。花岗岩成分的变化以及在哈克图解中成分点的“连续谱系”，可能主要与源区不均一和熔融过程的不均一有关，混合和分异可能起一定的作用，但不大可能起赵越等作用。

3. 花岗岩从源区生成、迁移、直至在地表喷出或在浅部定位的全过程，是一个不断均一化和不均一化的过程。但是，由于花岗岩粘性大，上述过程及岩浆演化的程度和规模都受到限制，也限制了岩浆混合的程度和规模。

4. 我们应当重视花岗岩的地球化学性质，但不应忽略花岗岩的物理性质。对比玄武岩与花岗岩，我们认为，地球化学方法在花岗岩中应用的范围和程度可能远远不及玄武岩，我们应当重新考虑花岗岩地球化学应用的问题。

主要参考文献：

Chappell B W, et al. 1999. Discussion and Reply Evaluation of petrogenetic models for Lachlan Fold Belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models. Australian Journal of Earth Sciences, 46: 827–836

Chappell BW. 1996. Magma mixing and the production of compositional variation with in granite suites: evidence from the granites of southeastern Australia. J. Petrology, 37: 449－470

Pitcher W S. 1997. The Nature and Oigin of Granite. London: Chapman and Hall

Wilcox R E. 1999. The idea of magma mixing: history of a struggle for acceptance. The Journal of Geology, 107: 421-432

洪大卫. 1994. 花岗岩岩浆的最新进展及发展趋势. 地学前缘, 1: 79-86

马昌前. 1994. 花岗岩类岩浆动力学—理论方法及鄂东花岗岩例析. 武汉: 中国地质大学出版社, 1-120

王涛. 2000. 花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义. 岩石学报, 16: 161-168

大洋岩石圈拆沉与大陆下地壳拆沉：两种不同的机制及效应

张 旗[1]，金惟俊[1]，王元龙[1]，李承东[2]，贾秀勤[3]
（1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
2. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170;
3. 中国科学院高能物理研究所，北京 100039）

拆沉作用（delamination）是地球科学中最令人难以捉摸的问题之一。拆沉作用至少可以分为两类：一类为大洋岩石圈拆沉，与板块俯冲有关；另一类为大陆下地壳拆沉，与板块俯冲无关。大洋岩石圈拆沉作用和下部陆壳拆沉作用的机制是不一样的，所引发的地质效应也不同。许多人认为，拆沉作用必然导致软流圈上升，加热地壳，使之发生部分熔融，形成大量的岩浆。作者认为，这种作用主要限制在大洋岩石圈拆沉。许多人在讨论下地壳拆沉时，往往喜欢讨论岩石圈拆沉，认为是下地壳连同其下的岩石圈地幔一道拆沉进入软流圈，有人则只谈岩石圈拆沉而不考虑下地壳拆沉。本文认为，下地壳是由于有大量岩浆逸出而导致密度增加而引发的，下地壳拆沉可能只是拆沉了下地壳，不会连同岩石圈地幔一道拆沉。大洋岩石圈拆沉可以引发相当规模的岩浆活动，相反，下地壳拆沉则是由于大规模岩浆活动而引发的（张旗等，2006）。

大洋岩石圈拆沉是由持续的板块俯冲引起的，而板块俯冲是地幔对流的产物。当板块在消减带向下俯冲时，玄武岩洋壳由绿片岩相经角闪岩相转变为榴辉岩相，榴辉岩相的密度大，甚至超过软流圈地幔，因此，产生一个向下的拉力。当俯冲到最后，洋壳消失殆尽，发生陆陆碰撞，陆壳由于密度低，产生一个向上的浮力，而大洋岩石圈板块仍然向下运动，此时，在大陆根部容易产生拉断，大洋岩石圈即被拆沉进入地幔，拆沉后留下的空间被热的软流圈地幔充填，加热下地壳底部，使其发生部分熔融，形成大量的中酸性岩浆，陆壳也由于受热而随之抬升。而大陆下地壳拆沉需要满足三个条件：（1）地壳加厚，使下地壳或下地壳底部达到榴辉岩相，密度加大；（2）下地壳发生部分熔融，使各种成分（包括中酸性成分）的榴辉岩相岩石转变为更加基性的榴辉岩，使其密度进一步增加，直至大于下伏岩石圈地幔；（3）下地壳之下的岩石圈地幔转变为软流圈地幔，地幔变热和增加塑性，允许下地壳进入。三个条件缺一不可，否则拆沉不可能发生。

因此，大洋岩石圈拆沉和下地壳拆沉是完全不同的两种机制：

1. 拆沉的物质。大洋岩石圈拆沉的物质包括大洋地壳、岩石圈地幔甚至一部分软流圈地幔，由于拆沉的大洋岩石圈剖面是大角度倾斜的，它们共同进入地幔深部；而大陆下地壳拆沉仅仅限制在下地壳，不包括岩石圈地幔。

2. 拆沉的动力。大洋岩石圈拆沉是由板块俯冲引起的，是地幔对流的产物，地幔对流带动大洋岩石圈地幔沉入地幔深部，并不因陆壳碰撞而停止，因此，是一种快速的主动的拆沉；而下地壳拆沉是由于下地壳加厚并有大量中酸性岩浆逸出而使下地壳密度增加引起的，还要使其下刚性的岩石圈地幔转变成塑性的软流圈地幔才有可能发生。因此，下地壳拆沉要克服许多阻力才能实现，使拆沉成为一个漫长的过程，因此，是慢速的和被动的拆沉。

3. 拆沉的过程。大洋岩石圈拆沉是由板块俯冲触发的，大洋岩石圈拆沉是整体进行的，

呈厚达几十公里的巨厚板片（包括洋壳和岩石圈地幔）向下拆沉的。而大陆下地壳拆沉是由地壳加厚开始的，地壳加厚，使下地壳或下地壳底部转变为榴辉岩相；随后，由于有来自地幔深部的（热）流体的上升，一方面，使岩石圈地幔进一步减薄直至全部转化为软流圈地幔；另一方面，造成下地壳大范围的部分熔融，形成了大规模的（埃达克质）岩浆，使下地壳榴辉岩的密度大于下伏的地幔，从而引发拆沉。大陆下地壳拆沉不大可能是整体进行的，即宽和长近千公里，厚 10－20 公里的下地壳同时一道被拆沉，而很可能是随着下地壳的熔融，一块一块地被蚕食、被拆沉（以上过程见张旗等，2006，图 2）。

4. 拆沉后的效应。大洋岩石圈地幔拆沉进入地幔，所留下的空间被热的软流圈地幔迅速占据，从而引发一系列地质效应，例如，岩浆活动、地壳抬升以及随后的构造松弛和造山带垮塌（Bird, 1978, 1979; 高山和金振民，1997）。而下地壳拆沉将导致地壳减薄，高原和山脉垮塌，并不伴有大规模的岩浆活动和地壳抬升等地球动力学过程。

因此，主动拆沉和被动是完全不同的两种机制。板块俯冲为主动拆沉，拆沉片的下面没有阻力，而是拉力，因此，拆沉的速度快，热的软流圈快速上升，填补拆沉留下来的空间，带来的热使下地壳产生部分熔融，是导致形成岩浆的重要因素，也使地壳上隆抬升。下地壳因密度加大而拆沉谓之被动拆沉，被动拆沉的阻力大，拆沉是缓慢的过程。主动拆沉导致大规模的岩浆活动，而被动拆沉是在大规模岩浆作用导致下地壳密度加大的基础上才能开始的。

许多人认为，下地壳拆沉不是孤立进行的，是与其下的岩石圈地幔一道拆沉的。Lustrino（2005）最近提出了下地壳和岩石圈地幔拆沉作用的一个新的模式，该模式具有一定的代表性，故文中着重对该模式提出了批评。我们认为，Lustrino 的模式存在许多问题。例如，Lustrino 的模式提出在加厚的下地壳之下的岩石圈地幔与周边的岩石圈地幔之间存在两条垂直的断裂，我们认为这是不可能的（张旗等，2006）。又如，Lustrino 的模式提出下地壳和岩石圈一道拆沉后所留下的空间被热的软流圈地幔充填，软流圈地幔上升带来的热使拆沉的下地壳发生了大规模的部分熔融，而不是拆沉后留下的中地壳发生部分熔融。一般认为，岩石发生部分熔融有 3 个途径：1，温度升高直至超过固相线温度（即通常所说的加热部分熔融）；2，压力降低直至超过固相线温度（即所谓的减压熔融）；3，挥发分加入降低了固相线温度而导致的部分熔融（加水部分熔融）。按照 Lustrino（2005）的模式，当下地壳和岩石圈地幔向下沉入地幔深部时，由于地幔的地热梯度远小于地壳的增温率（前者约 2－6℃/kbar），因此，随着压力很大的增加，温度增加很少，使之很难与干的固相线交汇，从而很难甚至根本不可能发生部分熔融。因此，我们认为，Lustrino（2005）的下地壳＋岩石圈地幔拆沉模式具有太多猜测的成分，而且与现存的地质事实不符，是很难令人相信的。

主要参考文献：

Bird P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. J. Geophys. Res., 83: 4975-4987

Bird P. 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. J. Geohys. Res., 84: 7561-7571

Lustrino M. 2005. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. Earth Science Reviews, 72: 21-38

高山, 金振民. 1997. 拆沉作用（delemination）及其壳－幔演化动力学意义. 地质科技情报, 16: 1-9

张旗, 金惟俊, 王元龙, 李承东, 王焰, 贾秀勤. 2006. 大陆下地壳拆沉模式初探. 岩石学报, 22: 265-276

华北东部大陆地幔橄榄岩组成、年龄与岩石圈减薄

郑建平，余淳梅，路凤香，张志海

（中国地质大学地球科学学院，地质过程与矿产资源国家重点实验室，
武汉 430074）

对比分析了华北东部地块陆下岩石圈地幔橄榄石 Mg#值和单斜辉石的 REE 配分形式。报道了鹤壁和汉诺坝橄榄岩中不同产状硫化物的激光 MC-ICPMS 原位 Re-Os 年龄。在这些资料基础上，结合其他已经发表的资料（如橄榄岩锆石年代学和 Hf 同位素等），我们进一步讨论了华北东部岩石圈中、新生代时的减薄机制。发现：1）原位分析在揭示岩石圈深部过程的细节上，有比全岩分析更大的优越性；2）岩石圈拆沉作用不能很好地解释古老难熔地幔、过渡型地幔和新生饱满地幔并存的事实；3）单纯的熔体-橄榄岩相互作用也难以解释晚中生代-新生代岩石圈地幔中单斜辉石的 LREE 亏损现象。因此，华北东部岩石圈减薄可能包括地幔伸展、熔-岩作用、侵蚀置换等复杂过程。这些过程可能包括：1）早中生代时，扬子地块向北俯冲碰撞所引起华北岩石圈的熔/流体交代富集作用、地幔伸展，和受扰动软流圈物质上涌并侵蚀受影响了的克拉通岩石圈；2）晚中生代-早第三纪，因太平洋俯冲的热扰动致使软流圈物质对古老地幔的强烈侵蚀作用引起岩石圈的巨大减薄，和 3)晚第三纪以来的软流圈热沉降作用所带来的小幅度岩石圈增厚过程。岩石圈先大幅减薄、后小幅增厚实现了最终的地幔置换和岩石圈整体的减薄过程。喷发时代为 100 Ma 的阜新玄武岩所捕获的橄榄岩主体是饱满的，说明华北东部在此之前曾有过地幔置换作用过程。

华北地区地壳上地幔结构地震观测和成像研究的一些新结果

郑天愉，陈 凌，赵 亮，艾印双，何玉梅，许卫卫

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京，100029）

得益于地震观测和数字技术的迅速发展，采用密集流动地震台阵观测天然地震，已成为针对特定目标、获取地球内部结构信息的重要手段。

由古老陆块拼合形成的华北克拉通，在中、新生代经受了强烈的构造变形。为探索这一大陆构造过程的深部起源和作用，我们从 2000 年开始执行华北地区地球内部结构探测计划（North China Interior Structure Project,缩写为 NCISP）。已经实施的流动地震观测剖面包括：NCISP-Ⅰ，穿过华北克拉通的东部边界郯庐断裂，止于鲁西隆起西部的近 E-W 向剖面；NCISP-Ⅱ，垂直于盆地主要构造线走向，穿过渤海湾盆地和太行山隆起，终止于汾谓裂谷北端的近 SEE-NWW 向剖面；NCISP-Ⅲ，从渤海湾盆地北缘，穿过燕山带和内蒙褶皱带的 S-N 向剖面；以及 NCISP-Ⅳ，横贯鄂尔多斯北缘的 E-W 向剖面。剖面总长度约 2400 km，地震台站 238 个，台站间距 10 km 左右。

我们利用已获得的大量高品质的天然地震记录数据，采用多种地震成像方法，根据不同震相的走时和波形记录提供的信息，重建了盆山边界结构，盆地内的沉积结构，以及观测剖面下的地壳结构；实现了部分剖面的岩石圈底界面的地震成像，地壳-上地幔间断面的地震成像；开展了地壳平均泊松比值分布，上地幔各向异性等多方面的研究。

对盆山边界和盆地内沉积结构的研究结果，展示了沉积结构从中生代到新生代的变化，提供了渤海湾盆地两阶段演化的地震学证据（Zheng et al., 2005; Zhao et al., 2005a）。

NCISP 观测剖面分布在具有不同地表地质构造的区域，对地壳结构的研究揭示了不同区域间地壳结构的明显差异。对渤海湾盆地-太行山地区地壳结构的地震成像结果，展示了 Moho 面深度从西向东变浅；盆地下方的下地壳显著减薄，以及太行山下存在 10-15 km 厚的壳-幔过渡带等特征，提供了华北东部下地壳参与克拉通改造的证据（Zheng et al., 2006）。燕山地区地震成像展示了地壳内普遍存在高、低速互层，提供了大规模岩浆活动的证据；地壳上界面的上隆和 Moho 面的下陷，是挤压作用的构造记录。燕山地区相对恒定的下地壳厚度和尖锐的 Moho 面与太行山地区形成鲜明的对比，反映二者经历过不同的构造变形过程。

岩石圈结构是寻找克拉通活化证据的关键探测目标。基于密集分布的观测资料和新的成像方法，在穿过郯庐断裂和鲁西隆起约 300 km 长的接收函数偏移成像剖面上，清楚地观测到 60-80 km 深度处呈弧形的强负极性震相。采用具有不同入射方向的资料重新成像并进行理论模拟实验，分析识别该震相揭示的速度间断面为岩石圈底界面。它从郯庐断裂带下最浅部的 60 km 向东、西两侧的深部延伸，深度变化达 20 km（Chen et al., 2006a）。

上地幔过渡带的结构特征是约束克拉通活化的深部机制的重要证据。研究区域覆盖有大面积沉积地层，利用建立的沉积结构模型，运用对接收函数的偏移成像，获得了穿过渤海湾

盆地约 500km 剖面下的上地幔过渡带上下间断面的结构。渤海湾盆地内部的上地幔过渡带结构简单，410-km 和 660-km 间断面均较为平坦。在盆地两侧，特别是东侧郯庐断裂带下的 660 km 间断面结构形态复杂，可能反映了板块俯冲物质的滞留。盆地内上地幔过渡带的平均厚度比全球平均厚度厚 10-15km，标志其上地幔下部处在较低的温度，明显不同于该区域地壳和上地幔顶部的相对高温环境（Ai et al., 2003；Chen et al., 2006b）。

通过横波分裂观测研究，发现了在华北板块东部地区的岩石圈地幔存在明显的各向异性特征。以南北重力梯度带为界，横波分裂快轴极化方向从东部的 NW-SE 方向变成西部的 NNE-SSW 方向，平均延迟时间从 1.0s 增加到 2.0s。推断横波分裂观测结果所反映的上地幔形变特征，分别是中、新生代伸展和克拉通形成时两期不同地质时期的构造作用的产物（Zhao et al., 2005b)。

密集分布的台站提供了高分辨的地震记录；流动观测的灵活性可以满足根据研究目标任意设置观测位置的要求；而远震记录接近垂直入射的特点提高了地震成像的横向分辨能力。NCISP 研究获得的一些新结果，为研究华北中新生代克拉通改造的深部过程提供了重要证据。

主要参考文献：

Y. Ai, T. Zheng, W. Xu, Y. He and D. Dong (2003), Acomplex 660 km discontinuity beneath northeast China, Earth and Planetary Science Letters. 212， 63-71.

L. Chen, T. Zheng and W. Xu (2006a), A Thinned Lithospheric Image of the Tanlu Fault Zone, Northeastern China: Constructed from Wave Equation Based Receiver Function Migration, J. Geophy. Res., Vol.111, B09312, doi:10.1029/2005JB003974.

L. Chen, T., Zheng, W., Xu (2006b), Receiver Function Migration Image of the Deep Structure in the Bohai Bay Basin, Northeastern China, Geophys. Res. Lett., in press.

L. Zhao, T. Zheng (2005a), Seismic structure of the Bohai Bay Basin, northern China: Implications for basin evolution, Earth Planet. Sci. Lett., 231, 9-22.

L. Zhao, T. Zheng (2005b), Using shear wave splitting measurements to inversion the upper mantle anisotropy beneath the North China Craton: Distinct variation from east to west, Geophys. Res. Lett., Vol.32, L10309, doi:10.1029/2005GL022585.

T. Zheng, L. Zhao and L. Chen (2005), A detailed Receiver Function Image of the Sedimentary Structure in the Bohai Bay Basin, Phys. Earth Planet. Inter., 152, 129-143.

T. Zheng, L. Chen, L. Zhao, W.i Xu, R. Zhu (2006), Crust-mantle structure difference across the gravity gradient zone in North China Craton: Seismic image of the thinned continental crust, Phys. Earth Planet. Inter. 159, 43-58.

大别山超高压榴辉岩和片麻岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf-O 同位素研究

郑永飞，赵子福，吴元保，张少兵
（中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026）

超高压变质作用是显生宙陆-陆碰撞带的一个重要特征，而前寒武纪超高压变质岩相对较为缺乏。板块汇聚过程中不同类型的碰撞与不同深度的俯冲有关，其中有限产出的前寒武纪超高压变质岩是通过弧-陆碰撞或延长的洋壳俯冲形成的。这表明前寒武纪与显生宙岩石圈在热力学、结构、组成、岩石学及流变学特征等方面存在显著差别。显生宙陆-陆碰撞在地球动力学上以冷板块的快速俯冲和快速折返以及陆壳在地幔深度的短时间居留为特征。在流体体制上，陆壳俯冲过程存在水的内部再分配，并在折返时表现出了相当大的活动性，而这些流体主要来源于名义无水矿物中羟基的降压出溶。这样，显生宙陆壳在俯冲至地幔深度之前可能与前寒武纪陆壳存在差别。因而研究超高压变质岩的原岩性质对揭示超高压变质组合的形成、折返及保存具有重要意义。

我们对大别山超高压榴辉岩和长英质片麻岩进行了锆石 U-Pb 定年、Hf 及 O 同位素分析。尽管三叠纪超高压变质作用显著地重置了变火成岩的锆石 U-Pb 体系，它们的初始 Hf 同位素组成的保存很好地反应了它们的原岩性质。因此本文研究结果不仅对它们的原岩性质提供了地球化学制约，而且表明扬子陆块从 Rodinia 超大陆裂开时的裂谷岩浆活动期间有显著的地壳生长。镁铁质和长英质原岩在大约 750 Ma 左右形成一个双峰式火山岩套，并把年龄约为 2.15 Ga 的陆壳带入长英质原岩。锆石 $\delta^{18}O$ 值为-4.1‰~4.4‰，表明原岩岩浆中不同程度的混入了大气降水。锆石的初始 Hf 同位素组成可分成两组：一组具有正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为 5.9±0.9~12.9±0.7；一组接近零为-2.7±0.6~2.3±0.3。正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值与亏损地幔 Hf 模式年龄 0.82~1.24 Ga 相对应，而负的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值与地壳 Hf 模式年龄为 1.82±0.07 Ga 相对应。片麻岩中一些锆石具有非常负的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值-22.6±0.6，这不仅与 2.2 Ga 的亏损地幔和地壳 Hf 模式年龄一致，而且与 2147±22 Ma 的不一致线上老的 U-Pb 年龄一致。因而长英质原岩含有古元古代地壳的残余，并且其中有一部分最初来自于同期的亏损地幔。另一方面，高度正的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值与 750 Ma 左右的 U-Pb 不一致交点年龄有关。这表明榴辉岩和片麻岩的原岩主要形成于新元古代中期初生地壳的再造，它们只是在岩石化学上存在显著的差别。榴辉岩中最高的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为 12.7~14.4，这与以亏损地幔源作参考的 0.75 ~0.82 Ga 的最年轻的 Hf 模式年龄一致。这些 Hf 模式年龄不仅与镁铁质岩浆中锆石生长的时间相近，还与扬子陆块周边双峰式岩浆活动的时间相似。表明在扬子陆块北缘裂谷岩浆作用将亏损地幔物质加入到大陆地壳中，同时在新元古代中期的裂谷构造带中存在同时期的壳-幔相互作用。因此，750 Ma 左右的双峰式岩浆活动把能量和物质从地幔传输到地壳中，导致古元古代老地壳和活动裂谷带受大气降水-热液蚀变的初生陆壳的再造。

大陆边缘裂谷岩浆活动不仅能导致双峰式组成的初生地壳生长，而且会引起古老地壳基底的熔融。具有正常 $\delta^{18}O$ 值锆石的早期镁铁质岩浆可由上升的软流圈地幔减压熔融产生，而具有低 $\delta^{18}O$ 值锆石的晚期双峰式岩浆显然是由裂谷构造带内部初生地壳和古老地壳的水化熔融引起的。这些不同类型的原岩可以出现大的 Lu/Hf 比值变，反映了具有不同年龄和来源的地壳贡献。镁铁质岩石的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值为 0.022；长英质岩石通常亏损 HREE 元素，因而其的 $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值接近或低于下地壳比值 0.010。因此，新元古代镁铁质岩浆作用可能来自于具有不同 Lu/Hf 比值的不同年龄的亏损地幔。无论如何，750 Ma 左右的双峰式岩浆作用引起了扬子陆块北缘活动裂谷构造带的源区混合和地壳混染。古元古代地壳的再造可由锆石 U-Pb 定年和 Lu-Hf 同位素分析得到，并且在新老地壳之间出现不同程度的混合。初生地壳与古老地壳来源岩浆的共存清楚地证明，在超大陆裂解过程中存在高的地幔热流和岩石圈尺度的断裂。

扬子克拉通北缘寒武纪－侏罗纪碎屑沉积岩 Mo 同位素特征及意义*

周 炼[1]，高 山[1]，Chris Hawkesworth[2]，Corey Archer[2]
（1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室;
2. 英国 Bristol 大学地球科学系）

近几年，随着同位素分析方法的改进和多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC－ICP－MS)的应用，Mo同位素地球化学的研究有了长足进步，并成为国际地学领域的一个前沿研究方向，得到广泛的关注。尽管现在仍处于数据积累阶段，但已有研究表明（Barling et al., 2001; Siebert et al., 2001; Christopher et al., 2003; Arnold et al., 2004; Ling et al., 2005），Mo同位素在地球化学、环境科学、生物圈与地圈的相互作用以及太阳系与地球物质的早期演化等方面具有巨大的潜力。

已有研究表明（Emerson and Huested, 1991），Mo 主要通过河水径流的方式进入海洋，在氧化条件下，Mo 在海洋中主要以 MoO_4^{2-}形式存在，这种化学形式是可溶的，当 HS^-浓度由 10^{-4} 增加到 10^{-3}，MoO_4^{2-}会转化为 MoS_4^{2-}（Helz，1996)，而 MoS_4^{2-}容易被 Fe 的氧化物或腐植质所吸附，从海水中移离出来，由于天然缺氧水体中 HS^-的浓度一般高于 10^{-3}M，因此，Mo 在这种缺氧环境下容易发生转变并以硫化物的形式沉积下来（Emerson and Huested, 1991; Crusius et al., 1996)。Mo 同位素在这两种不同沉积环境具有明显不同的特征，可以作为判断古海水氧化还原条件变化的重要指标(Anbar et al., 2001; Barling et al., 2001; Anbar and Knoll, 2002; Arnold et al., 2004)。

从目前 Mo 同位素的研究状况来看，对 Mo 同位素分馏机理的研究主要以黑色页岩和锰结核壳为研究对象，而对作为海水 Mo 通量主要来源的陆源物质的 Mo 同位素组成及分馏机理的研究还明显不足，特别是在风化和迁移过程中陆源物质的 Mo 同位素是否发生分馏，是值得关注的问题。因为，对反映上地壳平均组成－碎屑沉积岩的 Mo 同位素组成进行研究，可以更准确的提供全球海水不同端元 Mo 同位素组成的信息。本研究利用 Mo 同位素双稀释剂法(^{100}Mo, ^{97}Mo)对扬子克拉通北缘西乡－碑坝小区寒武纪－侏罗纪碎屑沉积岩的 Mo 同位素进行了初步研究，结合 Nd 同位素及微量元素组成，探讨大陆边缘碎屑沉积岩 Mo 同位素的变化规律。

初步结果表明，扬子克拉通西乡－碑坝小区寒武纪－侏罗纪碎屑沉积岩 Mo 浓度有较大的变化范围，特别是晚二叠纪 2 个样品具有明显高的 Mo 浓度(21.92ppm，3.07ppm)，而其它时期样品的 Mo 浓度一般在 0.3~0.96 ppm 之间，接近大陆平均地壳的含量（~1ppm）(Taylor and McLennan, 1995)。该区寒武纪－侏罗纪碎屑沉积岩的 δ^{98}Mo 具有较大变化范围（＋1.26~-0.43），远远大于 Siebert 等（2003）提出碎屑沉积岩 δ^{98}Mo 的变化范围(＋0.36～＋0.00)，特别是晚二叠纪 2 个样品具有相对偏重的 δ^{98}Mo（图 1），甚至接近了缺氧沉积岩和海水的 δ^{98}Mo 组成(＋0.51～＋1.62) (Christopher et al., 2003)，而志留纪，泥盆纪，石炭纪和侏罗纪

*长江学者国家创新团队基金(IRT0441)资助

碎屑沉积岩的 δ^{98}Mo 相对偏负，这些结果表明显生宙不同时期碎屑沉积岩的 δ^{98}Mo 组成并不一定是均一的，比海水和不同大洋 Fe–Mn 结壳的 δ^{98}Mo 变化范围要大（太平洋和大西洋的 δ^{98}Mo 在-0.5~-0.8）（Siebert et al., 2003），此外，与 Mo 含量与 δ^{98}Mo 没有很明显的对应关系，这在更新世氧化和缺氧沉积岩过渡带中也存在(Nägler et al., 2005)。

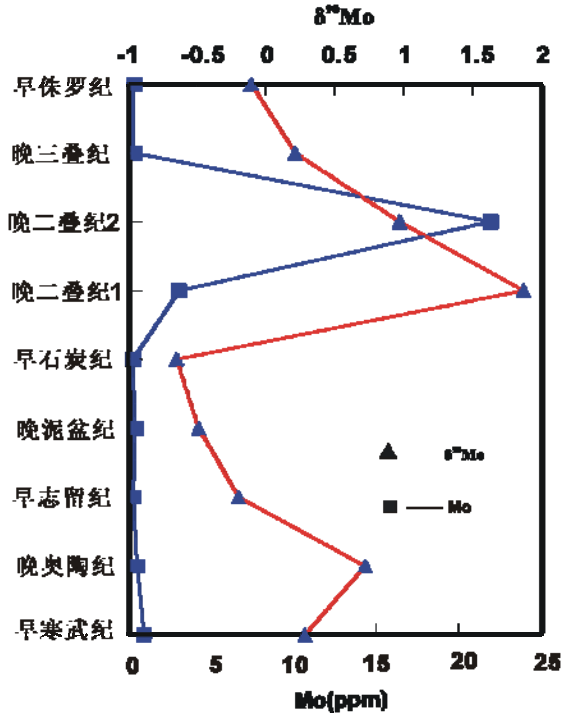


图 1. δ^{98}Mo 与 Mo 含量关系图

根据扬子克拉通显生宙页岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$与δ^{98}Mo同位素的关系图(图2)，除晚二叠纪－1样品外，$\varepsilon_{Nd}(t)$与δ^{98}Mo存在明显的对应关系，特别是晚二叠纪-2样品具有明显偏正$\varepsilon_{Nd}(t)$和偏重δ^{98}Mo，这种正相关似乎表明与幔源物质的加入有一定关系，而与Siebert等（2003）对火山岩，花岗岩和碎屑沉积岩Mo同位素的分析结果存在一定差异，从本文数据来看，δ^{98}Mo明显比消减带玄武岩的δ^{98}Mo（-0.09～＋0.25之间）偏重，同时比太古代和第三纪花岗岩的δ^{98}Mo组成（＋0.14～＋0.10之间）偏正，比较接近于缺氧沉积岩的δ^{98}Mo同位素组成。已有研究表明(Zhou et al.)，峨眉山二叠纪晚期发生的地幔柱以及产生的大量火山灰已经影响到扬子克拉通北缘西乡－碑坝小区的沉积物源，因此，不排除δ^{98}Mo在地幔柱的喷发过程中发生了分馏，或在喷发过程中导致缺氧环境的产生，使得Mo同位素具有类似于缺氧沉积岩的δ^{98}Mo特征，而晚二叠纪碎屑沉积岩-2样品所具有明显的Ce/Ce*负异常(Zhou et al.)，似乎可以与强烈的缺氧事件可以相对应。从本文有限的数据还很难对缺氧事件产生的机理进行进一步的解释，但是不排除在热液活动过程中，地幔柱熔岩的大量喷发到地表，由于还原金属的氧化作用，消耗了大量的氧气，在这种缺氧环境中，幔源来源的Mo在岩浆熔融过程中及水－岩交换反应过程中，发生同位素分馏，或是大量钼硫化物（MoS_4^{2-}）的产生，偏重Mo同位素优先吸附下来，使得该时期碎屑沉积岩物源具有缺氧特征的δ^{98}Mo组成。

晚二叠纪另外一个样品（晚二叠纪-1）具有明显偏重的δ^{98}Mo，而εNd(t)明显偏负，同时，其Mo浓度相对较低，有两种因素可以产生这种结果，一是这些碎屑沉积岩受到了具有明显

偏正δ^{98}Mo储存库的影响，如与海水发生水－岩反应；二是处于湖泊与海相沉积的过渡带，具有较低的Mo含量，δ^{98}Mo接近海水，而经历了海侵作用过程后，具有较高的Mo含量和较重的δ^{98}Mo(Nägler et al., 2005)，因此，根据扬子克拉通北缘晚二叠纪－1样品的Mo同位素特征和含量，似乎暗示该时期碎屑沉积岩与海水发生了一定程度的水－岩作用，是否与晚二叠世时期经历的全球海平面上升有关，还需要进一步证实，根据已有研究结果，晚二叠世海平面的上升是在相对较短的时间内发生的，海侵过程是非渐进性的，其上升幅度也大大超过早二叠世，同时晚二叠世具有整个晚古生代最小的锶同位素比值 (黄思静, 1997)，该区晚二叠世δ^{97}Mo和Mo浓度具有与海水相似的特征，似乎与该时期的海侵有一定的关系。此外，虽然志留纪，泥盆纪，石炭纪时期页岩的εNd(t)与δ^{97}Mo存在正相关，但没有明显幔源特征，其δ^{98}Mo也偏负，有可能是由于沉积过程中的自生作用起主要作用，因为，在自生作用过程中产生的Mo同位素一般比幔源的偏负。

总之，大陆边缘碎屑沉积岩的Mo同位素组成与区域构造活动及产生的古环境效应有明显的对应关系。

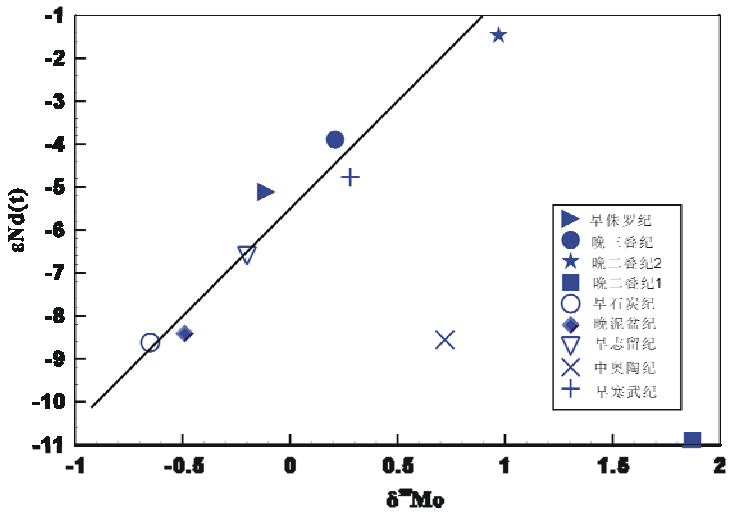


图2　δ^{98}Mo与εNd(t)相关图

主要参考文献：

Anbar A.D. and Knoll A.H., 2002. Proterozoic ocean chemistry and evolution; a bioinorganic bridge?, Science 297, 1137–1142.

Anbar A.D., Knab K.A. and Barling J., 2001, Precise determination of mass-dependent variations in the isotopic composition of molybdenum using MC-ICP-MS, Anal. Chem. 73, 1425–1431.

Arnold G.L., Anbar A.D., Barling J. Lyons T.W., 2004. Molybdenum isotope evidence for widespread anoxia in mid-Proterozoic oceans, Science 304:87–90.

Barling J., Arnold G.L. and Anbar A.D., 2001, Natural mass-dependent variations in the isotopic composition of molybdenum, Earth Planet. Sci. Lett. 193:447–457.

Christopher S., Thomas F. Nägler, Friedhelm von Blanckenburg and Jan D. Kramers, 2003. Molybdenum isotope records as a potential new proxy for paleoceanography. Earth and Planetary Science Letters 211: 159-171

东亚造山带晚中生代火山岩时代及源区地球化学特征初步讨论

周新华[1]，英基丰[1]，王 非[1]，张连昌[1]，郭 锋[2]

（1. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029;
2. 中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640）

位处华北克拉通与西伯利亚克拉通之间的东亚造山带是全球显生宙大陆地壳生长最显著，也最具代表性地区，同时也保存了中国、乃至亚洲大陆最后拼合的地质地球化学记录。无疑，这些记录同时也从另一个侧面反映了中新生代中国东部大陆岩石圈转型及改造过程。本工作将以蒙古东部及中国境内大兴安岭地区晚中生代火山岩研究为切入点，探讨这一重要地球动力学过程的时间制约和源区地球化学特征。

由大兴安岭地区面上四个代表性剖面和蒙古东部系统的高精度地质年代学研究所反映的Ar-Ar全岩年龄及各火山层位分选锆石微区U/Pb年龄，尽管可以认为分布于~163－~160 Ma, ~147－~140 Ma, ~125－~120 Ma 和 ~116－~113 Ma几个时间区段，但总体上还是以>140 Ma为主。即以前被普遍认为晚侏罗世的火山岩地层，大部分现应划为早白垩世。而从空间分布上看，晚侏罗世火山岩主要分布于大兴安岭西侧的中蒙交界处及蒙古东部。南、北大兴安岭之间在年代学特征上并不存在系统的差别。

对这套高钾钙碱性火山岩系统的地球化学工作，特别是 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素填图对结果表明，尽管其浅位分异或混染作用导致了岩石学上的多样性，总体上其源区均以年轻的造山带物质为主。即以接近原始地幔、甚至亏损地幔值的 Pb－Nd－Hf 同位素组成为主。从而具有明确的新生地壳物质的同位素表征，而与与之相邻的华北克拉通形成及其鲜明的对比。这就从更深层次上，进一步证实了东亚造山带是全球显生宙大陆地壳垂向增生的重要而典型的地区。深入的高分辨同位素填图研究进而又揭示了这一新增生的地壳物质在次级意义上的区域不均一性。所有上述研究结果均指示了本区晚中生代火山岩具有与典型路－海－陆碰撞的造山带地区相当不同的地球化学特征，它反映了鲜明的陆内碰撞后引张背景，以及特定规律的空间分布。而所有这些时空分布特征则是其区域地质构造演化历史的反映。这无疑将有助于我们进一步制约晚中生代这一关键地区地球动力学过程及其机制研究，解决诸如有关的碰撞及拼合作用、底垫作用、周边板块的俯冲作用、引张作用和可能的拆沉作用的时间制约及机制制约。进而我们更有可能讨论这一区域的地球动力学过程与中生代白垩纪全球事件的联系。

本工作为国家自然科学基金重点项目40334043资助。

中国东部从挤压向伸展转换的动力学过程
——来自郯庐断裂带演化的启示

朱 光，牛漫兰，谢成龙，胡召齐

（合肥工业大学资源与环境工程学院， 合肥 230009）

北北东走向的郯庐断裂带，在中国东部大陆延伸达 2400 km。该断裂带起源于华北与华南板块的陆—陆碰撞之中，随后与中国东部大陆一起经历了多期的演化，也记录了中国东部大陆中生代以来的动力学演化过程。

华北与华南板块沿秦岭—大别—苏鲁造山带的陆—陆碰撞开始于印支期，中三叠世发生了陆壳的深俯冲，也造成了广泛而强烈的前陆变形。而在晚三叠至中侏罗世经历了深俯冲岩片的折返及造山带的抬升，相应在造山带周缘出现了前陆沉积。近年来通过对郯庐断裂带内构造与同位素年代学的综合研究，以及其周边前陆变形与沉积现象，揭示该断裂带以陆内左旋转换断层形式起源于华北与华南板块碰撞中的陆壳深俯冲阶段（中三叠世），是造山带不同部位深俯冲的速度差所造成的转换断层活动，并大规模地左行错开了大别与苏鲁造山带。因而，华北与华南板块在印支至早燕山期（T2-J2）是处于板块汇聚过程中近南北向的挤压动力学背景下，属于古特提斯构造体制。其中主要的挤压变形发生在中三叠世，而晚三叠至中侏罗世期间挤压活动不强。近年来一些研究者根据晚三叠至中侏罗世华北板块上的岩浆活动，提出这一期间发生了与俯冲扬子板片断离有关的伸展活动。然而，这期伸展活动在华北板块及郯庐断裂带上都没有明显记录，值得进一步的深入研究。

近年的研究显示，华北与华南板块上晚侏罗世几乎没有沉积记录，指示为隆起环境。郯庐断裂带继印支期活动之后曾再次发生了显著的左行平移。关于这期平移时间，近年来所获得的一系列糜棱岩全岩、角闪石、白云母、黑云母 Ar-Ar 同位素年龄为冷却年龄，集中在早白垩世。最近笔者从大别山东缘郯庐走滑糜棱岩中获得了白云母 Ar-Ar 同位素年龄为 150 Ma，指示该断裂带这期左行平移发生在晚侏罗世。由此推断，晚侏罗世时中国东部大陆遭受了压扭变形，总体处于挤压背景之下。中国东部大陆这期变形以北北东向的左行平移断裂（郯庐断裂系）活动为主，褶皱变形与岩浆活动不显著。太平洋区伊泽纳崎板块在晚侏罗世发生了向北的高速运动，沿北北东向俯冲带斜向俯冲于东亚大陆之下，也由此使中国东部大陆动力学开始受控于太平洋区板块活动，转变为滨太平洋构造体制。在此大洋板块的低角度高速斜向俯冲背景下，中国东部大陆显现为压扭性活动大陆边缘背景，也由此造成了岩石圈的加厚，为随后的岩石圈减薄奠定了基础。

研究表明，郯庐断裂带在早白垩世转变为伸展活动，一方面表现为控制发育了下白垩统充填的断陷盆地（如松辽盆地、胶莱盆地、合肥盆地等）；另一方面出现了大量与岩石圈减薄有关的岩浆活动。目前郯庐断裂带上所获得的最早火山岩的年龄为 133 Ma （锆石 ICP-MS），最早的侵入岩年龄为 128 Ma （黑云母 Ar-Ar 年龄）。断裂带上这期岩浆活动与中国东部晚中生代岩石圈减薄中所发生的岩浆活动在时间上与演化规律上基本上是一致的。因而，早白垩世时郯庐断裂带与中国东部一起经历了岩石圈减薄背景下的伸展活动。也正是在早白垩世，中国东部转变为伸展构造体制。这一伸展构造体制的出现，可能与太平洋板块转变为低速正向高角度俯冲有关，也类似于美国西部盆岭省伸展构造的发生背景。

总之，中国东部由印支期古特提斯体制中的挤压向早白垩世滨太平洋体制中的伸展转变中，经历了晚侏罗世的压扭性活动大陆边缘演化阶段。晚侏罗世才是中国东部开始受控于太平洋板块活动、转变为滨太平洋体制的时间，也应是岩石圈增厚期。中国东部构造体制的转折出现在晚侏罗世，而转变为岩石圈减薄背景下的伸展活动发生在早白垩世。

青藏高原南部地区变质作用的时空演化

董永胜[1]，于介江[1]，李 才[1]， 王立全[2]

（1. 吉林大学地球科学学院，长春 130061;

2. 国土资源部成都地质矿产研究所，成都 610082）

本文所指的青藏高原南部地区是包括龙木错－双湖－澜沧江结合带在内的羌南－冈底斯－喜马拉雅地区。近年来在该区的变质地质学研究成果特别是 1:25 万区调获得的大量有关变质岩与变质作用资料，为反演其地壳的时空演化过程提供了良好的条件。区内构造格局表现为以数条结合带为特征的板块碰撞结构，其中的龙木错－双湖－澜沧江结合带属于古特提斯闭合遗迹；班公湖—怒江和雅鲁藏布江结合带结合带是新特提斯闭合的遗迹。因此，其变质作用时空演化与古特提斯洋和新特提斯洋消亡的碰撞造山和造山期后的高原隆升历史密切相关（表 1）。

表 1 青藏高原南部地区变质作用时空演化表

变 质 地 带		AnPA	PA	I	Y	H
北 ◀	1．龙木错－双湖－澜沧江变质地带(结)			—	—	
	2．羌南－左贡变质地带	—	—	—	—	
	3．班公湖－怒江变质地带(结)				—	
	4．革吉－班戈－洛隆变质地带	—	—		—	
	5．隆格尔－工布江达变质地带	—	—		—	
	6．冈底斯－察隅变质地带	—	—			—
	7．雅鲁藏布江变质地带(结)					—
	8．北喜马拉雅变质地带	—	—			—
南	9．高喜马拉雅变质地带	—	—			—

注：（结）表示该变质地带为碰撞结合带。

AnAP－前泛非期； AP－泛非期； I－印支期； Y－燕山期； H－喜马拉雅期

1. 前寒武纪古老地壳的形成及变质作用

1.1 前泛非期变质作用

前泛非期变质岩系由变质表壳岩和古老的变质深成侵入体组成，变质表壳岩原岩主要为泥质砂质陆缘碎屑岩夹碳酸盐岩和中基性火山岩建造，应属于印度地台的边缘沉积，可能均形成于中新元古代或更早。在这套变质杂岩中，出现较多的 792-950Ma 的年龄数据，代表前泛非期构造-热事件年龄，该期变质作用属于区域动力热流变质作用，形成以角闪岩相为主的中压变质岩系。

1.2 泛非期变质作用

尽管目前对冈瓦纳大陆的北界到底位于龙木错－双湖－澜沧江结合带还是班公湖－怒

江结合带仍存在不同意见，但近年来相继在高喜马拉雅地区的亚东、聂拉木、北喜马拉雅的吉隆、冈底斯北部的聂荣以及羌南的类乌齐（吉塘岩群）等地的中晚元古代基底变质岩系中获得了较多 480～590 Ma 的锆石 SHRIMP 年龄数据，确认了泛非变质事件在龙木错－双湖－澜沧江结合带以南的存在，在康马穹隆边部发现的早奥陶统底砾岩，认为可作为泛非事件的地质标志。1：25 万玛依岗日幅区调工作在羌南发现的奥陶纪－泥盆纪地层，其沉积环境和生物组合等与聂拉木和申扎地区均可以对比，均属于稳定环境下的大陆边缘台型沉积建造。

对于泛非期变质作用，目前还无法确定其具体物质表现，与该期变质作用有关的矿物组合及其所反映的变质条件还不得而知，还有待今后进一步的研究。

2. 古特提斯洋闭合碰撞过程的变质作用

晚三叠世以前，冈瓦纳大陆与欧亚大陆之间为古特提斯洋相隔，目前在羌塘中部红脊山－戈木日－角木日－玛依岗日－恰格勒拉段具有板块缝合带特点的蛇绿混杂岩的形成时代为晚石炭世－早中二叠世，代表了古特提斯洋洋壳的形成时代。

古特提斯洋以南的羌南－冈底斯－喜马拉雅地区，在奥陶纪至泥盆纪稳定台地沉积环境的基础上，于石炭纪开始转变为拉张裂陷环境，北喜马拉雅上石炭统－下二叠统、冈底斯地区上石炭统来姑组、昂杰组和二叠系洛巴堆组、拉嘎组以及羌南石炭－二叠系地层中均出现基性或基性－中酸性系列的火山岩。陆壳的拉张裂陷作用与古特提斯洋的消减有关，该消减作用过程中的地壳运动可能也导致了北东部嘉玉桥岩群以及类乌齐一带早古生代地层的华力西期变质作用。

随着古特提斯洋的进一步消减，最终于三叠纪末期发生了两大陆块的碰撞，形成了龙木错－双湖－澜沧江高压变质地带，产生了印支期低温高压变质的蓝片岩和榴辉岩。

3. 新特提斯洋闭合碰撞过程的变质作用

在晚三叠世前述古特提斯洋盆闭合碰撞的同时，在羌南－冈底斯－喜马拉雅地区伴随古特提斯洋的消减开始于晚古生代的拉张裂陷作用，在二叠纪以后一方面继续拉张，使盆地的沉积作用持续进行；另一方面，沿雅鲁藏布江带在早中三叠世迅速扩张,至晚三叠世已形成宽阔的大洋,是新特提斯洋的主域（为叙述方便，本文暂称为雅鲁藏布洋），晚三叠世沉积特别发育。晚三叠世末期到侏罗纪时沿班公湖—怒江一线, 形成新特提斯另一初始洋盆并迅速扩张，形成了扩张的洋脊和深海平原，代表了新特提斯洋的北域（为叙述方便，本文暂称为班公湖－怒江洋）。同时在扩张裂解的过程中还产生了冈底斯－念青唐古拉、聂荣、嘉玉桥、南羌塘以及其它更小的微陆块。

中－晚侏罗世，随着班公湖－怒江洋洋壳的向南俯冲，于早白垩世发生最终的碰撞，形成班公湖－怒江高压变质地带。受碰撞作用的影响，该变质地带两侧的羌南－左贡地区和冈底斯－念青唐古拉地区均出现了低压低绿片岩相变质作用，其中在羌南地区，影响范围可达龙木错－双湖变质地带，表现为印支期之后的叠加变质；冈底斯－念青唐古拉地区影响范围大致到噶尔－隆格尔－工布江达一线，形成初始的革吉－班戈－洛隆变质地带，与高压碰撞带构成变质双带，冈底斯－念青唐古拉北部的早白垩世岩浆岩带和更南的中晚侏罗世火山岩

带的形成均是该期俯冲碰撞作用的产物。

班公湖－怒江结合带以南的狮泉河－古昌一带蛇绿岩或蛇绿混杂岩残片的存在表明，在班公湖－怒江洋盆形成的同时，还存在另一个裂解扩张带，向东经永珠、嘉黎一直延伸到波密，该带到底是班公湖－怒江洋盆的一个分支还是冈底斯－念青唐古拉微陆块北缘的一个弧后次级扩张带，目前还存在不同的认识，从该带地质特征来看，其裂解扩张与班公湖－怒江洋盆是一致的，是否达到了真正意义上的洋还无法确定。不论对其认识如何，它与班公湖－怒江洋基本同时闭合，在狮泉河一带也表现出低温高压变质的特点。

班公湖－怒江洋闭合的同时，扩张中心再度南迁至雅鲁藏布洋,于晚侏罗—早白垩世之后,洋壳向冈底斯陆块下俯冲,在渐新世全面碰撞, 形成了雅鲁藏布江变质地带，属于低温高压变质带，主体变质程度为蓝闪绿片岩相。

受碰撞作用的影响，该变质地带南北两侧的北喜马拉雅地区和冈底斯－察隅地区均发生了低压变质作用，南部影响大致为北喜马拉雅范围，形成北喜马拉雅变质地带；北部影响范围可达隆格尔－措勤－嘉黎一线，形成初始的冈底斯－察隅变质地带，为低压高温变质带，变质程度总体为绿片岩相，局部可达角闪岩相，与高压碰撞带构成变质双带，冈底斯南缘中新生代岩浆岩带是该期俯冲碰撞作用的产物。

前述初始的革吉－班戈－洛隆燕山期变质地带范围与初始的冈底斯－察隅喜马拉雅期变质地带范围在空间上具有重叠性，重叠区域在隆格尔－工布江达一带，是两期变质作用叠加改造的地区，单独命名为隆格尔－工布江达变质地带。

雅鲁藏布洋的闭合结束了新特提斯洋的演化历史。

4. 高原隆升阶段的变质作用

中新世末,印度陆块沿西瓦里克带发生陆内俯冲,形成了一系列逆冲推覆带,高喜马拉雅变质地带陆壳缩短、垂向加积增厚, 急剧隆升，进而诱发了浅层次的隆升和伸展，同时也导致了相关变质作用的发生和不同类型变质岩石的形成。

高喜马拉雅变质地带的同位素年龄数据显示喜马拉雅期在高喜马拉雅基底变质岩系中存在高压高角闪岩－麻粒岩相相变质作用，南迦巴瓦岩群直白岩组富铝片麻岩和大理岩存在透镜体状高压麻粒岩包体，其形成年龄为 69～45Ma。岩石中不同世代矿物组合及其转变关系表明，在构造增厚而发生峰期高压麻粒岩相变质后，经历了等温降压、降温降压过程，揭示其曾经历了一个快速隆升的构造演化历史，应与高喜马拉雅的隆升有关。

北喜马拉雅变质地带定日—萨迦—康马一线分布有平面上呈串珠状的变质核杂岩是热隆伸展的结果，属于造山后伸展作用的产物，时间应在 20Ma 之后。核杂岩内出露的淡色花岗岩（也称北喜马拉雅淡色花岗岩带或拉轨岗日淡色花岗岩）岩浆的生成和侵位与地壳伸展、深部物质上隆和多层次滑脱剥离作用相关联，其结晶年龄为 17～10Ma。

直到现在，印度陆块的俯冲作用仍在持续进行，地壳内仍在发生着新的变质作用，形成着新的变质岩石。

大别造山带黄镇榴辉岩矿物不同类型地质温度计应用和对比

高天山，郑永飞，陈仁旭

(中国科学技术大学地球和空间科学学院 合肥 230026)

估计造山带榴辉岩相变质岩的形成温度，对于研究地壳俯冲和超高压变质带的形成和演化具有重要义。常用于测定榴辉岩形成温度的有石榴石-绿辉石 Fe-Mg 配分温度计和石英-矿物对氧同位素温度计。最近的自然观察和实验测定发现，金红石中的 Zr 含量与温度之间存在线性关系，因此能够用于变质岩测温。本文将这三种温度计用于同一产地榴辉岩及其中的石英脉，试图探索大陆地壳俯冲和折返过程中矿物元素同位素配分与地质测温之间的关系。

对大别造山带黄镇低温超高压榴辉岩中金红石 Zr 含量的温度计算得到，产于矿物内部金红石 Zr 含量温度明显地高于粒间金红石 Zr 含量温度，产于矿物石榴石、绿辉石和黝帘石内部金红石 Zr 含量温度主要集中在 528~589℃之间，而产于粒间金红石的温度主要集中在 465~528℃之间。榴辉岩中金红石 Zr 含量最高的产于石榴石中，但是所计算的温度 503~589°C 仍然不同程度地低于榴辉岩形成温度 670°C。石英脉中金红石 Zr 含量温度主要集中在 465-528℃之间。石英-耐熔矿物对氧同位素温度主要集中在 650~695℃之间，表明耐熔矿物石榴石、锆石和蓝晶石在该区榴辉岩中相对其它矿物来说保存最好，退变质作用最弱，因此其氧同位素温度与峰期超高压榴辉岩相变质条件基本一致。而石英-易熔矿物对温度主要集中在 450~510℃之间，与易熔矿物绿辉石、钠云母、斜黝帘石/黝帘石在榴辉岩中蚀变强烈一致，反映了角闪岩相退变质阶段的流体活动。石榴石-单斜辉石 Fe-Mg 配分温度结果分为三组：795-863℃、629-679℃和 468-572℃，其中后两组与金红石 Zr 含量和石英-矿物对氧同位素测温结果具有可比较性，指示了榴辉岩相变质和角闪岩相退变质过程中的 Fe-Mg 交换平衡，而第一组温度明显高于已知的榴辉岩相变质温度，表明绿辉石后成合晶导致了部分石榴石与单斜辉石之间的 Mg-Fe 不平衡。榴辉岩折返过程中的流体活动可能是导致矿物之间元素和同位素扩散交换再平衡或不平衡的基本原因。粒内金红石 Zr 含量温度不同程度地低于榴辉岩形成温度，可能说明其在进变质过程中形成后相对“孤立”，即使在峰期榴辉岩相条件下也不能与锆石之间达到 Zr 配分再平衡。粒间金红石 Zr 含量降低可能与金红石重结晶有关，结果导致它们与锆石之间的 Zr 配分平衡遭到破坏。

矿物之间的元素或同位素配分地质温度计已经广泛用于变质岩的形成条件和 P-T-t 轨迹研究。这类温度计的成功应用取决于下列条件：(1) 共存矿物之间的元素或同位素配分达到了指定变质条件下的热力学平衡或再平衡；(2) 变质岩形成之后这种平衡没有受到后期地质过程的扰动而破坏；(3) 元素扩散封闭温度与岩石形成温度相当。然而，大量的测温实践发现，不仅同一岩石不同矿物对之间给出的温度存在差别，而且同一岩石相同矿物对之间的温度有时也有变化；测温结果有时明显低于或高于假定的顶峰变质温度，同一岩石不同矿物对之间给出的温度有时出现有规律的差别。影响这些温度变化的主要原因有二，一是岩石冷却过程中矿物之间元素或同位素配分由于扩散速率不同发生差异性再平衡，二是岩石抬升过程中流体活动引起体系局部或完全开放导致矿物之间元素或同位素配分发生不平衡或部分再平衡。

龙木错－双湖缝合带与冈瓦纳北界

李 才[1]，董永胜[1]，翟庆国[2]

（1. 吉林大学地球科学学院；2. 中国地质科学院地质研究所）

1. 问题的提出

自从板块构造理论引入青藏高原构造研究领域，特提斯演化与冈瓦纳大陆和欧亚大陆的界线研究是地学界几十年持续的研究热点。印度河－雅鲁藏布江板块缝合带、班公湖－怒江板块缝合带、西金乌兰－金沙江板块缝合带在不同时期都曾经被认为是冈瓦纳和欧亚大陆两大板块的界线。经过几十年的研究，各板块缝合带的界线意义已趋明确，这三条缝合带对冈瓦纳大陆的基本要素构不成约束，已经不适合作为冈瓦纳与欧亚大陆古特提斯的界线。而龙木错－双湖缝合带作为两大陆界线，认识上分歧很大。

根据对缝合带的研究，青藏高原发育三条大规模的印支期缝合带，并将青藏高原分为三大板块。昆仑－秦岭缝合带以北为塔里木－华北板块；昆仑－秦岭缝合带与龙木错－双湖－吉塘缝合带之间为扬子板块；龙木错－双湖－吉塘缝合带以南为冈瓦纳板块。西金乌兰－金沙江缝合带是发育在扬子板块内部的印支期缝合带；班公湖－怒江和印度河－雅鲁藏布江缝合带是发育在冈瓦纳大陆框架下新特提斯阶段的缝合带，构不成冈瓦纳北界。

2. 龙木错－双湖缝合带基本特征

2.1 龙木错－双湖缝合带两侧的基底性质

在界定板块属性时，我们强调基底的性质与时代是板块的“根”。喜马拉雅、拉轨岗日地区和安多地区聂荣岩群的元古代变质杂岩中获得了一批泛非期同位素年龄数据，在喜马拉雅和拉轨岗日的不同部位发现中奥陶统砾岩角度不整合盖在元古代变质杂岩之上。根据最新填图资料，有学者认为 BNS 以南的基底是泛非基底。作者认为羌塘南部和昌都吉塘以西地区的基底应为泛非基底。

羌北地区目前没有发现古老基底，在青海省玉树的长青可、小苏莽、江达、罗麦地区到巴塘以西金沙江西岸出露的元古界，最近的 1：25 万地质调查获得了一批晋宁期年龄信息，表明这些零星出露的应是扬子板块晋宁期基底的碎块。

2.2 龙木错－双湖缝合带南北两套地层系统、生物和建造特点

喜马拉雅到羌南地区的早奥陶世晚期－二叠纪从沉积建造、生物组合、岩浆活动、变质作用和构造运动方面均可以对比，在冈瓦纳大陆北缘有广泛的可比性。羌北－昌都地层区的拉竹龙、江达的青泥洞和芒康的海通等地，泥盆系与奥陶－志留系呈区域性的角度不整合，即晚加里东运动在这些地区普遍存在，生物面貌是扬子型的，石炭纪和二叠纪的含煤岩系和植物群在扬子板块区域内可以广泛对比。喜马拉雅到羌南地区，晚石炭－早二叠世普遍发育基性岩浆事件，羌北地区的同时代地层中没有岩浆活动迹象。羌南地区的沿龙木错－双湖缝合带以南的石炭－二叠纪的地质体经历了印支期高压－超高压变质作用，而羌北地区从泥盆系到晚二叠世没有发生明显变质作用。这些是区分冈瓦纳与扬子两大陆块的重要依据。

沉积建造和生物组合的差异是区分两大陆边缘的主要依据。椐目前掌握的资料，南北羌塘古生代的地层序列、生物组合和建造类型是两种不同类型，以龙木错－双湖－吉塘－昌宁－孟连为滇藏和扬子两个地层大区的界线，分别代表两个大陆边缘沉积体系。

2.3 龙木错－双湖缝合带的蛇绿岩

目前在龙木错－双湖缝合带只在羌塘中部发现蛇绿岩，识别出早古生代和中二叠世两期。早古生代蛇绿岩仅见于果干加年山，是一套变质的蛇绿岩，由堆晶结构的辉长岩和枕状玄武岩等组成，地球化学特征分析蛇绿岩形成于大洋中脊环境。中二叠世蛇绿岩主要出露地点有羌塘中部的红脊山、角木日、雪水河、玛依岗日南坡和北坡、角木茶卡东，纳若、恰格勒拉和双湖以东的才多茶卡等地也有出露，延伸超过 450km。具有洋岛蛇绿岩特点。

最近朱同兴等在双湖以东才多茶卡以北的灰黑色硅质岩中，获得大量晚泥盆世法门期的放射虫，同时在一条剖面上还获得了二叠纪的放射虫化石，为确定洋盆的形成和持续演化时间提供了重要信息。

2.4 羌塘中部的蓝片岩—高压变质带

羌塘地区中部的高压－超高压变质带，西起冈玛日、红脊山，向东经绒玛咸水泉、角木查尕日，双湖纳若、恰格勒拉，到双湖东的才多茶卡，长约 500km。

羌塘地区有关蓝片岩的最早报道始于 1915 年。1987 年作者报道了双湖恰格勒拉地区的蓝片岩。其后国内外学者先后报道了冈玛日、咸水泉、角木查尕日和红脊山等地区蓝片岩及同位素定年结果，并对高压变质带的构造意义进行了探讨。

羌塘地区的蓝片岩分为两个时代，早二叠世晚期蓝片岩：以冈玛日、片石山地区的蓝片岩为代表，时代在 280Ma 左右。晚三叠世蓝片岩以红脊山、绒玛咸水泉、角木查尕日、双湖纳若、恰格勒拉和才多茶卡地区的蓝片岩为代表，时代在 220Ma 左右，根据青铝闪石矿物成分估算的变质温度为 410～460℃，变质压力为 0.67~0.75Gpa。

最近在他念他翁山脉南侧相当于嘉玉桥群中获得多硅白云母 Ar-Ar 年龄 231±1Ma(王根厚等)，在昌都的酉西群的变质玄武岩中也获得了多硅白云母，但尚未获得年龄，推测羌塘中部的高压变质带已经延伸的他念他翁和昌都的吉塘地区。

羌塘戈木日地区发现了榴辉岩，初步研究为 C 型榴辉岩。根据石榴石—单斜辉石地质温度计和石榴石—单斜辉石—多硅白云母地质压力计估算，压力在 1.56~2.35Gpa 之间，榴辉岩相变质作用发生的温度不超过 500℃。榴辉岩属于典型的低温型榴辉岩，它的形成与新疆西天山和北祁连的低温型榴辉岩类似，初步认为羌塘榴辉岩的年龄为晚三叠世（印支期）。

3. 对冈瓦纳北界的理解

泛非运动形成冈瓦纳大陆，而且冈瓦纳大陆是不断增生的，边界也应当是不断变化的。随着冈瓦纳大陆的裂解和汇聚，特提斯的演化经历从古生代到中生代的迁移演变。青藏高原南部地区奥陶纪以来的海相沉积序列是在冈瓦纳大陆的北缘发展起来的建造系统，近于统一的基底和古生代沉积序列，是识别冈瓦纳大陆的基本前提。而晋宁基底和南华纪以后的盖层，普遍存在的晚加里东运动是扬子板块所固有的特点。两个大陆板块各具鲜明的结构与演化历程。几十年来青藏高原上数条板块缝合带被不同的学者划定为冈瓦纳大陆的北界，由于资料的丰富和研究程度的提高，主要分歧逐渐集中在龙木错－双湖缝合带与班公湖－怒江缝合带。

班公湖－怒江缝合带至今没有发现确切的古生代大洋存在的确凿地质记录，蛇绿岩的年龄见于报道的为最早 193Ma，放射虫的时代最早也为晚三叠世，更为重要的是班公湖－怒江缝合带对古生代冈瓦纳增生体系没有起到制约作用。作者认为把班公湖－怒江缝合带归属于新特提斯阶段发生在冈瓦纳框架下的板块缝合带，构不成古特提斯阶段冈瓦纳和欧亚大陆的界线。刚刚获得改则县舍玛拉沟辉长岩岩墙锆石 SHRIMP 年龄为 221Ma（曾庆高等），在嘉黎构造带获得 218Ma 的蛇绿岩锆石 SHRIMP 年龄（和钟铧等），这给我们提供了一个十分重要的信息，在龙木错－双湖缝合带闭合时，班公湖－怒江洋（海）开始扩张，正是班公湖－怒江洋（海）的打开，进一步促进了龙木错－双湖带的闭合。

吕梁山古元古代花岗质杂岩的锆石 U-Pb 年代学

刘树文，刘超辉，李秋根，吕勇军

（北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室，地球与空间科学学院）

吕梁山古元古代花岗质岩石包括赤坚岭花岗闪长质片麻岩、中阳花岗闪长质片麻岩、会立花岗闪长质片麻岩等早期典型的钙碱性花岗质岩石系列和惠家庄二长花岗岩、市庄石榴石二长花岗岩、横坚二长花岗岩等典型的 S-型花岗岩系列. 六个样品的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学分析表明, 中阳花岗闪长质片麻岩经历了两幕构造岩浆作用,早期岩浆作用发生在 2132Ma, 晚期岩浆活动发生在~2053Ma, 并受到了 1924Ma 后期构造-热事件的强烈改造. 与中阳花岗闪长质片麻岩相类似, 赤坚岭花岗闪长质片麻岩主体岩浆作用发生在 2181Ma-2169Ma, 其中存在 2330Ma 的继承锆石. 会立早期花岗闪长质片麻岩存在两幕岩浆作用, 早期岩浆作用发生在 2175Ma, 晚期岩浆活动发生在 2098Ma-2093Ma. 这些新获得的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学数据表明吕梁山古元古代花岗质杂岩中的早期钙碱性花岗闪长质片麻岩主体形成于 2181Ma-2093Ma. 横尖二长花岗岩的岩浆结晶锆石的 SHRIMP U-Pb 不一致线上交点年龄为 1850Ma, $^{207}Pb/^{206}Pb$ 权重平均年龄为 1843Ma, 其中含有继承锆石不一致线上交点年龄为 2165Ma, $^{207}Pb/^{206}Pb$ 权重平均年龄为 2056Ma. 市庄花岗岩的红色块状花岗岩中锆石 U-Pb 的不一致线上交点年龄为 1811Ma, 其中存在继承锆石~2150Ma, 与会立花岗闪长质片麻岩的锆石 U-Pb 年龄在误差范围内一致, 表明这些锆石可能为捕获围岩中的锆石. 惠家庄花岗岩中晚期块状二长花岗岩小岩株的锆石 SHRIMP 锆石不一致线上交点年龄 1623Ma, 其中发育 1789Ma 和 2487Ma 继承锆石. 这些晚期二长花岗质岩石的锆石年代学数据表明 1811Ma-1789Ma 是一次重要的岩浆活动期,并存在 1623Ma 的更晚期岩浆活动. 这些新的 SHRIMP 定年结果与独居石电子探针 Th-U-Pb 定年获得的相关岩浆活动的年代学框架一致,但是, SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学明显地缺少变质作用年代学记录. 这与锆石的同位素封闭温度明显高于角闪岩相变质作用温度有关. 因此结合锆石 U-Pb 年代学和独居石电子探针定年对于中低级变质地区进行构造-热事件定年是一个有效的手段.

藏东南错那县麻玛沟石榴辉石岩成因研究

刘 焰，王 猛

（地科院地质所，北京 100037）

在错那县西南约 20 公里处麻玛沟中的属于高喜马拉雅结晶杂岩的石榴石矽线石片麻岩中发现了呈透镜体产出的石榴石辉石岩。该岩石呈紫红色、细粒产出，其矿物组合为石榴石+透辉石+石英+角闪石+磁铁矿以及锆石、磷灰石等副矿物。石榴石多呈它形产出，以铁铝榴石和钙铝榴石端员组份为主，分别可达 63 与 32、贫镁铝榴石分子，一般只有 2.2-3.2。石榴石常具成分环带，核部富铁铝榴石分子、贫镁铝榴石分子，而边部则相反。透辉石同样富铁、贫镁，$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$比值一般大于 0.6。角闪石多呈熔蚀状被透辉石和石榴石所包裹，或产出于自形的透辉石颗粒之间，其成分为铁角闪石(Ferrohornblende)。上述矿物成分与结构特征表明了石榴石透辉石岩很可能为进变质的产物，系富铁斜长角闪岩脱水后的残余。运用 Ravna(2000)和 Mukhopadhyay(1991)分别提出的石榴石-单斜辉石温、压计得出该岩石的石榴石与透辉石的平衡温、压条件分别为 650-700^{o}C、8-10 kbar。结合区域地质调查认识，笔者认为在新生代印度板块与欧亚板会聚期间，源自印度板块的富铁斜长角闪岩向北被带至拉萨地块之下，在中地壳尺度处发生部分熔融作用，形成石榴石透辉石岩残余，随后该富铁石榴石透辉石岩又折返至地表。

西大别红安蓝闪石榴辉岩变质条件及 PT 轨迹初探

娄玉行，魏春景

（北京大学地球与空间科学学院，北京 100871. E-mail: louyuxing@163.com）

以往虽然对大别西段红安地区的榴辉岩做了很多研究工作，但主要集中于角闪石榴辉岩（这里角闪石泛指冻蓝闪石、镁红山石和普通角闪石等），本次研究在红安地区发现较多的蓝闪石榴辉岩，主要由石榴石、绿辉石、蓝闪石、绿帘石、石英，以及少量多硅白云母和金红石等矿物组成。蓝闪石榴辉岩以似层状或透镜状产出，围岩主要为白云二长片麻岩、白云钠长石英片岩，少量为大理岩。

石榴石中铁铝榴石端员组分含量大于 60%，镁铝榴石端员组分含量介于 10%～25%之间，属低温 C 类榴辉岩矿物。石榴石环带从核部到边缘锰铝榴石组分含量逐渐减少而镁铝榴石组分含量逐渐升高，代表了一种进变质历程。大颗粒石榴石的核幔部发现绿帘石（斜黝帘石）＋角闪石＋钠长石组合，幔边部包体为角闪石＋更长石（An＝17）的组合，边部包体仅有石英。小颗粒石榴石中的包体以蓝闪石为主，少量绿辉石包体。石榴石包裹体矿物的变化记录了岩石经历了绿帘角闪岩相到角闪岩相和榴辉岩相的进变质历程，说明该区蓝闪石榴辉岩进变质过程中，石榴石一直在生长和生成，不同的颗粒和同一颗粒不同部位可能反映了不同变质阶段。

绿辉石中硬玉端员组分含量介于 40%～55%之间，含较多平行解理方向的细棒状冻蓝闪石包体。部分绿辉石表面色调不一致、干涉色不均匀，背散射照片和电子探针分析发现，该类型绿辉石已经发生成分异，沿解理缝方向分异出富含铁、钙而贫硬玉的绿辉石棒柱状条带，沿绿辉石解理缝平行分布的细棒状冻蓝闪石，可能是分异出的贫硬玉绿辉石的进一步退变。大量集束状、放射状后成合晶垂直绿辉石边缘或沿其裂隙生长，后成合晶有透辉石＋钠长石组合和角闪石＋钠长石组合两种。

角闪石多以片柱状不规则形状出现，包括蓝闪石、冻蓝闪石和普通角闪石等不同种属。大部分蓝闪石颗粒被冻蓝闪石包绕，部分蓝闪石边缘被细粒、蠕虫状角闪石＋钠长石薄层后成合晶包围。电子探针分析发现从蓝闪石的核部到边缘出现蓝闪石→冻蓝闪石→普通角闪石的成分变化，该过程中角闪石 M4 位置的钠含量降低可能反映一个降压过程。

总之，红安地区蓝闪石榴辉岩中石榴石环带和包体记录了从绿帘角闪岩→蓝闪石榴辉岩的进变质过程，而绿辉石和角闪石的退变环带和后成合晶矿物组合则代表了蓝闪石榴辉岩的退变质历程。蓝闪石榴辉岩为该区变质过程的峰期阶段，初步地质温压计算的平均温度为 616℃，压力为 1.8GPa。而更广泛分布的角闪石榴辉岩应该由蓝闪石榴辉岩转变形成，这一过程以降压为主。

大容山-十万大山花岗岩带中超高温麻粒岩包体的发现及其地质意义

彭松柏[1,2]，金振民[1]，付建明[2]，刘云华[2]

（1. 中国地质大学（武汉）地球科学学院，湖北，武汉，430074;
2. 宜昌地质矿产研究所，湖北，宜昌，443003）

大容山-十万大山花岗岩带是华南著名的北东向展布的海西-印支期堇青石花岗岩带，大地构造上位于扬子或湘桂中间地块与华夏板块的结合部位，一般认为这是一套形成于碰撞造山环境和时代为 280-210Ma 的过铝花岗岩带,它包括四十多个大小不等的花岗岩体，可分为东西两个亚带，东亚带（大容山亚带）由深成相的花岗岩体组成，以大容山、浦北、旧州等岩体为代表，主要为中粗粒堇青石黑云母花岗岩带，有些小岩体或大岩基的边缘为细粒（含紫苏辉石）堇青石黑云母花岗岩或花岗斑岩。西亚带（十万大山亚带）由浅成、超浅成相岩体组成，以台马岩体为代表，主要为紫苏辉石花岗斑岩，花岗斑岩侵入的最新地层为下三叠统 3-5。东亚带石南、院峒、旧州和西亚带大寺等岩体黑云母 K-Ar 年龄分别为 249 Ma、226 Ma、225 Ma 和 230Ma，东亚带浦北岩体和西亚带台马岩体的 Rb-Sr 全岩等时线年龄分别为(252±39)Ma 和(250±28)Ma。黄琳（1988）对大容山-十万大山花岗岩带进行的同位素系统定年表明，大容山浦北岩体 Rb-Sr 全岩等时线年龄为(272±9)Ma，台马岩体 Rb-Sr 矿物岩石等时线年龄为(258±10)Ma，旧州岩体 Rb-Sr 矿物-全岩等时线年龄为(228±2.3)Ma，显示岩浆活动发生于海西-印支期。邓希光等（2003）对大容山-十万大山花岗岩带的 SHRIMP 年代学研究表明，花岗岩的形成时代介于 230-236 Ma，应属印支期。最近，我们对大容山—十万大山花岗岩带的研究中，在钦州地区首次发现紫苏花岗岩及其中的大量麻粒岩、片麻岩包体，这为花岗岩带的成因演化提供了重要线索。

紫苏花岗岩为块状构造，花岗结构，矿物自形程度较高，粒度一般为 2-4mm，主要矿物有石英（30%-35%）、斜长石（20%-30%）、钾长石（30%-35%）、紫苏辉石（5%-10%），次要矿物有堇青石（2%-3%）、黑云母（1%）、石榴石（1%）。在紫苏花岗岩中分布有大量麻粒岩和长英质片麻岩包体，包体大多呈棱角状—次棱角状大小不等，一般为(20-40)cm，最大可达 80cm。岩石化学研究表明，紫苏花岗岩为强过铝花岗岩，并具 A 型花岗岩地球化学特征。麻粒岩包体主要为泥质麻粒岩，泥质麻粒岩主要有可以分为两类：一类泥质麻粒岩为块状构造，花岗变晶结构，矿物粒度一般(2-5)mm，普遍发育后成合晶冠状体，主要矿物有石榴石（20%-25％）、斜长石（15%-20％）、钾长石（20%-25％）、堇青石（8%）、石英（20%-25%）、紫苏辉石（5%-10%）、尖晶石(2%)、 矽线石（2%）、黑云母（2%-5%）。矿物具两个世代：第一世代矿物主要有石榴石、斜长石、紫苏辉石、矽线石；第二世代后成合晶矿物有紫苏辉石、堇青石、斜长石、尖晶石。另一类泥质麻粒岩具条带状—片麻状构造，粒状变晶结构，粒度一般为 2-4mm，普遍发育后成合晶冠状体，主要矿物有石榴石（5%-10%）、紫苏辉石（10%）、堇青石（15%-20%）、斜长石（20%-30%）、钾长石（20%-25%）、尖晶石（10%）、石英（20%-30%）、黑云母（5%）。矿物具两个世代：第一世代矿物主要有石榴石、斜长石、钾长石、石英、尖晶石、紫苏辉石，第二世代后成合晶矿物主要有堇青石、紫苏辉石。

麻粒岩中以普遍发育等温减压后成合晶变质结构为特征，主要变质反应为：Ga+Sill→Spl+Q，Ga+Q→Opx+Crd，Gt+Sill+Q→Crd。利用麻粒岩 Ga-Opx 矿物温度计(Harley，1984)和 Ga-Opx (Cpx)-Pl-Q 矿物压力计(Newten & Perkins，1982)计算的温压结果为：第一世代的温压分别为 T=1073℃，P=7.1 Kbar；第二世代的温压分别为 T=862℃，P=3.1 Kbar。这表明麻粒岩经历了超高温麻粒岩相变质和降温降压退变质作用的过程。

麻粒岩和紫苏花岗岩中大部分锆石由内核和外壳组成，内核主要为变质结晶锆石，少量为继承锆石，外壳则为为具典型韵律结构的岩浆结晶锆石，最外层似乎有很窄的变质边。麻粒岩和紫苏花岗岩中锆石 SHRIMPU-Pb 年代学研究显示，麻粒岩和紫苏花岗岩内核变质结晶年龄大多分布于(630-2048)Ma 之间，最大残留锆石年龄为 3060Ma，麻粒岩外壳岩浆结晶年龄为 250Ma，紫苏花岗岩外壳岩浆结晶年龄为 249Ma。据此，我们认为大容山-十万大山地区在海西-印支期发生了超高温麻粒岩相变质，并且在超高温麻粒岩相变质深熔过程中形成了具 A 型特征的紫苏花岗岩，显示紫苏花岗岩形成于伸展构造环境，麻粒岩和紫苏花岗岩中的降温降压退变质作用则应发生在印支晚期或燕山早期，这表明在海西-印支期碰撞造山后又发生了快速抬升和伸展揭顶作用，而超高温麻粒岩相变质作用的时间（250Ma）与峨眉山地幔柱活动高峰的时间（259Ma）基本一致，暗示超高温麻粒岩相变质可能与峨眉山地幔柱活动有密切的关系。本研究由国家自然基金项目（40072069）和中国地质调查局项目资助。

主要参考文献：

Brown M. 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. J. Metamorphic Geol., 20: 25-40.

Collins W J, Beams S D, White A J R and Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib. Mineral. Petrol. 80: 189-200.

Frost B R, Frost C D. , Hulsebosch T P, Swapp S M. 2000. Origin of the charnockites of the Louis lake Batholith, wind River Range, Wyoming. Journal of petrology, 41(12): 1759-1776.

Harley S L, Hensen B J & Sheraton J W. 1990. Two-stage decompression in orthopyroxene- sillimanite granulites from Forcfinger Point. Enderby Land. Antarctica: Implications for the evolution of the Archaean Napier Complex. Journal of Metamorphic Geology, 8: 591-613.

Harley S L. 1989. The origins of granulites: a metamorphic prospective. Geological Magazine, 126: 215-247.

Patiño Douce A E & Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. Journal of Petrology, 39: 689-710.

Raith M, Holland T J B & Brown M. 1997. Ultrahigh-temperature metamorphism and multi-stage decompressional evolution of sapphirine granulites from the Palne Hill Ranges, Southern India. Journal of Metamorphic Geology, 15: 379-399.

Solar G S & Brown M. 2001. Petrogenesis of Migmatites in Maine, USA, Possible Source of Peraluminous Granite in Plutons. Journal of Petrology, 42: 789-823.

Spear F S,Kohn M J & Cheney J T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134: 17-32.

Sylvester P J. 1989. Post-collisional alkaline granites. J. Geol., 97: 261-280.

Whalen J B, Cruuie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics. discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. Petrol. 95: 407-419.

邓希光，陈志刚，李献华，刘敦一. 2004. 桂东南地区大容山—十万大山花岗岩带 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年. 地质论评, 50（4）：426-432.

黄琳. 1988. 广西大容山过铝花岗岩复式岩基的同位素地球化学研究.地球化学, (1):26-40.

莫柱孙、叶伯丹等. 1980. 南岭花岗岩地质学.北京：地质出版社, 83-107.

汪绍年. 1991. 广西大容山-十万大山岩带中花岗岩类特征及成因.岩石学报, (2):73-80.

泥质变质岩中石榴石–白云母–斜长石–石英(GMPQ)组合的温度计与压力计

吴春明 [1]，赵国春 [2]

（1. 中国科学院研究生院 地学院，北京 100049;
2. 香港大学 地球科学系，香港）

石榴石+白云母+斜长石+石英(GMPQ)是中低级泥质变质岩中常见的矿物组合，但适合于该组合的温度计、压力计一直没有经过实验标定。因此，根据经验标定(empirical calibration)方法，采用天然泥质变质岩石样品，标定了适应于该组合的、热力学上洽合的石榴石–白云母(GM)温度计和石榴石–白云母–斜长石–石英(GMPQ)压力计。所采用的样品温度范围为450−760ºC，压力范围为 0.08−1.11 GPa。样品中各种矿物的成分范围为：石榴石中 X_{Fe}^{grt} = 0.53−0.81，X_{Mg}^{grt} = 0.05−0.24，X_{Ca}^{grt} =0.03−0.23；斜长石中 X_{Ca}^{pl} = 0.17−0.74；白云母中以 11 个氧离子为准的 Fe 离子数= 0.04−0.16, Mg 离子数 = 0.04−0.13, AlVI 离子数 = 1.74−1.96。所标定的石榴石–白云母温度计与石榴石–黑云母温度计(Holdaway, 2000)计算温度差别一般在±50ºC 以内，并且能准确识别递增变质带、倒转变质带、热接触变质晕圈内，不同地带岩石变质温度的规律性变化，能准确反映地质事实。所标定的 GMPQ 压力计，与 GASP 压力计(Holdaway, 2001)计算压力差别一般在±0.1 GPa 以内，与岩石中所含的铝硅酸盐矿物的稳定区域、相变界线基本符合。此外，该压力计应用于接触变质晕圈变质岩石、或出露范围极有限的岩石样品时，计算出的压力基本分别保持不变，与地质事实也一致。石榴石–白云母温度计的偶然误差在±16ºC 以内，GMPQ 压力计的偶然误差在±0.15 GPa 以内。尤其在岩石中没有铝硅酸盐矿物时，该温度计–压力计组合能发挥其独特的作用。应用该温度计–压力计组合，应该在上述温度、压力、矿物成分范围内，否则可能会产生大的误差。需强调指出的是，对于 GMPQ 压力计，要求石榴石中 X_{Ca}^{grt} >0.03、斜长石中 X_{Ca}^{pl} >0.17。应用该温度计–压力计组合时，需采用迭代法计算，作者可提供 Excel 计算表。本工作可望于 2006 年 12 月份全文发表于《Journal of Petrology》。

超高压变质带的时空分布与地球演化节律

游 振 东

(中国地质大学(武汉)地球科学学院 430074;
中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 100083)

通过对全球 28 个超高压变质岩产地的地质对比,不难发现:超高压变质带的发育,与弧-陆和陆—陆碰撞造山带关系密切. 碰撞造山带多发育于活动的大陆边缘,在那里 冷的陆壳物质可以深俯冲到一个相对稳定的未俯冲的板块之下,其深度可以超过 90—120Km, 在高压中温(700--800℃)条件下,导致超高压特征矿物如柯石英 金刚石等的生成. 构成典型的超高压变质带.自从 1984 年 Chopin 在西阿尔卑斯的 Dora Maira 的变质岩中发现柯石英微粒包裹物以来, 迄今为止已有 16 造山带发现柯石英和变质金刚石微粒包裹物等超高压矿物, 作为岩石发生过深俯冲的地质记录.其中绝大多数位于欧亚大陆内部的碰撞带.因为欧亚大陆是由许多微陆块拼合而成的.碰撞带就好比拼合的"痂" 其中最容易出现超高压变质的记录.西阿尔卑斯和挪威西南加里东带是最早报道超高压变质带的地区;亚洲复合山链与中国中央造山带拥有多时代的超高压变质作用的记录. 如今,全球只有北美和澳洲还没有发现超高压变质的岩石.

如果将已经报道的 28 个超高压变质带,分别大致按其时代为序,列表如下(表 1)

表 1. 超高压变质的时代

序号	时代(Ma)	产地	构造位置	特征矿物	岩石类型/共生杂岩
1	820—1045+/-9	马里	泛非造山带	柯石英	榴辉岩质云母片岩
2	630	巴西	泛非造山带	柯石英	榴辉岩,蓝晶麻粒岩
3	530+/-7	Kokchetav[哈]	中亚增生带的孤立岩块	Di,Coe	石榴辉石岩,黑云母片麻岩
4	450	格陵兰东北	加里东带：劳亚/波罗的地块边缘	柯石英	蓝晶榴辉岩
5	400	西挪威:Selje	"	Coe,Di	白云石榴辉岩
6	480	Makbal[吉]	吉尔吉斯天山带	Coe	榴辉岩/Makbal Fm
7	360+/_7	Erzgebirg [德]	Bohemia 华力西带	Di Coe,	榴辉岩，片麻岩
8	400-420	French massif Central[法]	欧洲华力西带	Coe	榴辉岩,片麻岩
9	375+/_10	Maksutov[俄]	乌拉尔造山带	Coe	榴辉岩/maksutov 杂岩
10	452--500	都兰,锡铁山	柴达木北缘	Coe	榴辉岩
11	507+/_38 511+/_35	北秦岭官坡	秦岭造山带	Coe,Di	榴辉岩,石榴云母麻岩

序号	时代(Ma)	产地	构造位置	特征矿物	岩石类型/共生杂岩
12	480-510	Qiashikansayi	阿尔金造山带	Coe, Stish	榴辉岩, 片麻岩
13	>352	苏台德[波兰]	波希米亚华力西带	Coe	榴辉岩, 绿辉石麻粒岩
14	270	Atbashy [吉]	南天山带	coe	榴辉岩/泥质硅质片岩
15	226+/-3	大别	中国中央造山带	Coe. Di	榴辉岩/大别杂岩
16	221-228	苏鲁	“	“	榴辉岩/胶南杂岩
17	140-115	Bantimala {Sulawesi，印尼}	欧亚、太平洋板块与 Sundaland 间的汇聚带	柯石英	硬玉石英岩+榴辉岩+高压片岩
18	120-115	Sulawesi [印尼]	Sundaland 俯冲边缘	Coe	榴辉岩/白垩纪增生杂岩
19	120-110	Luk ulo[Java，印尼]	澳洲大陆与欧亚大陆碰撞	石榴橄榄岩 PT 计算	榴辉岩+石榴橄榄岩
20	50—60？	西藏东巧	斑公努江缝合带	Di Si-rutile	豆荚状铬铁矿
21	50—46.2+/-0.7	Kaghan Valley [巴基斯坦]	喜马拉雅山链	Coe	榴辉岩/ 高喜马拉雅结晶杂岩
22	52+/_18	Zermatt-Saas [意]	西阿尔卑斯俯冲洋壳	Coe	榴辉岩/变质沉积岩系
23	35-40	Dora Maira [意]	西阿尔卑斯造山带	coe	镁铝榴石石英岩/Venasca complex
24	21.5-15.7	Beni Bousera [摩洛哥]	摩洛哥 Betico Rifean 摺皱带	Di	橄榄岩中石榴辉石岩岩筒
25	40	Alpe Arami[意]	阿尔卑斯造山带	橄榄石出溶钛铁矿	石榴二辉橄榄岩
26	21.1—24.5	Ronda[西班牙]	Betic Cordilleras	石墨化金刚石	石榴橄榄岩
27	65--30	Rhodope[希腊]	Rhodope 变质省	金刚石,过硅石榴石	变质泥质岩
28	50？	Lanterman 山脉(南极)	南极地块北缘	Coe	榴辉岩

把以上资料投绘到年代-频数图上,可以得到 一张概略的超高压变质岩时代分布频数图(图 1).从中可以看出: (1)显生宙的超高压变质带占主导的地位(占 93%),元古宙只有 2 处(占 7%), 太古宙尚无确切的超高压产地的报道; (2)从显生宙看 中—新生代占绝对优势(占总数的 53%),早古生代也有一个高值(占总数 40%).所以是否应当考虑: Rodinia 和 Pangea 古大陆的裂解, 消耗了能量, 致使古大陆的地温梯度降低,从而有利于显生宙早期 和 中新生代高压—超高压变质带的集中形成.

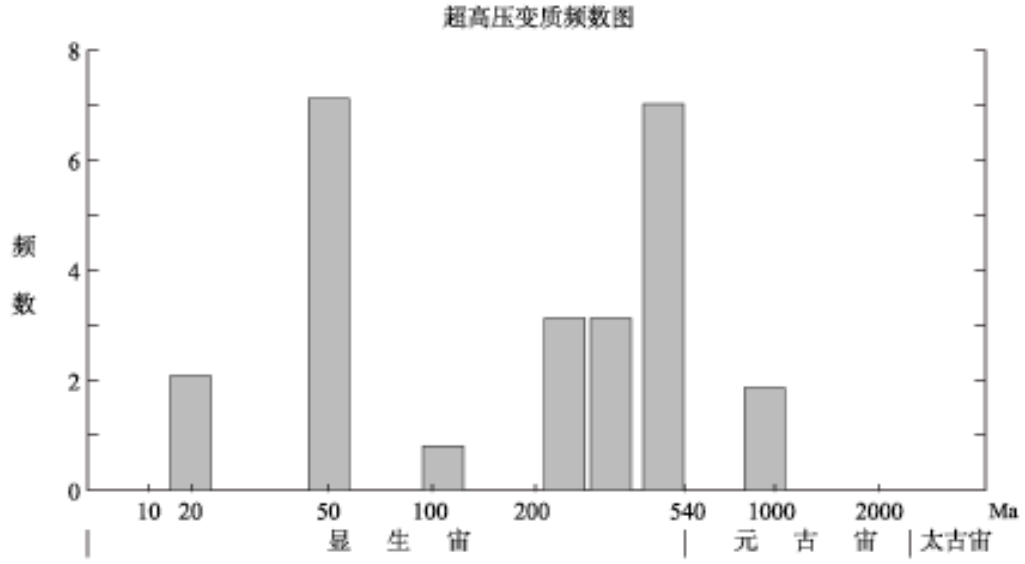


图 1 超高压变质岩时代分布频数图

关于地球演化节律的思考

超高压变质作用具明显随时代分布的趋势,它反映地球演化的一种节律. 由于前寒武纪时期，即地球发展早期的构造状况（ tectonic regime ）必然不同于今日，尤其是地温梯度，前寒武纪的地壳较薄，其地温梯度必然高于显生宙，因而不利于超高压矿物的生成， 即便有一些高压矿物的生成，在后期的构造作用下也极易受到重结晶而无法保存.

Polyphase tectonothermal history recorded in granulitized gneisses from the North Qaidam HP/UHP metamorphic terrane, Western China: evidence from zircon U-Pb geochronology

Zhang Jianxin[1], Christopher G. Mattinson[2], Meng Fancong[1], Wan Yusheng[1,3], and Dong Kuoan[4]

（1. *Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, P. R. China* ；
2. *Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, Stanford, CA 94305-2115, U.S.A* ；
3. *Beijing SHRIMP Center, Beijing 100037, P. R. China* ；
4. *Department of Earth Sciences, National Cheng Kung University, Tainan 701, Taiwan*）

High-grade gneisses of the north Qaidam HP/UHP metamorphic terrane enclose minor eclogites and ultramafic rocks. In combination with petrological data, SHRIMP U-Pb geochronology on the granulitized gneisses in the Luliangshan and Xitieshan, western north Qaidam Mountains (NQD), reveals a polyphase (polyorogenic) tectonothermal history including Early Neoproterozoic and Early Paleozoic events. The rocks investigated are four granulite facies paragneisses and one orthogneiss enclosing garnet peridotite (in the Luliangshan) and eclogite (in the Xitieshan). The inherited zircon cores from parageniess and orthogneiss yield ages between ~1000 Ma and ~2500 Ma, representing Mesoproterozoic to Archaean source material for these gneisses. A ~900 Ma age obtained from one orthogneiss and one paragneiss is interpreted as the age of simultaneous Early Neoproterzoic high grade metamorphism and magmatism, and supports the suggestion that the granitic magma of the orthogneiss was derived through in situ melting of the paragneiss sedimentary protolith. This Early Neoproterozoic tectonothermal event can be linked to the Jinning orogeny, which is commonly recognized in the metamorphic basement of south China block, and was related to the formation of the Rodinia supercontinent. Early Paleozoic metamorphism is recorded in all gneiss samples. In conjunction with CL-imagery and mineral inclusions, U-Pb dating of zircons reveals two Early Paleozoic age groups: ~450 Ma represents the age of high pressure granulite metamorphism (Grt + Rt inclusions in zircon; kyanite porphyroblasts) whereas ~ 425 Ma reflects the time of middle pressure granulite facies metamorphism (Pl + Sil inclusions in zircon) and associated anatexis during decompression. The ages obtained suggest that the granulite facies metamorphism lasted for about 25 m.y. and was related to crustal thickening associated with the Early Paleozoic continental collision between the Qilian and Qaidam blocks, and to subsequent thermal relaxation and exhumation.

大陆深俯冲过程中的流体
——苏鲁超高压变质带的岩石学、地球化学和流体包裹体研究

张泽明[1]，沈 昆[2]，赵旭东[1]，石 超[1]
（1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
2. 山东省地质科学研究院，济南 250013）

理论和实际研究均证明，流体在变质作用中起着多重重要作用。因为流体不仅直接参加变质反应，流体成分及含量还可以控制变质反应在温度－压力－成分空间中的位置，制约变质反应速率。流体－岩石之间的相互作用研究不仅有助于了解变质作用过程中的流体成分、存在形式、释放过程和运移方式，变质流体对板块俯冲－碰撞带和地幔楔状体的热结构、部分熔融和流变学性质的影响，还可以探究壳－幔相互作用与物质再循环过程。基于对苏鲁造山带超高压变质岩岩石学、地球化学、流体包裹体和名义上无水矿物的研究，揭示出大陆板块俯冲与折返过程中的复杂流体演化及其相关的流体-岩石相互作用特征，主要认识包括：（1）大陆表壳岩通过与高纬度大气降水的交换作用被广泛水化，并获得了异常低的氧同位素成分；（2）在水化陆壳物质的俯冲过程中发生了一系列的进变质脱水反应，形成以 H_2O 为主要成分的变质流体。这些流体被结合进了高压、超高压含水矿物、名义上无水超高压矿物，或以自由流体的形式被捕获；（3）在超高压变质过程中形成了一种富含溶解物质的超临界流体，或含水的熔融体，它对俯冲带的岩浆作用和地幔交代作用起着主要控制作用。超临界流体的熔离和选择性吸性，是造成超高压变质流体成分多样化的主要原因；（4）超高压矿物在降压过程中的脱流体反应和结构水释放是早期退变质流体的主要来源，并在局部富集形成高压变质脉体；（5）透入性的中、低盐度水流体活动使超高压变质岩通过一系列的水化反应转变成角闪岩相变质岩；（6）沿韧性剪切带和脆性破碎带的强烈水流体活动为绿片岩相退变质作用和低压石英脉的形成提供了变质流体；（7）在超高压变质岩的形成与折返过程中流体的流动规模是有限的，形成了局部的流体-岩石相互作用。

本文为国家自然科学基金项目（40399142 和 40472036）和 973 项目（2003CB716501）的部分研究成果。研究中得到许志琴院士、游振东教授和肖益林教授的指导，在此表示深深的谢意！

新疆阿尔泰造山带变质岩系独居石 CHIME 法二叠纪、泥盆纪变质年龄及其地质意义

郑常青[1]，徐学纯[1]，Kato Takenori[2]，Enami Masaki[3]

（1. 吉林大学地球科学学院 长春 130061;

2. *Center for Chronological Research, Nagoya University, Nagoya 464-8602,Japan*;

3. *Department of Earth and Planetary Sciences, Nagoya University, Nagoya 464-8602,Japan*）

1. 引言

阿尔泰造山带从哈萨克斯坦穿过中国新疆北部延伸至蒙古西部，它代表中亚造山带的西南段。其中的中－晚新元古代及古生代的地层均已遭受不同程度的变质变形作用改造(绿片岩相到角闪岩相。造山带内也产出有大体积的花岗质岩石，除了少量的造山后 A 型花岗岩以外，这些花岗质岩石与其变质围岩之间的接触普遍是渐变的，并且被认为他们就位于较深的层次，同时伴随有区域变质作用(Bibikova et al. 1992；Jahn et al., 2004)。因此，与变质岩有关联的花岗岩类的年龄，除了指示围岩变质岩年龄信息外，似乎对区域变质作用时间也是一个指示。然而，已报道的变形花岗质岩和围岩变质岩的年龄分散在一个从奥陶纪－二叠纪的范围(Windly et al., 2002)。因此，阿尔泰造山带的变质作用时间还仍然不清楚。

确定该区变质作用时间对于深入理解阿尔泰造山带的演化是非常重要的。本文介绍了利用 CHIME 法，测定阿尔泰造山带变质沉积岩系中的独居石 CHIME 年龄（Suzuki et al.,1991,1998），并讨论阿尔泰造山带的演化历史。

2. 地质概况

Windley et al.(2002)把中国新疆阿尔泰造山带分成五个被断层围限的地体。即阿尔泰山地体、北西阿尔泰山地体、中部阿尔泰山地体、冲乎尔－阿巴宫地体、额尔齐斯地体，其中阿尔泰山地体和北西阿尔泰山地体主要是一套中晚古生代、中晚新元古代－早古生代火山沉积岩系，为极低级到绿片岩相变质。中部阿尔泰山地体包含三部分，一是巨量的绿片岩相到角闪岩相变质的变质火山沉积岩系、二是角闪岩相的正片麻岩和中晚古生代的花岗岩基，Windly et al.（2002）报道两组变质火山沉积岩系锆石 Pb-Pb 年龄，即 614±2－921±2Ma 和 411±1－505±2Ma，较老年龄认为是继承锆石年龄，较新的年龄为岩浆活动年龄。庄育勋等（1994）发表的变质岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 365Ma，认为很好地解释了 Windly et al.（2002）发表的年龄。冲乎尔－阿巴宫地体是一套原岩相当于晚志留纪至中泥盆纪沉积－火山岩变质岩系和石炭纪中期－二叠纪的花岗岩类岩石；变质程度为绿片岩相－角闪岩相，在该地体中变质岩系有两种状态：一种是显示典型透镜状的递增变质带，另一个是面状的中高级变质带。

透镜状递增变质带产出于冲乎尔和阿勒泰地区，冲乎尔递增变质带被断层围限的透镜体(45×15km)，它的变质级别从透镜体的中心向边缘递增，显示蓝晶石－矽线石型，主要由含蓝晶石片岩组成。阿勒泰递增变质带被断层和斜长－二长花岗质片麻岩所围限（Zheng et al.,2003），它的变质级别也是从透镜体的中心向边缘递增，但显示的递增变质带类型属于红柱石－矽线石型，主要由含红柱石片岩组成。尽管递增变质带的压力类型有差异，但最高级别变质带反应的温度是近一致的（Xu et al.,2005；zheng et al.,2005）。可是对递增变质作用发生的时间认识有分歧，报道有泥盆-石炭纪的年龄(Yermolov et al., 1984; Zhuang,1994; zhang et

al., 1996; Zhang et al., 2000).也有主张是二叠纪年龄(Coleman, 1989; Travin etal., 1998; Windley et al., 2002; Ren & Xie, 1999)，何国琦等(1990)认为红柱石片岩变质作用时间要早于蓝晶石片岩变质作用时间。

3. 独居石 CHIME 定年

本文样品主要采自冲乎尔－阿巴宫地体透镜状递增变质带冲乎尔(138-6)、阿勒泰(105-6和115-5)；面状变质带样品采自塔尔浪(94-1)、三间房(149-1)以及东部的布勒格(38-2和44-2)、青河(04-1)等地区，样品都是变质带中最高变质级别岩石。采集的测年样品中包含有比较丰富的作为副矿物产出的独居石、锆石和磷钇矿等，独居石呈半自形晶颗粒，一般粒径在2-3μm，产出在黑云母和石英的包体中，只有独居石含可测量的U－Th－Pb的量，因此，我们仅仅分析了独居石CHIME定年。CHIME定年结果表明：表面年龄每个样品在地质年代学上是均一的，没有发现CHIME年龄的环带构造和继承颗粒，反映的是独居石变质结晶年龄。具体年龄范围如下：递增变质带样品138-6(冲乎尔)、105-6和115-5（阿勒泰)分别为268±10Ma、264±22Ma和262±10Ma的等时线年龄；面状变质带样品94-1(塔尔浪)、149-1(三间房)分别给出261±20Ma和261±12Ma等时线年龄；富蕴断层以东样品38-2和44-2(布勒格)以及04-1(青河)各自给出了381±36Ma、382±36Ma和377±30Ma的等时线年龄。

4. 讨论与结论

上述阿尔泰造山带变质岩系独居石CHIME法年龄表明：递增变质带中的蓝晶石－矽线石型片岩和红柱石－矽线石型片岩都给出了二叠纪CHIME年龄，塔尔浪和三间房等地区的非递增变质岩石也给出了二叠纪CHIME年龄，既然这些样品的每个独居石颗粒在地质年代学上是统一的,并且没有发现更老的继承颗粒,那么二叠纪CHIME年龄能解释为角闪岩相变质作用的时间。对于来自布勒格和青河地区的泥盆纪独居石CHIME年龄也同样代表一个变质作用阶段。这样一来,冲乎尔－阿巴宫地体被分裂成两个地体,并且在青河和三间房地区之间应该存在一条主要的构造边界，这其中的主干断层是富蕴断层（或卡拉森格尔断裂），Windley et al.(2002)认为富蕴断层不是一条构造边界断裂，而是一条活动断层。然而,我们建议富蕴断层（或卡拉森格尔断裂）是把冲乎尔－阿巴宫地体分割成两个地体(西部的二叠纪地体和东部的泥盆纪地体)的主要构造边界,除非在青河与三间房之间还存在未被确认的断层。

在冲乎尔－阿巴宫地体内的花岗岩体比本次研究还要老的锆石U-Pb年龄已有报道,我们认为那些锆石年龄为花岗岩体就位时间,因为锆石的封闭温度要高于角闪岩相变质作用温度范围(例如小于900℃，据Cherniak & Watson,2001)。东部地体的独居石CHIME年龄与前人对冲乎尔－阿巴宫地体(Windley et al.,2002)和蒙古的Tseel地体(Badarch et al.,2002)的研究一致，东部地体独居石的泥盆纪年龄与花岗质岩石的U-Pb或Pb-Pb年龄(Mitrofanov et al., 1981; Kozakov, 1986; Bibikova et al.,1992; Windley et al., 2002)是一致的，支持在深部花岗岩就位的同时伴有区域变质作用(Bibikova *et al*., 1992; Jahn*et al*., 2004)的观点，变质沉积岩系的变质条件可能对阿尔泰造山带花岗岩的就位过程起着制约作用。

二叠纪独居石CHIME年龄表明冲乎尔－阿巴宫地体西部经历了来自东部的不同构造事件。绝大部分的前人研究认为整个地体经历了与东部相同的历史。然而,几个研究报道了变质火山岩(Yu et al., 1990)和花岗质深成岩(Liu, 1993)的二叠纪Rb-Sr全岩年龄。Chen & Jahn(2001)报道了阿尔泰造山带板岩和花岗岩的Nd同位素年龄，它们显示板岩的沉积年龄和花岗岩的侵入年龄分别为340Ma和330Ma。这些CHIME年龄和同位素年龄表明冲乎尔－阿巴宫地体西部形成于石炭纪和更早花岗岩的二叠纪变质作用,而这些更老的花岗岩被石炭纪沉积物所覆盖(侵入有330Ma年花岗岩)，此历史能够解释在花岗质岩石与副变质岩之间具有清

楚的变形花岗质岩石（花岗质片麻岩）的野外出露界线。

总之新疆阿尔泰造山带冲乎尔－阿巴宫地体内变质岩系独居石 CHIME 法测年至少表明：来自富蕴断层西部的样品获得了 260Ma 等时线年龄；断层东部的样品获得了 380Ma 等时线年龄,这些 CHIME 年龄显示：冲乎尔－阿巴宫地体被分裂成两个地体,他们的变质年龄分别是二叠纪和泥盆纪,并且被认为是一条活动断层的富蕴断层可能是新疆阿尔泰造山带一条重要的构造边界断层。

注：本文独居石 CHIME 法年龄数据结果是在日本名古屋大学的年代测试中心完成的。电子探针仪器设备是日本 JEOL 公司生产，型号为 JCXA-733,加速电压 15ｋV，束流 200nA,束斑 4μｍ。

基金项目资助:教育部国家留学基金资助(2002，学号：22822088)；国家自然科学基金（40272100）；教育部博士点基金项目（20010183008）；国家油气专项（XQ-2004-07）

主要参考文献：

Bibikova YE.V.,Kirnozova T.I.,Kozakov I.K.,Kotov A.B.,Neymark L.A., Gorokhovskiy B.M., and Shuleshko I.K.,U-Pbages for polymetamorphic complexes on the sothern Flank of the Mongolian and Gobi Altai.Geotectonics,1992,26:166-172.

Kato T.,New accurate Bence-Albee α-factors for oxides and silicates calculated from the PAP correction procedure. Geostandards and Geoanalytical Research,2005,29:83-94.

Suzuki K , Adachi M. precambrian Provenance and Silurian Metamorphism of the Tsubonosaxa paragneiss in the South Kitakani Terrene , Northeast Japan[J]. J Geochem . 1991,25:357-376.

Suzuki K, Adachi M. Denudation history of the high T/ P Ryoke metamorphic belt , southwest Japan : constraints from CHIME mon2azite ages of gneisses and granitoids[J]. J . Metamorphic Geol . 1998,16:23-37.

Windley, B. F., Alfred Kro¨ner, Jinghui Guo, Guosheng Qu, Yingyi Li, and Chi Zhang. Neoproterozoic to Paleozoic Geology of the Altai Orogen, NW China:New Zircon Age Data and Tectonic Evolution[J].Journal of Geology,2002,110:719-737.

陈斌，Bor-ming Jahn,王式.新疆阿尔泰古生代变质沉积岩的 Nd 同位素特征及其对地壳演化的制约[J].中国科学（D），2001,31(3):226-232.

刘伟.新疆阿尔泰地区岩浆岩类的等时线年龄、地壳构造运动以及构造环境的发展演化[J].新疆地质科学,地质出版社,1993,(4):35-50.

任纪舜,王作勋,陈炳蔚，等.中国及邻区大地构造图简要说明[M].北京：地质出版社,1999.

徐学纯,郑常青,赵庆英.新疆阿尔泰地区冲乎尔递增变质带特征及其演化[J].现代地质, 2005,19(3):334-340.

徐学纯,郑常青,赵庆英.新疆阿尔泰海西造山带区域变质作用类型于地壳演化[J].吉林大学学报（地球科学版）, 2005,35(1):7-11.

张进红,王京彬,丁汝福.阿尔泰造山带康布铁堡组变质火山岩锆石特征和铀—铅年龄[J].中国区域地质,2000,19(3):281-287.

张湘炳,隋静霞,李志纯,等.额尔齐斯构造带构造演化与成矿系列[M].北京：科学出版社,1996,9~49.

郑常青,徐学纯,M. Enami, T. Kato.新疆阿尔泰红柱石－矽线石型变质带的独居石年龄及其地质意义[J].世界地质,2005,24(3): 236-242.

郑常青，徐学纯，Masaki ENAMI，Takenori KATO.新疆阿勒泰红柱石－矽线石型递增变质带特征及其 PT 条件研究[J].矿物岩石,2005,25(4): 236-242.

郑常青,徐学纯,何政伟.阿尔泰造山带晚古生代斜长-二长花岗质片麻岩特征及成因研究[J].矿物岩石, 2003,23(2):1-5.

庄育勋.中国阿尔泰造山带热动力时空演化和造山过程[M].长春：吉林科学技术出版社,1994,70～106.

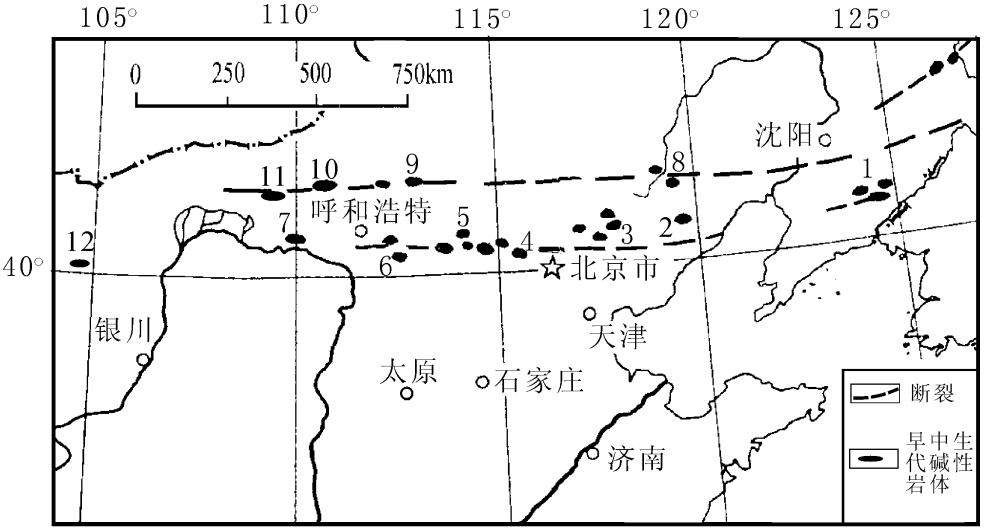
华北克拉通北缘早中生代碱性侵入岩带岩石地球化学特征

蔡剑辉[1,2]，阎国翰[1]，任康绪[1,3]，牟保磊[1]

(1. 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871;
2. 中国地质科学院矿产资源研究所，北京 100037;
3. 塔里木油田公司勘探开发研究院，新疆库尔勒 841000)

华北克拉通北缘东经104°-127°E和北纬40°-42°N范围内分布有众多早中生代碱性岩体，其高精度同位素年龄均介于 190-250Ma 之间（牟保磊等，1992；景立珍等，1995；阎国翰等，2000；内蒙古地质调查院，2003；韩宝福等，2004；任康绪等，2005a），构成了一条延绵上千公里的近东西向的巨型早中生代碱性侵入岩带。按照岩体的空间分布又可以划归为南、北两带，北带基本上沿华北克拉通与兴蒙造山带的交界断裂带分布，东起河北平泉，西至内蒙阿拉善左旗两个井-三个井地区，代表性岩体有光头山碱性花岗岩体、察哈尔右后旗古城碱性正长岩体、四子王旗黄河少碱性正长岩体、白云鄂博东乌兰德岭碱性正长岩体和阿拉善苏亥图-温都尔浩石英正长岩体；南带则分布于华北克拉通台褶过渡带上，受东西向展布的深大断裂控制，由东至西其间典型的碱性岩体主要有辽宁凤城赛马和凌源河坎子霞石正长岩体、河北蓟县孙各庄碱性正长岩体、涿鹿矾山正长岩体、阳原姚家庄正长岩体、内蒙古凉城霓辉正长（斑）岩体和包头东霓辉正长岩体（见下图）。

关于华北克拉通北缘早中生代碱性侵入岩研究，前人已经开展过许多相关工作（阎国翰等，1985，1989，2001；李之彤等，1986；牟保磊等，1986；韩宝福等，2004；任康绪等，2004，2005b；许立权等，2004），但对整个碱性岩带尚缺乏系统性的综合研究，本文将对该碱性岩带的 12 个代表性岩体中主要碱性岩类进行系统的岩石地球化学研究，在此基础上深入探讨碱性岩带的物质来源和形成的大地构造环境，进一步揭示早中生代华北克拉通北缘岩石圈地幔的性质、深部地球动力学过程及构造环境特征等。



华北克拉通北缘早中生代富碱侵入岩分布示意图

1 辽宁凤城赛马岩体，2 凌源河坎子岩体，3 蓟县孙各庄岩体，4 涿鹿矾山岩体，5 阳原姚家庄岩体，6 凉城岩体，7 包头东岩体，8 平泉光头山岩体，9 察哈尔右后旗古城岩体，10 四子王旗黄合少岩体，11 白云鄂博东岩体，12 阿拉善苏亥图-温都尔浩岩体

1. 岩石学及岩石化学特征

1.1 岩石学特征

华北克拉通北缘早中生代富碱侵入岩带的岩石类型比较丰富，北带主要有碱性花岗岩、角闪正长岩、辉石正长岩、中-粗粒或伟晶状石英正长岩、角闪石英正长岩、黑云石英正长岩及少量霓辉正长岩等；南带则主要为正长岩、霞石正长岩、含霞黑云正长岩、云霞正长岩、含霞云辉（云闪）正长岩、含霞辉石（霓辉）正长岩、辉石（角闪）黑云正长岩、辉石正长岩、霓辉正长岩等。南、北两个碱性岩带的岩石类型有明显的差别，相对而言，南带碱性岩富含典型的碱性矿物霞石或霓石，而北带碱性岩中则含量甚微。

1.2 岩石化学特征

该富碱侵入岩带岩石的 SiO_2 含量跨度较大，变化范围为 37.85%~74.56%，其中南带岩石基本上呈基-中性，仅矾山岩体辉石正长岩的 SiO_2 含量小于 45%，姚家庄岩体中极少量伟晶正长岩 SiO_2 含量大于 65%；而北带所有碱性岩均为中-酸性岩，SiO_2 含量变化于 60.17~74.56%之间。

岩石的 Al_2O_3 含量为 10.38~20.49%，南带岩体中除凉城岩体呈铝过饱和外，其余岩石的过铝指数 A/CNK 都小于 1，属于铝正常岩石；北带黄合少和古城岩体大多数岩石的 A/CNK 值都大于 1，属于铝过饱和岩石，其余基本为铝正常岩石。

岩石的 Na_2O 和 K_2O 含量较高，其碱量 ALK 介于 3.56~16.20%之间，在 AR-SiO_2 图解上，岩石投影点主要落于碱性岩区，少量落于强碱性岩区，表明这些岩石大部分均属于碱性岩，少数为过碱性岩石。岩石的山德指数 NK/A 表明，赛马岩体岩石（1.06~1.86，平均 1.33）、阿拉善苏亥图岩体（0.98~1.29，平均 1.05）和光头山岩体（0.92~1.09，平均 1.03）岩石基本上均属于过碱性岩石。

2. 地球化学特征

2.1 稀土元素地球化学特征

该碱性岩带稀土元素总量变化较大，跨 3 个数量级，总体上来看，南带岩体岩石时的ΣREE 较北带岩石为高，前者变化范围为 166.43~3369.90ppm；后者则为 7.57~1426.38ppm。稀土元素配分曲线均为右倾型，但南带岩石轻重稀土分馏较明显，配分曲线较为陡倾，该带岩石基本上不显示 Eu 异常；而北带光头山、白云鄂博东、阿拉善苏亥图岩体岩石则呈明显的负 Eu 异常，阿拉善温都尔浩岩体岩石显示明显的正 Eu 异常，古城和黄合少岩体 Eu 异常却不明显。

2.2 微量元素地球化学特征

该碱性岩带岩石均富集大离子亲石元素 Ba 和 Rb，其中南带岩石比北带岩石的元素丰度更高，并且前者 Sr 元素丰度也较高，在微量元素配分图上，南带显示明显的 Ba、Rb、Sr、K 正异常，而北带岩石的 Sr 异常却不明显或显示显著的 Sr 负异常。高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 和 Th 的含量较低，比大离子亲石元素丰度低 1~2 个数量级，但相比之下，南带岩石的高场强元素丰度略高。微量元素配分曲线均呈现明显的 Nb、Th、Ti 负异常。

3. 成因探讨

3.1 构造环境

根据 log[CaO/(Na_2O+K_2O)]-SiO_2 构造环境判别图，除极个别投影点外，该带碱性岩石均

分布于引张型钙碱性-碱性岩区，表明该带碱性岩形成于引张性构造环境中。由于北带部分岩石投影点更趋近于澳大利亚东南和我国福建魁歧 A 型花岗岩演化线，故其可能形成于造山期后引张环境，其余岩石主要分布于尼日利亚花岗岩演化线上及其附近，可能形成于非造山带。在 R1-R2 主元素构造环境判别图解中，该带碱性岩主要分布在造山晚期-晚造山期和非造山岩区，其中落在非造山岩区的全部是北带的岩石，由此暗示其形成的构造环境可能为造山晚期-晚造山期和非造山期拉张性环境。

3.2 物质来源

南带岩石ΣREE 较北带岩石为高，轻重稀土分馏较明显，配分曲线为右陡倾型，且岩石基本上不显示 Eu 异常，且显示明显的 Sr 正异常；而北带部分岩体呈明显的负 Eu 异常，Sr 异常不明显或显示显著的 Sr 负异常，均可表明南带岩体源区相对较深。根据 Th/Yb-Ta/Yb、Zr/Nb-Zr/Y-Y/Nb 等图解，绝大多数演示投影点落在富集地幔区及其附近，暗示其物质来源与富集地幔密切相关，可能遭受少量地壳物质的混染。该带岩石具亏损高场强元素的特征也暗示其岩浆来源与富集地幔物质有关（Ma et al., 1998; Downes, 2001）。

主要参考文献：

Downes H. 2001. Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. J. Petrol. 42: 233-250.

Ma C, Li Z and Ehlers C et al. 1998. A post-collisional magmatic plumbing system: Mesozoic granitoid plutons from the Dabieshan high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic zone, east-central China. Lithos: 45: 431～456.

韩宝福，加加美宽雄，李惠民. 2004. 河北平泉光头山碱性花岗岩的时代、Nd-Sr 同位素特征及其对华北早中生代壳幔相互作用的意义. 岩石学报，20（6）：1375-1388.

景立珍，郭裕嘉，丁彩霞. 1995. 辽宁赛马碱性岩的年代学及碱性岩浆的形成. 辽宁地质，4：257-271.

李之彤，余昌涛，程德琳，庞庆邦，唐淑兰. 1986. 辽宁省凌源县河坎子碱性杂岩体地质特征. 中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊，14 号：43-62.

牟保磊，阎国翰，陈月圆，殷纯嘏，1986. 矾山钾质碱性层状超镁铁岩-正长岩杂岩体岩石学初步研究. 中国北方板块构造论文集. 北京：地质出版社，141-157.

牟保磊，阎国翰. 1992. 燕辽三叠纪碱性偏碱性杂岩体地球化学特征及意义. 地质学报，66（2）：108-121.

内蒙古地质调查院. 2003. 白云鄂博 1/25 万区调报告.

任康绪，阎国翰，牟保磊，蔡剑辉等. 2004. 辽西凌源河坎子碱性杂岩体地球化学特征及地质意义. 岩石矿物学杂志，23（3）：193-202.

任康绪，阎国翰，牟保磊，蔡剑辉等. 2005b. 阿拉善断块富碱侵入岩岩石地球化学和 Nd、Sr、Pb 同位素特征及其意义. 地学前缘，12（2）：292-302.

任康绪，阎国翰，牟保磊等. 2005a. 阿拉善断块富碱侵入岩 Rb-Sr 年龄及其地质意义. 北京大学学报（自然科学版），41（2）：201-211

许立权，贾和义，张玉清，陶继雄. 2004. 白云鄂博地区碱性正长岩特征及其意义. 地质调查与研究，27（1）：43-46.

阎国翰，郭力珍，王凤珍，关贵荣. 1985. 河北阳原姚家庄环状钾质偏碱性杂岩体岩石学特征. 岩石学研究，第六辑，北京：地质出版社，121-134.

阎国翰，牟保磊，许保良等. 2000. 燕辽-阴山三叠纪碱性侵入岩年代学和 Nd、Sr、Pb 同位素特征及其意义. 中国科学，D 辑，30：383-387.

阎国翰，牟保磊，曾贻善. 1989. 中国北方碱性和偏碱性侵入岩的时空分布及大地构造意义.中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊，第 19 号：93-100.

阎国翰，谭林坤，许保良等. 2001. 阴山地区印支期碱性侵入岩岩石地球化学特征. 岩石矿物学杂志，20（3）：281-292.

湘南道县虎子岩中生代玄武岩中下地壳包体的锆石 SHRIMP U-Pb 年代学与原位 Hf 同位素研究

——岩浆底侵与地壳演化

戴宝章[1]， 蒋少涌[1]，姜耀辉[1]，赵葵东[1]，刘敦一[2]

（1. 南京大学地球科学系成矿作用研究国家重点实验室，南京 210093;
2. 中国地质科学院，北京离子探针中心，北京 100037）

湘南地区道县虎子岩玄武岩为一晚侏罗世基性岩体(全岩 K-Ar 年龄约 150Ma), 该岩体含有丰富而种类繁多的各类地幔-地壳包体, 其中的辉长质包体(辉长岩及麻粒岩)来源于下地壳. 本研究对三件辉长质包体中锆石及斜锆石进行了系统的 SHRIMP U-Pb 年代学和原位 Hf 同位素分析.

年代学研究表明, 三件包体得到几乎一致的 U-Pb 协和年龄: HYZ-1 为 208±14 Ma (MSWD=2.0) (包括两颗斜锆石, 具有协和的年龄约 220Ma); HZY-2 为 230±8Ma (MSWD=3.0); HZY-3 为 233±5Ma (MSWD=1.0). 这些结果与其他研究者利用 Sm-Nd 等时线方法得到的年龄(224Ma)也是相同的. 结合部分锆石具有亏损地幔 Hf 同位素组成的特征, 上述年代学结果表明在印支期存在一次下地壳底部的基性岩浆底侵活动, 造成了地壳的垂向增长. 这一镁铁质熔体可能来源于软流圈地幔. 该次底侵事件可能与周边地区时代相近的印支期花岗岩有密切联系,它对花岗岩形成的贡献大小取决于底侵岩浆的规模, 对此还需要进行深入的工作. 三件包体中还存在一些残留锆石, 它们的年龄构成存在明显的差异; 另外, 这些辉长质包体中的锆石 Hf 同位素组成也有一定差异. 上述特征表明下地壳中存在着普遍的不均一现象,可能与岩浆底侵过程中壳幔物质的不均匀混合及相互作用有关. 一些年龄不协和的锆石构成系列, 其下交点年龄与上述协和年龄基本一致, 上交点年龄为 800~950Ma, 反映了该次底侵事件对古老锆石(新元古代)U-Pb 体系的改造重置.

Hf 同位素模式年龄显示了古老地壳组分存在的信息. 古老的残留锆石可能在新元古代(亏损地幔模式年龄为 1.0~1.2Ga)从亏损地幔分异出的熔体中直接结晶形成, 也可能形成于晚太古到早元古代古老基地的重熔. 这些残留锆石在 800~950Ma 期间遭受了强烈的改造, U-Pb 体系被重置从而失去了老于这一时间的年龄, 而更稳定的 Lu-Hf 体系则仍然保留最初结晶时的信息. 如前所述, 在 220~240Ma 时, 来源于亏损地幔的基性熔体底侵到下地壳并与先存的地壳物质混合, 使其再次遭受强烈的改造. 上述过程勾勒出研究区地壳增长和改造的主要框架, 对认识华南地块内部地区的地壳演化具有重要意义.

新疆阿尔泰地区高钾高硅熔结凝灰岩的地球化学

单 强，牛贺才，于学元，曾乔松

（中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640，E-mail: qshan@gig.ac.cn）

1. 高钾高硅熔结凝灰岩产出的地质背景

高硅熔结凝灰岩(ignimbrite)广泛分布在世界各地(Paquereau et al., 2006; Harangi et al., 2005; Jimenez and Lopez, 2005; Lukacs et al., 2005; Ozdemir et al., 2006; Baghmann, 2002)，其主要特点是：1）火山碎屑岩形成大的或巨大的岩席；2）高硅和高钾的化学组成；3）富集大离子亲石元素，较低的高场强元素和亏损 Sr, Nb, Ti 元素；4）在空间上常与钙碱性火山岩共生。此外，熔结凝灰岩岩席常常在几个小时到几周的时间内形成，因此它们是一个可靠的精确的定年的地质体。晚古生代早泥盆世，阿尔泰南缘分布着长达 200 多公里的火山沉积岩带。在克朗和麦兹盆地中，下泥盆统康布铁堡组火山沉积岩的厚度超过 4000 多米（徐新，2003；王京彬等，2003）。这些火山岩以酸性（流纹质）火山碎屑岩为主，伴随大体积的流纹质熔结凝灰岩的喷发，还有大量的火山灰流出现。同时，在克朗和麦兹盆地中还分布着少量以玄武岩-安山岩为主的钙碱性系火山岩。已有的研究将高钾高硅的火山岩称为高钾流纹岩（张进红等，1994；于学元等，1995；王京彬等，1998），通过岩石学和地球化学研究，本文确定它们是高钾高硅的熔结凝灰岩（ignimbrite）。克朗和麦兹盆地内下泥盆统康布铁堡组火山-沉积岩地层的时代主要依据区域地层对比确定的。张进红等（2000）给出康布铁堡组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 407.3±9.2Ma，属早泥盆世。

麦兹和克朗两个火山-沉积盆地经后期的构造地质作用改造，发生了强烈的变形和变质，变质程度达到绿片岩相-低角闪岩相，克朗盆地火山-沉积岩变质程度较浅。其构造变形与区域构造线展布方向一致，盆地内的主要褶皱构造为北西向。由于断裂和褶皱构造作用使盆地内火山-沉积岩地层的层序遭到破坏，层序的恢复非常困难。麦兹盆地可可塔勒和克朗盆地铁木尔特两地火山-沉积岩地层剖面显示，火山碎屑岩和熔岩主要分布在康布铁堡组地层的第二岩性段（D_1k_2）之中，在该火山岩剖面内与钠质流纹质和钾钠质流纹质火山岩交替出现（王京彬等，1998）。与高钾流纹质熔结凝灰岩共生的火山岩为玄武岩、安山质玄武岩、粗面安山岩、英安岩和流纹岩，以及相应的火山碎屑岩。

2. 高钾高硅熔结凝灰岩的岩石学特征

高钾高硅熔结凝灰岩主要由钾长石（微斜长石）、石英和黑云母，以及少量白云母组成，含有磁铁矿、锆石、磷灰石和褐帘石等副矿物。岩石为斑状结构，斑晶为钾长石（微斜长石）和石英。钾长石斑晶呈半自形-它形的晶屑（20-25%），石英斑晶呈它形粒状晶屑（20-25%）。基质由细颗粒钾长石、石英和黑云母以及少量白云母组成，云母长条状晶体呈条纹状定向排列。由于长条状云母矿物的定向排列构成一种条纹斑杂状结构。石英晶粒有明显的淬火构造，偶尔见到钾长石斑晶非常薄的反应边结构。岩石未见明显地交代和蚀变现象，也没有见到钾交代现象。

造岩矿物钾长石斑晶经常显示出清晰的微斜长石的格子双晶，但是没见条纹长石结构。基质中的细小钾长石有时也能见到格子状双晶出现。钾长石电子探针分析结果表明斑晶钾长石和基质钾长石具有完全相同的化学组成。其成分的特点是纯净的钾长石，不含钙，Na_2O 含量也非常低（0.16—0.34wt %）。此外，还有一些钾长石呈束状或放射状，有趣的是这些

束状体的化学成分同斑晶钾长石的也完全一致。在这些束状体内见到有微斜长石格子双晶的细小颗粒。

黑云母多为半自型—自型，呈褐色，多色性不明显，主要分布于基质中。本区高钾高硅熔结凝灰岩中黑云母均属于铁叶云母，在∑FeO/∑FeO+MgO(%)对 Mg（%）相关图中，本区高钾熔结凝灰岩中的黑云母投影点均落在壳源区，由此推断它们的母岩浆可能源于上地壳。

3. 高钾高硅熔结凝灰岩的地球化学

阿尔泰地区克朗和麦兹盆地的火山岩均以酸性岩为主，基性岩和中性岩的比例很小。王京彬等(2003)认为麦兹盆地的火山岩以酸性岩为主，基性岩：中性岩：酸性岩比例约 10：3：40，呈类双峰式分布。岩石化学成分显示，本区火山岩类属于玄武岩-玄武安山岩-安山岩-英安岩-流纹岩岩石组合。其中高硅流纹质火山岩包括高钾高硅熔结凝灰岩（根据可可塔勒和铁木尔特两地研究结果，将高钾流纹质火山岩暂时划归为高钾高硅熔结凝灰岩）、高钠流纹质和钾钠质流纹质火山岩。高钾高硅熔结凝岩具有高硅的特点，其 SiO_2 含量为 69%-80%。在 SiO_2-K_2O 图中，本区高钾高硅熔结凝灰岩均落在碱性岩区域内，而钾钠质流纹质火山岩和钠质流纹质火山岩则分别落在中钾钙碱性区和低钾拉斑玄武岩区内。这些高钾高硅熔结凝灰岩 K_2O 的含量高达 5%-11%，是高硅流纹质岩类中极其罕见的。该岩石的另一个特点是具有极低的 Na_2O 含量（〈1%）和极高的 K_2O/Na_2O 比值。众所周知，在拉斑玄武质岩浆系列和钙碱性岩浆系列中，岩浆演化的端元酸性岩的 Na_2O+K_2O 含量有所限定，K_2O 的含量也被限定。在 Le Maitre 的 SiO_2-K_2O 图中，钙碱性系列岩石 K_2O 的含量被限定大约小于 5%。实际上高钾-超高钾岩石仅仅出现在橄榄玄粗岩系列（Shoshonite series），然而，橄榄玄粗岩系列的岩浆演化的端元组分达不到高硅酸性岩。因此，阿尔泰地区高钾高硅熔结凝灰岩可能来源于一种独立的高硅的熔结凝灰岩岩浆。

本区的高钾高硅熔结凝灰岩的微量元素主要特征是富集大离子亲石元素，亏损 Ti, Sr , P 等元素。高钾高硅熔结凝灰岩稀土元素总量在 110-311ppm 之间变化，它们的稀土元素分布模式均为富 LREE 的右倾曲线，具有明显的负 Eu 异常。该高钾高硅熔结凝灰岩 REE 分布曲线的相似性（La/Yb=6-11，Gd/Yb=1.06-2.00, δEu=0.51-0.68） 可能揭示它们是同源岩浆分离结晶作用的产物。中等亏损 Eu 则代表岩浆分离结晶作用过程斜长石发生分离结晶作用。

阿尔泰高钾高硅熔结凝灰岩富集大离子亲石元素，亏损 Sr, P, Ti,,Nb, Ta 等元素的地球化学特征表明它们源于同一个原始（母）岩浆源。在大离子亲石元素中 K, La, Ce , Nd 元素具有高丰度，相比之下 Rb, Ba, Th 元素富集程度较低。元素 Ba 的弱亏损以及 Sr 的强亏损归因于岩浆分离结晶作用过程中斜长石的强分离结晶作用。高场强元素低丰度的特点被认为其成因上与消减作用的物质组分有关（Harangi et al., 2006）。本区高钾高硅熔结凝灰岩的高场强元素的丰度较低(Nb=3.3-6.8ppm; Ta=0.34-0.67ppm; Zr=58-80ppm)， Ba/La 和 La/Nb 微量元素比值分别为 30-35, 3-8，均与中-东欧洲的 Pannonian 盆地中新世硅质熔结凝灰岩非常类似。这些特征表明它们继承了形成硅质岩浆的大陆地壳的特点。

4. 讨论

4.1 构造背景

高硅火山作用经常出现在汇聚的大陆边缘或大陆岛弧弧后盆地构造环境（DeSilva，1989； Gans., 1989; Davidson et al., 1991; Siebel et al., 2001）。它们的形成与岩石圈伸展过程密切相关，如中-东欧洲的 Pannonian 盆地中新世硅质熔结凝灰岩的形成与岩石圈伸展构造导

致弧后盆地形成是同时发生的（Harangi et al., 2005）。目前对新疆阿尔泰南缘晚古生代早期构造演化的格局的认识存在分歧，一种观点认为阿尔泰南缘为被动大陆边缘（王京彬等，1998），另一种观点认为阿尔泰南缘属于活动大陆边缘（刘风标，1984；张建中等，1987）。牛贺才等（1999）在阿舍勒盆地发现了前弧盆地特有的高 Mg 火山岩系。许继锋等（2001）厘定出库尔提弧后盆地蛇绿岩套。这些研究成果确定在晚古生代阿尔泰南缘受制于古亚洲洋板块俯冲作用，形成了活动大陆边缘的沟弧体系。因此，本文认为阿尔泰南缘应属于西伯利亚板块南部大陆边缘的一部分。活动大陆边缘是地球上构造运动最活跃的地带，有最强烈的地震、火山活动和区域变质作用。早泥盆世阿尔泰的麦兹和克朗盆地出现了大规模的强烈的火山喷发作用，麦兹和克朗两个盆地火山岩带长达 200 公里，火山岩地层总厚度超过 4000 米(徐新，2003)。阿尔泰的高钾流纹质火山岩的厚度可能大于 500 米（王京彬等，1998），形成一个巨大的火山岩岩席。另外，阿尔泰地区高钾熔结凝灰岩的微量元素的判别图表明它们形成在与俯冲作用有关的活动大陆边缘的岛弧构造环境。由此可见，在晚古生代阿尔泰南缘处在活动大陆边缘的构造环境是毋庸置疑的。

4.2 岩浆成因

硅质岩浆的成因有两种方式，一种是大陆地壳的深熔作用的产物，另一种是镁铁质-安山岩熔体分离结晶作用的产物。由大陆地壳的深熔作用形成的硅质岩浆主要出现在具有厚的地壳的地区，其典型的产物是大体积的熔结凝灰岩（Reid,1983; Huppert and Sparks, 1988; Ruiz et al., 1988; Francis et al., 1989）。阿尔泰的高钾流纹质的熔结凝灰岩母岩浆是上地壳硅铝层部分熔融所致。众所周知，铝过饱和指数是岩石成因的重要标志之一，上地壳部分熔融形成的酸性岩浆（花岗岩岩浆）其 A/CNK>1。本区高钾流纹质的熔结凝灰岩具有过铝质岩石的特点(A/CNK=1.01-1.36，平均= 1.12。), 其过铝质矿物为白云母，并且白云母与黑云母共生也是铝过饱和的标志。前已述及本区高钾高硅熔结凝灰岩中黑云母的化学成分显示其母岩浆可能源于上地壳。微量元素地球化学特征揭示其母岩浆继承了上地壳的特点。从比值确定熔结凝灰岩岩浆的成因。本区熔结凝灰岩具有低的 Nb/Y 比值，在 Nb/Y-Rb/Y 图中，它们投影点均落在上地壳成因区内。综上所述，研究区高硅熔结凝灰岩母岩浆可能是由于玄武质岩浆的侵入导致上地壳近固相线结晶体（钾长石、石英或钠长石）发生重熔的结果。

尽管上地壳硅铝层部分熔融能形成高硅的熔结凝灰岩岩浆，然而其高钾的来源仍然是一个仍须探究的问题。本文初步认为本区熔结凝灰岩高钾的起因可能是高硅的熔结凝灰岩岩浆在岩浆房里发生了大量的富钠斜长石的分离结晶作用（Ozdemir et al., 2006），斜长石的分离结晶引起 Na 和 K 的分离，残余岩浆熔体富集了 K，亏损 Ca, Sr，Ba，Eu 等元素，最终导致高钾高硅的熔结凝灰岩岩浆形成。

主要参考文献：

Haranagi, S., Mason, P.R.D., Lukacs R., 2005, Correlation and petrogenesis of silicic pyroclastic rocks in the Northern Pannonian Basin, Eastern-Central Europe:In situ trace element data of glass shards and mineral chemical constraints, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 143,237-257.

Ozdemir Y., Karaoglu O., Tolluoglu A>U., Gulec N., 2006, Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau) : The most recent post-collisional volcanism in Turkey, Chemical Geology 226, 189-211.

Paquereau P.L., Thouret J-C., Worner G., Fornari M., 2006, Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154, 251-275.

王京彬 秦克章 吴志亮 胡剑辉等,1998,阿尔泰山南火山喷流沉积型铅锌矿床.北京: 地质出版社.

于学元 梅厚钧 姜福芝 罗才让等,1995,额尔齐斯火山岩和成矿作用.北京: 科学出版社.

安徽沿江地区中生代碰撞后岩浆活动和壳幔作用过程：来自火山－侵入杂岩和岩石包体的证据

杜杨松, 庞振山，楼亚儿，李顺庭，曹 毅

（地质过程与矿产资源国家重点实验室，中国地质大学，北京 100083）

近几年来，碰撞后岩浆作用一直是大陆动力学理论研究的热点，而岩浆作用与大陆岩石圈深部过程也一直受到广大地学工作者的重视（刘洪涛等，2002；吴福元等，2003；Bonin，2004；Du et al.，2004；Wang et al.，2004；Xu et al.，2004；杜杨松等，2004；闫峻等，2005；Zhou et al., 2006）。本文旨在初步总结安徽沿江地区中生代火山－侵入杂岩和岩石包体的研究资料，并在此基础上分析区域中生代碰撞后岩浆活动和壳幔作用过程，以便为完善区域壳幔动力学知识体系提供科学依据。

安徽沿江地区地处长江深大断裂带的中部，构造上隶属由华北板块与扬子板块在 T2－J2 发生陆－陆碰撞形成的大别造山带的前陆带。在 J3－K1 时期，该区形成了若干次级坳陷和隆起，其内发育有大量火山－侵入杂岩和岩石包体。

区内南部由贵池经青阳直到宣州一带的中酸性小斑岩体岩性主要为花岗闪长斑岩，化学成分上高硅富铝，标准矿物中出现刚玉，属于过铝质岩系，Ar—Ar 法测定的同位素年龄为 136－139Ma（唐永成等，1998）。中部铜陵地区的岩浆岩多呈小侵入体产出，主要岩石类型有碱长辉长岩、辉石二长闪长岩、石英二长闪长岩和花岗闪长岩等，其中产有大量角闪石、辉石巨晶和堆积岩以及辉长质和微粒闪长质岩石包体。中部繁昌盆地中的中分村组和赤砂组火山岩主要为流纹质－英安质和粗安质的熔岩和火山碎屑岩，庐枞盆地中的龙门院组火山岩主要为安山岩和粗安岩，宁芜盆地中的西横山组火山岩主要为安山岩。北部滁县岩体和黄道山岩体主要岩性为闪长玢岩。这些岩石都属于中钾－高钾钙碱性岩系，同位素年龄为 134－143Ma，铜陵侵入体中的残留锆石年龄区间为 840－2700Ma（常印佛等，1991；吴才来等，1996；唐永成等，1998；Du et al.，2004；杜杨松等，2004；王彦斌等，2004；徐夕生等，2004）。同时，中部庐枞盆地中的砖桥组火山岩以安粗岩、玄武安粗岩和橄榄安粗岩为主，宁芜盆地中的龙王山组火山岩主要为粗安岩和粗面岩，属于橄榄安粗岩系，同位素年龄值为 125－135Ma（刘鸿允等，1981；胡华光等，1982；胡华光等，1984；常印佛等，1991）。此外，安徽沿江地区沿长江两岸有两条呈 NE 方向分布，长约 100km 的富碱岩浆岩带。一条在江北，由怀宁经安庆到枞阳；另一条在长江南岸，由贵池经青阳、南陵到繁昌。岩石类型主要为石英正长岩，次为正长岩、石英二长岩和碱长花岗岩。这些岩石属于 A 型花岗岩类，其 SHRIMP 锆石 U－Pb 年龄为 125Ma－128Ma（楼亚儿，2005）。

此外，繁昌地区蝌蚪山组火山岩主要为粗面岩、安山岩和玄武岩以及流纹质熔岩和火山碎屑岩（双峰式）。在蝌蚪山玄武岩中存在一定数量的石榴石（楼亚儿，2005）。庐枞地区双庙组火山岩以玄武安粗岩和碱性玄武岩为主。中部宁芜地区分布有多个辉长岩侵入体（如蒋庙、阳湖塘和姑山等），其内含有磁铁矿纯橄岩、辉橄岩、橄榄岩和辉石岩等超镁铁质岩石包体。该地区大王山组火山岩主要为粗安岩和安山岩。北部沙溪岩体岩性主要为石英闪产玢岩和辉石闪长玢岩。这些岩石普遍高碱富钠，属于碱性岩系，同位素年龄主要为 115－125Ma

（胡华光等，1984；徐祥等，1994；唐永成等，1998；邢凤鸣，1998）。同时，庐枞盆地中的浮山组火山岩主要为粗面岩和响岩。宁芜盆地中的姑山组火山岩以粗安岩和安山岩为主，但娘娘山组火山岩以各种响岩为主，含大量副长石以及碱性铁镁矿物（霓石）。这些火山岩属于过碱性岩系，同位素年龄峰值为 105－115Ma（胡华光等，1984；常印佛等，1991）。

从典型岩石的锶和钕同位素资料来看，铜陵地区的碱长辉长岩、辉长岩包体以及堆积岩包体的 Isr 为 0.7060－0.7070, ε Nd 为-4.9－-9.9，沿江分布的 A 型花岗岩类的 Isr 为 0.7053－0.7089, ε Nd 为-2.2－-8.0，宁芜地区辉长岩的 Isr 为 0.7047－0.7068, ε Nd 为-6.7－＋1.4，繁昌地区的蝌蚪山玄武岩、庐枞地区的双庙玄武岩和北外带的沙溪岩体的 Isr 为 0.7055－0.7066, ε Nd 为-3.5－-7.3，宁芜地区娘娘山黝方石响岩和霓辉正长岩的 Isr 为 0.7072－0.7073, ε Nd 为-3.2－-3.3，而当涂釜山和江宁方山的新生代碱性玄武岩的 Isr 为 0.7036－0.7047, ε Nd 为＋2.7－＋4.9（唐永成等，1998；陈江峰等，2001；杜杨松等，2004；闫峻等，2005）。

从前述资料来看，作为由华北板块与扬子板块在 T2－J2 发生陆－陆碰撞形成的大别造山带的前陆带，安徽沿江地区在 J3－K1 时期发生了前后两期碰撞后岩浆作用。

早期碰撞后岩浆作用大致发生在 125－139Ma，铜陵地区辉长岩（包体）和大量堆积岩的形成标志着这一时期的开始，而 A 型花岗岩类的形成标志着这一时期的结束。在这一时期形成的岩石中，南部侵入岩（136－139Ma）属于早期碰撞后岩浆岩组合中的过铝质的长英质岩套。中部铜陵地区的侵入岩、繁昌盆地中的中分村组和赤砂组火山岩、庐枞盆地中的龙门院组火山岩、宁芜盆地中的西横山组火山岩和北部的部分岩体（134－143Ma，第一阶段），中部庐枞盆地中的砖桥组火山岩和宁芜盆地中的龙王山组火山岩以及沿长江两岸分布的 A 型花岗岩类（125Ma－135Ma，第二阶段）属于早期碰撞后岩浆岩组合中的准铝质的镁铁质－长英质火成岩岩套，其中第一阶段的岩石为中钾－高钾钙碱性岩系，第二阶段为橄榄安粗岩系。

晚期碰撞后岩浆作用大致发生在 105－125Ma。宁芜地区辉长岩的侵入标志着这一时期的开始，而宁芜和庐枞地区过碱性岩的形成标志着这一时期的结束。在这一时期形成的岩石中，中部宁芜地区的辉长岩和大王山组火山岩、繁昌地区的蝌蚪山组火山岩、庐枞地区的双庙组火山岩和北部的沙溪岩体（115－125Ma，第一阶段），以及庐枞盆地中的浮山组火山岩和宁芜盆地中的姑山组和娘娘山组火山岩（105－115Ma，第二阶段）属于晚期碰撞后碱性－过碱性火成岩岩套，其中第一阶段的岩石为碱性岩系，第二阶段为过碱性岩系。

前述资料还表明，安徽沿江地区 J3－K1 时期的基性岩和富碱到过碱性岩类的原始岩浆来源于富集的岩石圈地幔，而区内新生代碱性玄武岩的原始岩浆来源于亏损的软流圈地幔，二者明显不同。同时，从早期到晚期碰撞后岩浆作用，岩浆地幔源区的富集程度逐渐降低。

考虑到铜陵地区岩浆岩中含有大量堆积岩、矿物巨晶以及辉石岩和角闪石岩包体，堆积岩中残留辉石的结晶深度可达 42－48km（Du et al.，2004），宁芜地区辉长岩侵入体中含有磁铁矿纯橄岩、辉橄岩、橄榄岩和辉石岩等超镁铁质岩石包体，蝌蚪山玄武岩中含有一定数量的石榴石,以及铜陵侵入体中含有大量古老变质基底残留锆石等基本事实，同时结合上述资料分析，可以初步认为，安徽沿江地区在 J3－K1 时期受岩石圈拉张和软流圈上涌的联合作用，长江深断裂逐步加深，伸展岩石圈减压和上涌软流圈加热促使陆壳和地幔发生部分熔融，导致复杂的壳幔相互作用和岩浆过程。在早期碰撞后岩浆作用时期，过铝质岩套可因局

部加热由陆壳部分熔融形成，中钾－高钾钙碱性岩套和橄榄安粗质到准铝质的镁铁质－长英质火成岩岩套可由分别起源于角闪石－尖晶石纯橄岩质交代岩石圈层和尖晶石二辉橄榄岩质交代岩石圈层的底侵玄武岩浆与中下地壳发生强烈的相互作用，并经历复杂的演化过程而形成。在晚期碰撞后岩浆作用时期，碱性岩系到过碱性岩系可由起源于曾经受到俯冲物质交代的含石榴石岩石圈上地幔的玄武岩浆与中下地壳发生微弱的相互作用，并经历相对简单的演化过程形成。

主要参考文献：

Bonin B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. Lithos, 78(1): 1-24.

Du Y. et al., 2004. Underplating of Mesozoic mantle-derived magmas in Tongling, Anhui Province: evidence from megacrysts and xenoliths. Acta Geologica Sinica, 78(1): 131-136.

Wang K. et al., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. Journal of Petrology, 45(5): 975-1011.

Xu Y. et al., 2004. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton; constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147(6): 750-767.

Zhou X. et al., 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. Episodes, 29(1): 26-33.

常印佛等，1991. 长江中下游铜铁成矿带。北京：地质出版社，101－104.

陈江峰等，2001. 安徽的地壳演化：Sr，Nd 同位素证据。安徽地质，11（2）：123－130.

杜杨松等，2004. 安徽铜陵岩浆岩中辉长质岩石包体的发现及其地质意义. 高校地质学报，10（3）：332－342.

胡华光等，1982. 根据同位素年龄讨论侏罗－白垩纪火山岩地层的时代. 地质学报，56（4）：315－323.

胡华光等，1984. 华东及邻区中、新生代火山岩同位素地质年龄. 载于吴利仁（主编），华东及邻区中、新生代火山岩。北京：科学出版社，56－74.

刘洪涛等，2002. 华北克拉通北缘中生代花岗岩：从碰撞后到非造山.岩石学报，18（4）：433－448.

刘鸿允等，1981. 从 Rb－Sr 及 K－Ar 年龄测定讨论某些前寒武系及中生代火山岩地层的时代. 地质科学，（4）：303－313。

楼亚儿，2005. 安徽繁昌中生代侵入岩的特征和成因研究. 中国地质大学博士学位论文，1－95。

唐永成等，1998. 安徽沿江地区铜多金属矿床地质. 北京：地质出版社，1－351。

王彦斌等，2004. 安徽铜陵地区幔源岩浆底侵作用的时代－朝山辉石闪长岩锆石 SHRIMP 定年. 地球学报，25（4）：423－427。

吴才来等，1996. 铜陵地区中酸性侵入岩年代学研究. 岩石矿物学杂志，15（4）：299－306.

邢凤鸣，1998. 扬子岩浆岩带东段基性岩地球化学.地球化学，27（3）：258－268.

徐夕生等，2004. 安徽铜官山石英闪长岩及其包体锆石 U－Pb 定年与成因探讨. 科学通报，49（18）：1883－1891.

徐祥等，1994. 宁芜地区三个辉长岩的全岩和矿物 Rb－Sr 等时线年龄. 地质科学，29（3）：309－312.

闫峻等，2005. 长江中下游地区蝌蚪山晚中生代玄武岩的地球化学研究：岩石圈地幔性质与演化的制约，地球化学，34（5）：455－469.

新疆巴楚小海子正长岩的特征及其地质意义

贾秀琴[1]，苏 文[2]，李 勇[2]，张 旗[2]
（1. 中科院高能所核分析技术重点实验室，北京 100049;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029）

巴楚小海子（又称麻扎尔塔格）正长岩位于塔里木盆地的西部，主体为浅色含石英正长岩，岩石主要由钾长石组成，次为角闪石、石英和黑云母。钾长石以条纹长石为主，暗色矿物以角闪石为主，绿色，少量石英出现在钾长石间隙中。刘楚雄等（2004）报道的麻扎尔塔格角闪正长岩的K-Ar年龄为310.1 Ma。杨树锋采用^{40}Ar-^{39}Ar方法测定的麻扎尔塔格正长岩（全岩）的坪年龄为277.7±1.3Ma（杨树锋等，1996）。本次研究采用单颗粒锆石LA-ICP-MS U-Pb方法（在西北大学大陆动力学教育部重点实验室进行），获得小海子正长岩的年龄为279±5Ma（李勇等，待刊），与杨树锋等（1996）的结果在误差范围内一致，说明小海子正长岩是早二叠世的。

小海子正长岩的化学成分变化不大，主量元素由中科院地质与地球物理研究所测定，微量元素由中科院高能所核分析技术重点实验室以中子活化法测定（本文第 1 作者），SiO_2 在60.76－62.21%，岩石富铝（Al_2O_3＝17.68－18.44%）、钠（Na_2O＝6.63－6.7%）和钾（K_2O＝3.59－4.48%），富集微量元素 Sr（483－574×10^{-6}）、Ba（1360－1460×10^{-6}）、Zr（505－809×10^{-6}）、Ta（3.42－4.20×10^{-6}）、U（1.68－2.01×10^{-6}）和 LREE（La 为球粒陨石标准化的 195－225 倍），为 LREE 富集的分布（La/Yb＝22－26），无明显的铕异常（Eu/Eu*=1.2－0.97），Yb（2.84－2.93×10^{-6}）较高，属于高 Sr 高 Yb 类型的正长岩（Sr>400×10^{-6}，Yb>2×10^{-6}，引自张旗等，待刊）。

正长岩的成因比较复杂，目前，对于正长岩的成因大体有三种见解：（1）富挥发分的地壳部分熔融形成的，或加厚地壳熔融形成的；（2）交代地幔部分熔融形成的；（3）幔源基性岩浆与壳源酸性岩浆混合形成的（以上引自 Yang J H et al., 2005; Wang Q et al., 2005）。正长岩的 SiO_2 含量变化大，可以从基性直至酸性，基性的正长岩显然与地幔成因有关。小海子正长岩的 SiO_2 含量较高，均大于 60%，与杨树锋等（1996）的资料一致。推测是下地壳部分熔融形成的，可能有来自富集地幔物质的影响，使其明显富集大离子亲石元素，而非交代地幔部分熔融形成的。

早二叠世是塔里木盆地岩浆活动比较活跃的时期，在塔里木西部有玄武岩和辉长岩、辉绿岩出露（年龄范围集中在 274－294 Ma，李勇等，待刊），在塔里木北部还有中酸性和碱性岩浆活动（杨树锋等，1996；陈汉林等，1997，1998；刘楚雄等，2004）。上述早二叠世的岩浆活动可能是有联系的：玄武岩和相应的辉长岩、辉绿岩可能是同源的，是来自地幔部分熔融的岩浆，一部分侵位在地壳上部（以辉长岩和辉绿岩的形式出现），一部分喷出地表（为玄武岩），推测可能还有一部分底侵在下地壳底部，加热烘烤下地壳使之发生部分熔融，形成中酸性岩浆，如果有大量水和挥发分的参与，可能形成明显富集大离子亲石元素的正长岩岩浆。塔里木盆地与玄武岩大致同时代的正长岩和中酸性火成岩大体是这样形成的。

邓晋福等（Deng et al., 1998; 邓晋福等，2004）对正长岩有深入的研究，他们划分正长岩为高压正长岩和低压正长岩两类。Wyllie（1977, 1984；引自邓晋福等，2004）基于相平衡实验指出，加厚陆壳底部的部分熔融可以形成正长岩岩浆。Deng et al.（1998）指出：高压型正长岩形成的应力高（P>1.5 GPa），熔融的残余物中无斜长石，相当于榴辉岩组合，REE 分布无铕异常；而低压型正长岩的压力低（P<1.5GPa），由玄武质岩浆结晶分离出斜

长石后形成的派生岩浆，具有明显的负铕异常（邓晋福等，2004，46－48 页）。Litvinovsky et al. (2000，2002)的熔融实验表明，正长岩形成的压力可以超过 15 kbar(甚至高达 20 kbar)。在所有的高压实验中（P>15 kbar，T>920℃）残留相均有石榴石和辉石出现。

按照上述认识，Sr 和 Eu 含量高的正长岩可能形成的压力较高。小海子正长岩富 Sr 和无铕异常表明残留相无（或很少）斜长石，富 Yb 表明残留相可能并非由榴辉岩组成，残留相可能是含石榴石和角闪石的（高压）麻粒岩。苏尚国等（2006）报道了北京八达岭薛家石梁杂岩体中的正长岩具高 Sr 低 Y 及 Eu 正异常，类似埃达克岩的特征，推测其可能来源于加厚陆壳的底部。华北中生代埃达克岩的发现表明地壳厚度至少>50 km（张旗等，2001），塔里木高 Sr 高 Yb 的正长岩不具有埃达克岩的特征，是否暗示晚古生代晚期时的塔里木西部地壳厚度也许比正常的地壳厚度要厚一些，但是，可能不会超过 50 km。杨树锋等（1995）依据正长岩地球化学资料认为该区处于裂谷环境，裂谷指示地壳减薄的环境，地壳厚度较薄，而我们的研究认为塔里木地壳比正常的地壳要厚一些，并非大陆裂谷环境，而可能是塔里木地块西部在海西末期受挤压地壳加厚地表抬升的环境。但是，由于目前仅有小海子一个地区的资料，上述判断是否可信还需要更多资料的检验。

致谢：本项目得到中国科学院核分析技术重点实验室（课题号：K-116）的资助

主要参考文献：

Deng J F, Luo Z H, Zhao H L. 1998. Trachyte and syenite: petrogenesis constrained by the petrological phase equilibrium. Coll. Works Int'l Symp. Geol. Sci., Peking Univ. Seism. Press, Beijing, 745-757

Litvinovsky B A, Jahn B M, Zanvilevich A N, Saunders A, Poulain S, Kuzmin D V, Reichow M K, Titov A V. 2002. Petrogenesis of syenite–granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. Chemical Geology. 189: 105-133

Litvinovsky, B.A., Steel, I.M., Wickham, S.M., 2000. Silicic magma formation in overthickened crust: melting of charnockite and leucogranite at 15, 20 and 25 kbar. J. Petrol., 41: 717– 737.

Wang Q, Li J W, Jian P, Zhao Z H, Xiong X L, Bao Z W, Xu J F, Li C F, Ma J L. 2005. Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): link to Permian–Triassic transtension. Earth and Planetary Science Letters, 230: 339-354

Yang J H, Chung S L, Wilde S A, Wu F Y, Chu M F, Lo C H, Fan H R. 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence. Chemical Geology, 214: 99-125

陈汉林, 杨树锋, 董传万, 贾承造, 魏国齐, 汪振国. 1997. 塔里木盆地二叠纪基性岩带的确定及大地构造意义. 地球化学, 26: 77-87

陈汉林, 杨树锋, 贾承造, 董传万, 魏国齐. 1998. 塔里木盆地北部二叠纪中酸性火成岩带的厘定及其对塔北构造演化的新认识. 矿物学报, 18: 370-376

邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 莫宣学, 于炳松, 赖兴运, 谌宏伟. 2004. 岩石成因构造环境与成矿作用. 北京: 地质出版社, 1-381

刘楚雄, 许保良, 邹天人, 路凤香, 童英, 蔡剑辉. 2004. 塔里木北缘及邻区海西期碱性岩岩石化学特征及其大地构造意义. 新疆地质, 22: 43-49

杨树峰，陈汉林，董传万等.1996.塔里木盆地二叠纪正长岩的发现及其动力学意义.地球化学，25（2）：121-128

张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 17: 236-244

再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义

李献华[1]，李武显[1]，李正祥[2]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所，广州 510640;
2. 西澳大学大地构造国家研究中心，*WA 6009*，澳大利亚）

南岭地区广泛出露花岗岩，其中大部分是燕山早期（侏罗纪）花岗岩，与稀有金属矿产有非常密切的关系，以陆壳改造型花岗岩为主（Xu et al., 1982），主要由中元古代变质沉积岩经部分熔融形成（王德滋、沈渭洲，2003；王德滋，2004），相当于 S-型花岗岩（Chappell and White, 1974）。南岭燕山早期花岗岩一个重要的岩相学特点是黑云母花岗岩占绝大多数。这些花岗岩在岩石化学上通常为弱过铝质，造岩矿物为黑云母、石英和两种长石，既不含 I-型花岗岩的特征矿物角闪石，也没有 S-型花岗岩的特征富铝矿物。同时，黑云母花岗岩也常常和一些出露规模较小的含角闪石的花岗闪长岩/二长花岗岩和含白云母　石榴子石的浅色花岗岩在时-空上密切共生，组成典型的“南岭系列”花岗岩，即：二长花岗岩→黑云母花岗岩→浅色（白云母或二云母）花岗岩→花岗斑岩/石英斑岩系列（王联魁等, 1989）。这个系列的花岗岩在岩石地球化学上常显示出与典型 I-型或 S-型花岗岩一些不同或“过渡”的特征，因此造成了成因类型划分上的困难和争议。

磷灰石是花岗岩中的主要副矿物之一，在花岗岩浆结晶分异演化过程中，磷灰石对 REE、Th 和 U 等元素的变化有非常重要的影响。大量的实验研究结果表明，在准铝质/弱过铝质（A/CNK <1.1）和过碱性花岗岩浆中，磷灰石的溶解度很低，大约只有~0.1 wt%P_2O_5，并且磷灰石的溶解度随着温度的降低和岩浆的分异演化 SiO_2 的增加而降低；相反，在强过铝质岩浆中（A/CNK = 1.1-1.3），磷灰石的溶解度随 A/CNK 的增加而呈线形增加（Watson, 1979; Watson and Capobianco, 1981; Green and Watson, 1982; Harrison and Watson, 1984；Wolf and London, 1994）。因此磷灰石在准铝质/弱过铝质和过碱性花岗岩浆中总是优先结晶的矿物，而残余岩浆的 P_2O_5 越来越低，所以 I-型和 A-型花岗岩的 P_2O_5 将随着 SiO_2 的增高而降低，并导致强分异 I-型和 A-型花岗岩的 P_2O_5 含量非常低；相反，高的溶解度使磷灰石在强过铝质花岗岩浆中主要呈不饱状态而不会优先结晶，所以 S-型花岗岩的 P_2O_5 将随着 SiO_2 的增加而呈增高或基本不变的趋势。

根据磷灰石在准铝质和强过铝质花岗岩浆中溶解度不同的性质，通过花岗岩的 SiO_2 与 P_2O_5 的相关性判断其母岩浆的铝饱和度，我们对“南岭系列”花岗岩的成因分类进行了进一步的岩石化学检验，结果表明，含角闪石花岗闪长岩小岩体（如岗尾岩体）、大规模的黑云母二长花岗岩/钾长花岗岩（如佛冈、大东山、九峰岩体等）以及 A 型花岗岩（如柯树北、寨背、西山等岩体）的 SiO_2 与 P_2O_5 均呈明显的负相关关系，而且一些含白云母的花岗岩和高分异（含矿）花岗岩（如千里山和西华山等岩体）的 P_2O_5 含量大多数<0.05%，并且与 SiO_2 呈负相关关系。这些结果表明，“南岭系列”燕山早期花岗岩的 P_2O_5 – SiO_2 相关关系与准铝质-弱过铝质 I-型花岗岩非常类似，表明它们的母岩浆应该是准铝质的，应该属于分异 I-型花岗岩，而不是 S-型花岗岩，所以其母岩应该以火成岩为主，而不是（变质）沉积岩。极少数高硅强分异花岗岩有高的 A/CNK 值 (>1.2)，可能和岩浆演化晚期的岩浆-流体相互作用

和/或蚀变作用有关。

中侏罗世早期（180-170 Ma），南岭出现了以玄武岩和 A-型酸性火山岩及其侵入相辉长岩和 A-型花岗岩的“双峰式”火成岩。这些火成岩虽然规模较小，但分布非常广泛，其中玄武岩均显示出洋岛玄武岩（OIB）的地球化学和同位素组成特征，为典型的陆内裂谷玄武岩。因此，这些“双峰式”火成岩和板内非造山型火成岩组合一致，而完全不同与活动大陆边缘火成岩组合。

中侏罗世晚期（165-150 Ma），大规模岩浆活动以分异 I-型花岗岩为主，并伴随小规模的 A-型花岗岩和正长岩。桂东南和赣南的正长岩的元素和同位素地球化学特征与陆内“裂谷型”正长岩非常相似，而完全不同于形成于造山带的“俯冲型”正长岩；南昆山花岗岩也显示出陆内裂谷 A1-型花岗岩的地球化学特征。这些陆内裂谷型碱性火成岩的形成指示南岭地区在这个时期应处于岩石圈伸展的构造背景。大量分异 I-型花岗岩的形成暗示这个时期有很高的地温梯度，可能与幔源岩浆的底侵/侵入有关。用 Li and Li (2006)提出的印支期水平俯冲大洋岩石圈在燕山早期拆沉的模式可以很好地解释南岭燕山早期板内岩浆岩组合和花岗岩形成的动力学机制。

主要参考文献：

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8, 173-174.

Green, T.H., Watson, E.B., 1982. Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to “orogenic” rock series. Contrib. Mineral. Petrol., 79, 96-105.

Harrison, T.M., Watson, E.B., 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1468-1477.

Li, Z.X., Li, X.H., Formation of the 1300 km-wide intra-continental orogen and post-orogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. Geology, in press.

Watson, E.B., 1979. Apatite saturation in basic to intermediate magmas. Geophys. Res. Lett., 6, 937-940.

Watson, E.B., Capobianco, C.J., 1981. Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: An assessment of the role of apatite. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 2349-2358.

Wolf, M.B., London, D., 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: an experimental study of solubilities and mechanism. Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 4127-4145.

Xu, K., Sun, N., Wang, D., Hu, S., Liu, Y., Ji, S., 1982. On the origin and metallogeny of the granites in South China. In: Xu, K., Tu, G. (Eds.), Geology of Granites and their Metallogenetic Relations, Proceed. Internat. Symp., Nanjing Univ., Sci. Press, Beijing, pp. 1-3.

王德滋, 2004. 华南花岗岩研究的回顾与展望. 高校地质学报, 10, 305-314.

王德滋, 沈渭洲, 2003. 中国东南部花岗岩成因与地壳演化. 地学前缘, 10, 209-220.

王联魁, 张绍立, 杨文金, 徐文新, 1989. 华南花岗系列,类型的 Sr、O、Pb、Nd 同位素与形成环境. 地质与勘探, 25, 29-33.

张八岭隆起南段早白垩世花岗岩地球化学特征及成因

牛漫兰，朱 光，谢成龙，向必伟，胡召齐
（合肥工业大学资源与环境工程学院，合肥 230009）

郯庐断裂带张八岭隆起段地处安徽省中东部，位于大别－苏鲁造山带之间，构成了扬子板块与华北板块的断裂边界，沿郯庐断裂带呈北北东向延伸，具有十分重要的构造位置。该隆起带北段出露的是晚元古代张八岭群，是一套绿片岩相的浅变质基底，沿郯庐断裂带及其东侧呈北北东向分布，岩性上可与大别—苏鲁造山带南侧的红安群上部、云台组对比。张八岭隆起南段主要出露太古代－早元古代的肥东群和晚元古代张八岭群，肥东群与上覆的张八岭群呈断层接触。肥东群变质杂岩，实为大别—胶南造山带被郯庐断裂带走滑剪切牵引的一部分，应属于大别—胶南造山带中的变质杂岩。郯庐断裂带张八岭隆起带出露的为数不多的花岗岩为研究断裂的活动提供了重要的线索。许多学者对其北段出露的管店、瓦屋刘、瓦屋薛三个岩体的成因和时代进行过大量研究，而对于南段出露的岩体的成因、时代及其地质意义尚缺乏深入研究。

郯庐断裂带张八岭隆起南段的岩体主要分布在肥东－巢湖地区，岩石类型主要为花岗岩及少量二长花岗岩，为高钾钙碱性系列花岗岩类。其中黑虎山、尖山、西花村花岗岩中岩浆锆石（LA-ICP-MS U-Pb 法）$^{206}Pb/^{238}U$ 的加权平均年龄结果分别为 113.7±5Ma、106.9±2Ma、121.4±2Ma，属于早白垩世中晚期，与华北板块东部早白垩世双峰式岩浆活动的时间相一致，反映了存在强烈的伸展活动。岩体的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值变化在 0.7056～0.7097 之间，ε_{Nd} 值介于-12.1～-25 之间。在 $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$-$\varepsilon Nd(T)$图上，更靠近 EMⅠ端元，与华南镁铁质岩浆岩具有 ε_{Nd} <-10、表现为亏损地幔与 EMⅡ富集端元的混合趋势明显不同，也有别于鲁西富钾岩浆岩具有的 EMⅡ特征，可能反映了华北岩石圈地幔中局部受到俯冲带流体交代作用影响，而与华北中生代岩石圈地幔的 Sr、Nd 同位素特征相似。个别样品的 $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$比值较大，落在华北下地壳区域，可能与下地壳的熔融有关。在 $^{206}Pb/^{204}Pb(T)$- $^{207}Pb/^{204}Pb(T)$相关图上，样品均落在北半球参考线（NHRL）之上，即相对于 NHRL，样品具有高的 $^{207}Pb/^{204}Pb$。并且样品落在了零等时线（Geochron）的左侧，且沿中国大陆地幔演化线分布，样品远离 EMⅡ端元更靠近 EMⅠ端元，与 Sr、Nd 同位素表现出的特征一致。在 $^{206}Pb/^{204}Pb(T)$-$^{208}Pb/^{204}Pb(T)$相关图上，样品落在下地壳演化线和地幔演化线之间，靠近地壳演化线，说明岩浆的源区 Th/U 比值高，从而产生较高的 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值。在 $^{206}Pb/^{204}Pb(T)$- $^{207}Pb/^{204}Pb(T)$和 $^{206}Pb/^{204}Pb(T)$- $^{208}Pb/^{204}Pb(T)$ 相关图上，样品均具有低放射成因 Pb 同位素特征（$^{206}Pb/^{207}Pb$<16.9），与华北陆块的中生代镁铁质具有低放射成因 Pb 同位素特征（$^{206}Pb/^{207}Pb$<17.9）一致。研究区 T_{2DM}(Ma)模式年龄（2145～2943Ma）也类似于华北下地壳的年龄，研究区花岗岩样品的 REE 稀土总量有两种变化趋势，其中一类花岗岩样品稀土总量高，轻稀土富集，具有倾斜的 HREE 配分模式， Y/Yb 明显大于 10，轻重稀土分馏强，没有明显的 Eu 异常，高（La/Yb）N 比值，显示没有受到斜长石分离结晶作用的影响。微量元素特征表现为 Rb、Ba、Th、K 富集，Nb、Ti 略亏损。亏损 HREE，无 Sr 和 Eu 异常，表明在岩浆源区的残留相主要为石榴石，缺少斜长石，反映岩浆源区较深，可能与幔源岩浆有关。而另一类花岗岩样品轻稀土略为富集，重稀土较为平坦，Y/Yb 接近于 10，具有明显的负 Eu 或弱 Eu 异常。可能与角闪石是主要的残留相有关，同时受到斜长石分离结晶作用的影响，微量元素特征表现为 Rb、Th、K、Hf、Y 富集， Ba 强烈亏损， Sr、Ti 异常明显，显示岩浆中存在角闪石和斜长石残余相，反映岩浆源区较浅。

上述研究表明，张八岭隆起南段花岗岩的形成于郯庐断裂带伸展活动的背景之下，花岗岩浆的形成机制与幔源岩浆底侵作用和岩石圈拆沉作用密不可分。岩浆有两种来源，一种具有 EMⅠ型富集岩石圈地幔特征，可能是幔源岩浆在底侵或侵入过程中与下地壳相互作用的结果；另一种岩浆来源较浅，可能来源于下地壳的部分熔融。这一现象揭示了大型断裂带控制下岩浆活动的独特性，断裂带的拉张活动为岩浆的上升和侵位提供了动力和空间。

大兴安岭北端漠河早古生代埃达克质岩特征及其地质意义

秦秀峰[1,2]，郭原生[3]，汪 岩[4]，匡永生[3]，刘旭光[4]，周世强[4]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100039;
3. 兰州大学资源环境学院, 兰州 730000;
4. 黑龙江省地质调查研究总院齐齐哈尔分院, 齐齐哈尔 161005）

漠河地区早古生代侵入岩出露于额尔古纳地块之上，德尔布干深大断裂中段西北侧，地理位置处于黑龙江省西北部漠河县富克山以东、额木尔河上游至盘古河上游凤水山一带，总体呈北西西向展布，出露面积近 900Km^2，主要有东老漕河山——霍洛台河、富克山上游、大宝尔奇河、西门都里河、一里坎河、樟松岭等岩体，多呈较大的岩基和岩株产出，岩石类型以中部中（粗）粒巨斑状黑云母二长花岗岩为主，两侧有少量的（细）中粒花岗岩,门都里岩体含有少量花岗闪长岩。本区的埃达克岩属高钾钙碱性岩石系列，SiO_2-K_2O 图中样品点不在环太平洋埃达克岩范围内，与典型的俯冲板块熔融形成的埃达克岩相比更为富钾（但大部分仍属钠质,1<Na_2O/K_2O<2），产于大陆内部，应属张旗等划分的 C 型埃达克岩。在 Sr/Yb-Yb、Sr/Y-Y、$(La/Yb)_N$-Yb_N 等图上落入典型埃达岩范围，为高 Sr 低 Y 型花岗岩，总体特征相似于中国东部中生代埃达克岩。本区埃达克岩富硅、高 Sr 低 Y，Eu 轻微负异常或正异常等特征暗示源区岩石熔融时，残留物中无斜长石，而石榴石是重要的残留相，残留物主要为石榴石+辉石±角闪石，源岩部分熔融形成于加厚的中基性下地壳。近年的区域地质调查陆续发现在额尔古纳地块之上普遍存在有 600Ma 左右的中基性杂岩体（辉长岩、闪长岩、角闪辉长岩等）与早古生代侵入岩相伴零星产出，这些地幔熔融形成的镁铁质岩浆可能成为下地壳物质熔融的热源，也可能在地壳-幔边界发生底侵作用导致本区内地壳增厚及下地壳物质发生熔融、最终形成该区早古生代埃达克岩。

研究区位于大兴安岭主脊附近，地球物理显示该区现今陆壳厚度近 50Km，远远超出太行山——大兴安岭重力梯度带以东的陆壳厚度，但目前还没有确切的资料表明早古生代本区地壳曾是加厚的，而埃达克岩的形成需要一个加厚的地壳存在，区内早古生代埃达克岩的发现，可以说明当时区内的陆壳应是加厚的，尽管还有待其它方面的证据的支持。在新元古代晚期（645Ma±），额尔古纳地块之上发育有规模较大的碰撞型花岗岩，稍晚又有后造山阶段伸展体制下 A 型花岗岩产出及中基性岩浆活动（600Ma±），直到早寒武世中晚期区内才又处于伴随有大规模逆冲推覆构造的挤压体制，促使地壳缩短而导致加厚的下地壳重熔形成埃达克质岩浆，这是早古生代一次重要的区域构造-岩浆事件。这一地区埃达克岩的首次确认拓展了该区花岗岩的研究思路，对其深入研究必将促进额尔古纳地块南缘前中生代构造演化的认识。研究区处于德尔布干成矿带中段，在这一成矿带西南段（满洲里地区）发育有数个燕山期大型斑岩型热液矿床，均与埃达克岩关系密切，长期以来成矿带中北段没有大的矿产地发现，漠河早古生代埃达克岩的发现，可能为在本区寻找与埃达克岩有关的斑岩铜、金矿床提供一个新的思路。

汇聚板块边缘岩浆中金属和氯的演化特点

孙卫东，胡艳华，丁 兴，范安川，梁华英

（中国科学院广州地球化学研究所, 同位素年代学和地球化学重点实验室）

本文研究了 Cu, Au, Re 和 Cl 在东 Manus 弧后盆一套与俯冲有关的岩浆演化系列中的性质。在岩浆演化的早期，Cu, Au 和 Re 均表现为不相容元素，含量随 SiO2 含量的增加而增加。在 SiO2 含量~58 wt%时，Au, Cu 的含量突然大幅度下降 (Sun W.D., Arculus R.J., Kamenetsky V.S. and Binns R.A.,2004)。这一变化与铁和钛的变化是耦合的，铁和钛均由不相容元素变为相容元素，显示钛磁铁矿开始结晶了。进一步的研究表明，钛磁铁矿的结晶使硫酸根被还原为氢硫酸根，后者与金铜形成氢硫酸根络合物，被萃取到流体相中，从而形成成矿流体。这一过程可以很好地解释金矿广泛分布于汇聚板块边缘的现象。与 Au, Cu 相反，铼(Re)在 SiO2 含量~60 wt%时才开始下降，而且是缓慢下降 (Sun W.D., Arculus R.J., Bennett V.C., Eggins S.M. and Binns R.A.,2003)。实验表明，Re 在岩浆中的溶解度随氧逸度的升高而升高 (W. Ertel, H.S. O'Neill, P.J. Sylvester, D.B. Dingwell and B. Spettel.,2001)。因此，我们所观察到的 Re 的行为表明 Re 比 Au, Cu 更亲石，其行为主要受岩浆的控制。此外，Re 还具有强烈的挥发性 (Sun, W.D., Bennett, V.C., Eggins, S.M., Kamenetsky, V.S. & Arculus, R.J., 2003.)。氯在东 Manus 岩浆中表现为高度不相容的特点。模拟计算显示氯的性质主要受压力、初始水含量和岩浆演化分异程度的控制。对于含水量低于< 2.5 wt%的岩浆，在岩浆演化之初，氯在各种压力下都基本上是高度不相容的。对于结晶分异晚期的岩浆体系，中等压力、高水含量，一旦水达到饱和，大量的氯会被从岩浆中提取出来。这些计算结果显示，由于 MORB and OIB 含水量低，分异演化程度低中，氯在上述岩浆中表现为高度不相容的特点。相比之下，氯在岛弧岩浆中的性质就复杂的多。随着水含量喝岩浆房深度的不同，氯的性质可以从相容变到高度不相容。计算还显示，由于压力的不同，氯在侵入岩和喷出岩中的性质差别较大，这可能是引起上述两种岩石成矿差异的重要原因。

主要参考文献：

Sun W.D., Arculus R.J., Kamenetsky V.S. and Binns R.A., (2004) Nature 431, 975-978.

Sun W.D., Arculus R.J., Bennett V.C., Eggins S.M. and Binns R.A., (2003) Geology 31, 845-848.

W. Ertel, H.S. O'Neill, P.J. Sylvester, D.B. Dingwell and B. Spettel, (2001) GCA 65, 2161-2170.

Sun, W.D., Bennett, V.C., Eggins, S.M., Kamenetsky, V.S. & Arculus, R.J., 2003. Nature, 422: 294-297.

白云鄂博火成碳酸岩墙

王凯怡，杨奎峰，胡芳芳，刘 爽，范宏瑞

（中国科学院地质与地球物理研究所，北京 100029）

白云鄂博主、东、西矿体周围，广泛分布着碳酸岩墙和小的岩体。部分碳酸岩墙侵入围岩呈北东或南东走向，部分碳酸岩墙和小岩体的展布方向则近乎与围岩走向一致。前者的围岩常有明显的霓长岩化，而后者则常产出在破碎带之中，为强烈片理化的围岩所包围，自身则挤压拉伸成透镜体状。

根据组成矿物的成分，碳酸岩墙和小岩体可分成下列类型：1）白云石型碳酸岩墙，其组成为粗粒白云石，稀土含量通常较低，往往含较多磷灰石；2）方解石型碳酸岩墙，又可分为两种情况：A）粗粒方解石岩墙，其稀土含量较低；B）细粒方解石岩墙，通常含丰富的稀土和铌的矿物。从野外关系和镜下薄片鉴定的情况看，细粒方解石的生成要晚于粗粒方解石；3）白云石和方解石共存型，该类型是分布最广的。根据白云石和方解石含量的多少，又可进一步分为以白云石居多的方解石－白云石型和以方解石居多的白云石－方解石型。总的趋势是前者稀土含量要低于后者。

白云鄂博主、东、西矿的白云岩为白云石型和方解石－白云石型，其地球化学特征与同类型碳酸岩墙十分相似，因此，研究白云鄂博地区碳酸岩墙的形成期次和成因类型，对白云鄂博矿体白云岩的成因和演化会有重要启迪。

大别山西段超高压榴辉岩峰期条件与早期退变历史

魏春景[1]，张景森[1]，周喜文[2]，娄玉行[1]

（1. 北京大学地球与空间科学学院，北京 100871;
2. 中国地质科学院地质研究所，北京 100037）

大别山西段新县地区的超高压榴辉岩由石榴石、绿辉石、蓝闪石、蓝晶石、绿帘石、多硅白云母、石英（柯石英及其假象）和金红石等组成，有时出现滑石和钠云母。在过去的十几年中已有很多学者研究了该区榴辉岩的 PT 条件和变质历史，但任有一些问题如榴辉岩相峰期组合和早期退变历史等模糊不清。如本区榴辉岩同时含有代表低温榴辉岩的蓝闪石和代表中温榴辉岩的蓝晶石，这在超高压榴辉岩中并不多见；榴辉岩中的绿帘石是与峰期矿物还是退变产物？本文在详细的岩石学和矿物学研究基础上，利用 Thermocalc323 程序对代表性样品进行了定量相平衡研究。结果表明：含蓝闪石和蓝晶石的超高压榴辉岩处于相对低温的蓝闪石榴辉岩和相对高温的蓝晶石榴辉岩的过渡区。这一过渡区的稳定温压范围大致为温度 590 - 700℃，压力 1.7 - 3.3 GPa，当压力大于 2.5 GPa 时温度范围变窄，为 600 - 640℃。利用石榴石边缘成分和 PT 视剖面图确定的榴辉岩峰期温压条件为压力 2.85 - 2.95 GPa 和温度 625 - 630℃，在 PT 视剖面图上峰期矿物组合应该为石榴石＋绿辉石＋蓝闪石＋蓝晶石＋硬柱石＋柯石英±多硅白云母，在此峰期条件下，进行正演模拟计算主要矿物相如石榴石、绿辉石和多硅白云母等的成分和摩尔分数，所得结果均可以与实际岩石进行对比，表明峰期矿物组合达到了热力学平衡状态。所得到的峰期超高压变质条件与岩石中存在柯石英假象是一致的。峰期之后，榴辉岩经历了快速近等温降压（ITD）的早期高压退变质作用，这是一个非平衡过程，所发生的主要变化如下：柯石英→石英；硬柱石→黝帘石＋蓝晶石＋石英＋水；在相对富镁岩石中出现滑石；当水含量较高时可以出现钠云母；蓝闪石在原来基础上有一定量的生长；绿辉石和多硅白云母很可能只部分地发生了成分变化，而石榴石几乎未发生改变。这样形成了目前观察到的矿物组合－石榴石＋绿辉石＋蓝闪石＋蓝晶石＋黝帘石/绿帘石＋石英±多硅白云母±钠云母±滑石，它代表了超高压榴辉岩在早期高压退变质阶段结束时所具有的矿物组成，在热力学上并未达到平衡。这一阶段结束时的温压条件大致为 2.0 - 2.2 GPa 和 600 - 630℃；本文相平衡分析表明，榴辉岩在峰期时含有大量的水，在 NCKFMASH 体系中的摩尔百分比达到 7－14％，退变质早期阶段以硬柱石脱水为主。由于是快速的不平衡过程，脱出的水可以经过内部缓冲，在这一阶段后期的水化反应中用于形成大量的蓝闪石等含水矿物。当体系内部的水流体耗尽后，榴辉岩的退变质过程进入后成合晶阶段。

郯庐断裂带内岩石圈减薄的过程与机制：来自滁县火山岩的地球化学制约

谢成龙，朱 光，牛漫兰，王勇生，向必伟，胡召齐
（合肥工业大学资源与环境工程学院 安徽 合肥 230009）

滁县火山岩盆地位于郯庐断裂带的张八岭隆起段的东侧，在构造位置上夹于大别和苏鲁造山带之间，位于华北克拉通和扬子克拉通的边界，是研究深大断裂背景下岩石圈减薄问题的良好样品。在对火山岩系统采样的基础上，选取各喷发层位代表性的样品进行了全岩主量元素、微量元素、Sr-Nd-Pb 同位素及锆石 U-Pb 年代学测试。火山岩 TAS 分类方案（Le Maitre et al.，1989）及标准矿物计算（Q-A-P-F）均表明该火山岩是一套安山质为主的火山岩系列，全岩的 SiO_2-K_2O 协变关系指示该套火山岩主要属于高钾钙碱性火山岩系列。$Mg^{\#}$值计算表明，大部分样品的 $Mg^{\#}$均大于 45，表明为高镁安山岩系列（Gao et al.，2004）。同时该套火山岩的地球化学特征又表明其属于埃达克质火山岩（Defant，1990；1993；Martin，1999）。滁县火山岩具有中国东部中生代岩浆岩共同的地球化学特征，即富集大离子亲石元素、亏损重稀土元素及高场强元素。该套火山岩具有富集的 EMⅠ型 Sr-Nd-Pb 同位素组成（$^{87}Sr/^{86}Sr(t)$＝0.7057～0.7073、$\varepsilon_{Nd}(t)$＝-13.4～-22.8、$^{206}Pb/^{204}Pb(t)$＝15.896～16.689、$^{207}Pb/^{204}Pb(t)$＝15.273～15.417、$^{208}Pb/^{204}Pb(t)$＝36.170～37.003），这和华北东南缘晚中生代岩浆岩 EMⅡ型为主的同位素组成是不同的（张宏福等，2005；周新华等，2005；Zhang et al.，2002）。详细的 LA-ICP MS 锆石 U-Pb 年代学研究显示，该套火山岩的喷发时限约为 133Ma～117Ma，为间歇式喷发的产物。125Ma 以后的喷发产物开始具有古老的岩浆锆石或变质锆石，最大年龄约 3.3Ga，且存在 2.6Ga 及 1.7Ga 的上、下交点年龄，显示出多阶段演化的特点。尽管该火山岩在地表位于郯庐断裂带张八岭隆起段东侧的扬子克拉通上，但现今的地球物理资料、全岩微量元素、Sr-Nd-Pb 同位素及锆石 U-Pb 年代学数据等一致表明该火山岩在构造属性上应归属于华北克拉通。地球化学特征表明该套火山岩在岩浆上升过程中并没有受到明显的上地壳混染，但其不具有简单的岩浆源区，而是 EMⅠ型富集地幔源和华北克拉通古老下地壳混合形成的，壳幔岩浆混合的比例为 2/3～7/3，岩浆过程模拟及同位素源区混合模拟等均支持这一结论。选取华北克拉通内部典型的 EMⅠ型富集地幔源玄武岩和华北东南下地壳平均值作为两端元的 AFC 模拟结果和实际测试结果吻合的最好。模拟计算同时表明岩浆中有少量的软流圈物质加入，反映了深大断裂背景下岩浆活动的独特性。另外，在 SiO_2-I_{Sr}、SiO_2-$\varepsilon_{Nd}(t)$图解上，形成了两支演化线，分别代表正常的岩浆混合模式及有富硅熔体加入的情况。喷发时间 t-SiO_2 图解上也分别形成了形成了两支演化线，同样指示岩浆形成过程中某些阶段存在富硅熔体的参与。$\varepsilon_{Nd}(t)$-$(La/Yb)_N$ 及 $\varepsilon_{Nd}(t)$-Sr/Y 的协变关系指示当时的地壳厚度约 40km，岩浆形成于地壳底部，其形成的方式是壳幔相互作用，具体过程是壳幔过渡带岩浆房内的 AFC 过程。岩浆的喷发时间 t 和 $Mg^{\#}$、I_{Sr}、$\varepsilon_{Nd}(t)$、$^{206}Pb/^{204}Pb(t)$、$^{207}Pb/^{204}Pb(t)$、$^{208}Pb/^{204}Pb(t)$、$(La/Yb)_N$、Yb 等均有很好的相关性。这些地球化学因子之间的关系共同刻画了滁县火山岩在约 16Ma 内的细节演化历程。壳幔过渡带内的另一重要过程是断裂带内岩石圈强烈减薄背景下的大规模岩浆底侵作用，这是岩浆后期演化的控制因素。

结合郯庐断裂带的演化特征及岩浆演化的具体过程，建立了岩石圈减薄的深部过程模型。中国东部的岩石圈减薄由印支期的造山过程诱发的岩石圈地幔下部的拆沉为先导，其后岩石圈下部经历了长期的热－化学侵蚀为主的减薄过程。至早白垩世，岩石圈地幔的强烈减

薄引起的热作用诱发了大规模的壳幔相互作用，开始形成以岩浆房内 AFC 过程为主导的岩浆过程，并有亏损的软流圈物质参与了岩浆过程。其间有大规模的岩浆喷发与侵位。随着喷发时间的推移，岩浆的混合端元逐渐由富集地幔端元向古老的克拉通下地壳端元过渡，岩石圈地幔在高热流值背景下存在不均匀分布的向上运移的富硅熔体，富硅熔体的加入造成部分岩浆的 SiO_2 含量出现独立演化的特征，显示出该断裂带下岩浆活动的特征。壳幔过渡带内持续的、大规模的幔源岩浆底侵作用逐渐成为幔源的热流及物质上涌的屏障，岩浆喷发开始出现间隙期（约 110Ma～90Ma）。岩石圈地幔的持续减薄导致了软流圈物质的强烈活动，高能的软流圈物质最终打破岩浆底侵于下地壳形成的屏障，造成大规模的新生代玄武岩喷发。郯庐断裂带上新生代的岩浆活动中，古近纪岩浆以同位素弱富集为特征（牛漫兰等，2005），说明其仍然有富集地幔源的参与；而新近纪的岩浆其同位素表现为强烈亏损的特征，代表了软流圈来源岩浆的直接喷发。滁县火山岩盆地在晚中生代岩浆喷发后期没有出现典型的酸性岩浆喷发，新生代也未见玄武岩喷发，这可能是由于岩石圈地幔强烈减薄过程中异常高的热流值导致幔源岩浆大量底侵于下地壳而形成的巨厚屏障造成的。这一深部过程模型适用于中国东部其它地区的岩石圈减薄，而断裂带内的岩石圈减薄具有明显的细节进程及强烈的减薄程度，能为其它块体的岩石圈减薄提供重要的参考。

中国东部岩石圈在中生代以前具有耦合生长的特点（Gao et al.，2002；高山等，2003），而中生代至新生代时期中国东部的构造体制转折背景下的岩石圈减薄作用同样形成了岩石圈地幔和地壳同步耦合变化的特征。早白垩世时富硅熔体的出现说明断裂带内岩石圈地幔开始出现明显加强的交代作用，形成高度不均一的化学组成特征。此时幔源岩浆活动频繁，其中富硅熔体活跃，并有软流圈物质参与岩浆过程，岩浆对下地壳的底侵作用导致了新生下地壳的形成，这一时期的下地壳底部为富集地幔分异的产物。新生代大规模的玄武质岩浆活动将岩石圈地幔改造成为同位素亏损的大洋型岩石圈地幔，同时同位素亏损的玄武质岩浆对下地壳的底侵作用也明显改变了下地壳的地球化学组成，形成了 SiO_2 明显亏损、同位素组成十分复杂的新生下地壳，而明显不同于中生代以前的古老克拉通下地壳麻粒岩（翟明国等，2005）。

主要参考文献：

Defant M, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662～665.

Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, et a1. 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle 1ithosphere beneath

Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. Nature, 432: 892～897.

Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell.

Martin H. 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean grani-toids. Lithos, 46: 411～419.

the North China Craton. Earth Planet Science Letters, 198: 307～322.

Zhang HF, Sun M, Zhou XH et al. 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: evidence from major-, trace-element and Sr－Nd－Pb isotope studies of Fangcheng basalts. Contribution to Mineralogy and Petrology, 144(2002): 241～253.

高山, Rudnick R L, Carlson R W et al. 2003. 华北克拉通岩石圈地幔置换作用和壳幔生长耦合的 Re-Os 同位素证据. 地学前缘. 10(3): 61～67.

牛漫兰, 朱光, 刘国生. 2005. 郯庐断裂带中－南段新生代火山活动与深部过程. 地质科学, 40(3): 390～403.

翟明国, 樊祺诚, 张宏福等. 2005. 华北东部岩石圈减薄中的下地壳过程：岩浆底侵、置换与拆沉作用. 21(0): 1509～1526.

张宏福, 周新华, 范蔚茗等. 2005. 华北东南部中生代岩石圈地幔性质、组成、富集过程及其形成机理. 21(4): 1271～1280.

桐柏山造山带南麓随州-枣阳地区超镁铁质-镁铁质岩床群成因的地球化学及 Nd、Sr 同位素证据

薛怀民[1]，马 芳[2]

（1. 中国地质科学院地质研究所；2. 北京大学地球与空间科学学院）

桐柏山造山带南麓的随州-枣阳地区是秦岭-大别山造山带内受三叠纪扬子板块向华北板块俯冲和高压-超高压变质作用影响最小的地区，因而扬子地台北缘的前寒武纪基底在这里得到了较好的保存。这里出露有大量的新元古代超镁铁质-镁铁质岩床群（以二辉橄长岩及其演化的辉长苏长岩占绝对优势，其次为变辉长岩），它们不仅为研究扬子地台北缘晚元古代的构造环境和下伏地幔的性质提供了难得的样品，为研究造山带内榴辉岩的原岩也提供了参照物。本文采用全岩单矿物的主元素、微量元素和 Sr-Nd 同位素分析，通过所获得系统的地球化学和同位素年代学信息，研究它们的成因、地幔源区特征、岩床群的侵位时间及与大别山造山带内榴辉岩可能的联系。主要结论包括：（1）主元素和微量元素特征表明随枣地区超镁铁质-镁铁质岩床群在成分上均为大陆拉斑质，其中占绝对优势的二辉橄长质岩浆的演化主要受橄榄石和斜长石结晶/堆积作用的控制；（2）二辉橄长质-辉长苏长质岩石组合中斜长石、辉石和全岩的 Sm-Nd 同位素资料构成统计上可以接受的等时线年龄，623±44 Ma，这是扬子克拉通内首次获得埃迪卡拉期岩浆活动的证据，虽然该时期是泛非期岩浆活动的高峰期；（3）Nd 和 Sr 同位素组成，结合微量元素分配模式，指示存在着两种不同的岩浆源区：二辉橄长质-辉长苏长质岩石来自富集的陆下岩石圈地幔源，而少量辉长岩来自亏损的软流圈地幔源。软流圈地幔源的主要贡献是为陆下岩石圈地幔大规模的部分熔融提供热源，虽然少量岩浆直接来自于软流圈地幔源；（4）对比研究表明，大别山造山带内的榴辉岩主要是由超镁铁质-镁铁质岩床群变质而来。其中最主要的岩石类型二辉橄长质-辉长苏长质岩石组合的 Nd 同位素组成与大多数榴辉岩中的很相似，而少量辉长岩的 Nd 同位素组成类似于东大别山的碧溪岭榴辉岩和西大别山的胡湾榴辉岩。

南岭西段印支期花岗岩 Hf-Nd 同位素解耦现象及岩石成因意义

赵葵东[1]，蒋少涌[1]，孙 涛[1]，王志成[2]

（1. 南京大学地球科学系成矿作用研究国家重点实验室，南京，210093; Email: shyjiang@nju.edu.cn;
2. 核工业 230 研究所，长沙，410011）

南岭西段的苗儿山和越城岭花岗岩体为两个加里东－印支－燕山的复式岩体，本次研究对这两个岩体中的小木楠岩体和戈洞坪岩体开展了锆石原位 SHRIMP U-Pb 定年, 分别获得了 228±4Ma 和 224±4Ma 的谐和年龄，代表了该区印支期花岗岩体的形成时代。它与南岭东段的印支期花岗岩形成时代一致，但稍晚于湘中、桂东南和海南等地的印支期花岗岩（230～245Ma）。这表明华南印支期花岗岩的形成并不是完全同时。研究的两个印支期花岗岩体具有强过铝（ACNK=1.15~1.32）、富钾的特点，较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值（0.72106~0.74122）和较低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值（-9.3~-10.3），表明他们主要是地壳物质的重熔，没有地幔物质的加入。通过激光蚀样 MC-ICP-MS 测得的锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值变化在-5.1~+3.2，其中大部分集中在-4.4~-0.4。一般认为，锆石的这种高 $\varepsilon_{Hf}(t)$值表明其成岩过程中有地幔组分的参入，但这一解释与这些岩石的 Nd 同位素组成明显相悖。本文认为，这种 Hf-Nd 同位素的解耦现象很可能反映了花岗岩浆形成过程经历过石榴石与熔体的分离过程，从而导致熔体相富放射成因 Hf 和高的 $\varepsilon_{Hf}(t)$值，而这一过程对岩石的 Nd 同位素组成不产生明显影响。结合岩石常量、微量和稀土元素地球化学研究，该区印支期花岗岩很可能来自中下地壳中元古代变质岩系的部分熔融，这为深入研究华南早中生代构造演化提供了重要依据。

本研究受国家自然科学基金委优秀创新群体科学基金：华南大陆岩石圈层圈相互作用成岩成矿过程的地球化学（40221301）和教育部科学技术研究重大项目：华南铀矿床成矿机理与富集分布规律研究（306007）项目的资助。

Geochemistry and Chronology of the Late Paleozoic volcanicrocks in west Tianshan Mountains, Xinjiang

Yong-feng Zhu[1*], Xuan Guo[1], Lifei Zhang[1], Biao Song[2]

（1. *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China*
**E-mail: yfzhu@pku.edu.cn*;
2. *Beijing SHRIMP Centre, Chinese Academy of Geological Sciences, 100037, China*）

The Late Paleozoic volcanic rocks in western Tianshan Mountains (Central Asia) formed the strata up to 10000m in an area of large than 30000km^2. These volcanic rocks distribute in TAS plot continuously from basalt, basaltic trachyandesite, trachyandesite, trachyte, to rhyolite. The zircon SHRIMP dating shows that the zircons from basalts and trachy-andesites vary between 299 Ma and 395 Ma with following sequence: zircons from altered basalts in the eastern part of the studied region give an average age of 324.8±4.9 Ma (MSWD = 3.01, n=13); zircons from another samples (also basalt) taken from the same region give an average age of 316.0±3.3 Ma (MSWD = 1.26, n=9); zircons from trachy-andesite covered on the altered basalts give an average age of 312.8±4.2 Ma (MSWD = 1.7, n=8, which represents the crystallizing age of zircon rims in trachy-andesite). However, basalts cropped out in the region about 100 km western of the above basalt-trachy-andesites have a SHRIMP age of 353.7 ±4.5 Ma (MSWD = 1.7, n=13). Zircons separated from the basaltic andesites cropped out in the western part of the studied region give an older SHRIMP age of 363.1 ±1.3 Ma (MSWD = 1.3, n=13). All analyses fall on the U-Pb concordant line. The acquired five ages belong to the Late Devonian, Early Carboniferous, and Late Carboniferous epochs, respectively.

The genesis of these volcanic rocks remains to be controversial. It has been proposed to be relevant to “rift” or “plume”. Detailed petrology and geochemical data presented here show that these volcanic rocks represent continental arc magmatism. The magma source is enriched in LILE, Th and Pb, and depleted in HFSE and Ce. Trace element geochemical study suggests that the basalts could be modeled by 7-11% partial melt of garnet lherzolite. The isotopic compositions are variable for the studied volcanic rocks in west Tianshan Mountains. The Late Carboniferous trachyandesite - trachyte - rhyolite characterize with relative high $\varepsilon_{Nd(T)}$ values (+2.68~+4.29) and high initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (0.7015~0.7051). The trachyandesite - rhyolite have relatively low $\varepsilon_{Nd(T)}$ values (-0.22~+0.87) and variable initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ values (0.7045~0.7068). The Early Carboniferous basalts have low and less variable initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (0.7045~0.7058), but their $\varepsilon_{Nd(T)}$ values are high and highly variable (+0.89~+3.04). Basalt is originated from the partial melting of the enriched mantle wedge. The geochemical characteristics of the Late Carboniferous trachyandesites covering on basalts suggest that continental materials involved in the formation of their magma. The volcanic rocks in the west Tianshan Mountains represent the continental arc of the Paleo-Southern Tianshan Ocean, and the tectonic environment gradually shifted from typical continental arc (western part, Late Devonian to Early Carboniferous) to post-collisional setting (eastern part, Late Carboniferous).

参考文献略

松辽盆地北部火山岩锆石 SHRIMP 年代学与营城组时代探讨

陈汉林[1]，章凤奇[1]，董传万[1]，庞彦明[2]，舒 萍[2]，
王岩楼[1]，杨树锋[1]
（1. 浙江大学地球科学系，浙江杭州，310027;
2. 大庆油田勘探开发研究院，黑龙江大庆，163712）

松辽盆地是我国东部大型的中生代含油气沉积盆地，具有下部断陷构造层＋上部坳陷构造层的典型的双层结构。断陷构造层内部自下而上依次主要发育有火石岭组（J_3h），沙河子组（K_1sh），营城组（K_1yc），登娄库组（K_1d）。其中营城组自下而上可以划分出营一段至营四段。营一段以酸性火山岩为主，常见类型有流纹岩、紫红色、灰白色凝灰岩；营二段为灰黑色砂泥岩、绿灰和杂色砂砾岩，有时夹数层煤；营三段以中性火山岩为主，常见类型有安山岩、安山玄武岩；营四段为灰黑、紫褐色砂泥岩、绿灰、灰白色砂砾岩。对盆地深部断陷构造层中营城组时代认识一直存在分歧，黄清华等（1999）认为营城组时代为 Barremian，于文卿等（1999）认为其属于 Barremian-Aptian，而 Wang et al.(2002) 则认为是 Hauterivian-Aptian。近年来随着油田勘探开发的不断深入，盆地北部深层的徐家围子断陷的营城组中发现了储量达千亿立方米的火山岩气藏。最新钻井取芯揭示，营城组气藏储层主要是一套以流纹岩为主的中－酸性火山岩组合。由于对这套火山岩层序至今还没有一个统一精确的年代学认识，使得火山岩层序划分和横向对比十分困难，严重制约了油气田进一步的勘探与开发。本论文利用油田钻井取芯资料，对徐家围子断陷营城组火山岩开展锆石 U-Pb SHRIMP 定年研究，初步探讨了营城组的发育时代。

徐深 201 和徐深 9 井营城组的三个火山岩测年样品 T201（流纹质晶屑凝灰岩）、T9a（流纹岩）和 T9b（流纹岩），进行年代学的研究，分别获得三个样品的锆石 SHRIMP 测试数据和年龄谐和图。从图可以看出三个样品的数据点几乎都投影在各自的 $^{206}Pb/^{238}U$－$^{207}Pb/^{235}U$ 谐和曲线上或附近，表明这些锆石颗粒在形成后的 U-Pb 同位素体系是基本封闭的，没有 U 或 Pb 同位素的明显丢失或加入。T201 样品的锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分布范围在 114~108Ma，加权平均年龄为 111.3±1.5Ma，MSWD 值为 0.92；T9a 锆石颗粒 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分布范围在 114~108Ma，加权平均年龄为 112.1±1.3Ma，MSWD 值为 1.9；T9b 样品锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分布范围在 116~109Ma，加权平均年龄为 112.7±1.4Ma，MSWD 值为 0.65。三个年龄数据表明，兴城地区火山岩主要集中在 113-111Ma 之间形成，时代上为早白垩世晚期的 Aptian 与 Albian 的界限附近（界线年龄为 112.0 ±1.0Ma（Gradstein et al.，2004））。

本次定年研究火山岩锆石SHRIMP的年龄集中在113-111Ma之间，时代上为早白垩世晚期的Aptian与Albian的界限附近。按照蒙启安（2006）对营城组层段的划分，兴城地区以流纹岩为主的这套中-酸性火山岩组合为营三段，由此说明营城组顶部层序已经跨入Albian，因此本文认为松辽盆地营城组的时代应为早白垩世的Hauterivian到Albian。

北山地区镁铁－超镁铁岩系特征及其壳幔作用过程

郭召杰，刘 畅，赵泽辉，韩宝福
（北京大学地球与空间科学学院，北京 100871）

北山地区位于甘肃西部，西邻东天山，东接阿拉善。甘肃-新疆-蒙古北山地区二叠纪在区域上主要以伸展断陷作用为主，到早二叠世由南向北发育了多条条 EW 向裂谷-断陷带。柳园地区二叠系主要包含下二叠统哲斯群（P_1zh）和上二叠统。哲斯群下组下部主要为灰褐色厚层砂砾岩，灰色砂岩夹砂砾岩以及凝灰岩。在凝灰岩中发现化石，总厚度为 951m。哲斯群上组下部为深绿色微晶质细粒玄武岩，再向上为灰绿色中粒枕状玄武岩和微晶细粒枕状玄武岩，总厚度为 2598m（左国朝和何国琦, 1990）。

超镁铁岩体主要出露在花牛山以南和辉铜山西北，呈长条状岩株侵入到变质岩系和花岗岩（二长花岗岩和斑状花岗岩）中。主要岩石类型包括纯橄岩、辉橄岩和尖晶石二辉橄榄岩。镁铁岩体主要出露在辉铜山以南和西北区域，主要为辉长岩和辉绿岩体，扁豆状。辉长岩体岩浆分异相带清楚，具有似层状构造,主要包括橄榄辉长岩、橄榄辉长苏长岩和橄长岩。煌斑岩脉呈近东西向延伸，侵入于下二叠统地层中，分别位于早二叠世巨厚枕状玄武岩两侧。

在火山岩 TAS 分类图中，枕状玄武岩主要落在玄武岩区，个别落入苦橄玄武岩范围，在 K_2O 对 SiO_2 图解中主要为低 K 到高 K 的特征，Mg 值为 0.53～0.81，表现为拉斑玄武岩的演化特征。超镁铁岩和辉长岩 K_2O+Na_2O 含量低，分别为 0.01～0.23%和 1.01～1.75%，Mg 值高，分别为 0.82～0.84 和 0.78～0.80 。煌斑岩 SiO_2 含量在 36.80%～42.82%，K_2O 含量在 4.87%～5.92%，（K_2O+Na_2O）含量在 5.90%～7.07%，按照 Rock(1987)的分类，应该属于碱性煌斑岩的范围。

对于本区玄武岩，辉长岩，超镁铁岩，原始地幔标准化的多元素图解显示，所有的样品图形都比较平坦，大离子亲石元素都没有特别明显的富集。对于超镁铁岩，Nb、Ta、Zr 和 Hf 高场强元素相对亏损，元素 P 含量基本相似，但其它元素含量变化较大。对于辉长岩，Th、Nb 和 Ta 明显强烈的负异常，Sr 为强烈正异常，并且具有 Ti 的轻微正异常。对于枕状玄武岩，大离子亲石元素从亏损到逐渐富集，Ba、Th、Nb 和 Ta 明显负异常，Ti 具有明显负异常和轻微负异常两类。Sr 既有正异常，也存在负异常。大部分样品都表现为轻稀土元素（LREE）和重稀土元素（HREE）都相对平坦的特征，部分样品具有轻稀土相对富集的特征，而辉长岩则表现为轻稀土元素相对亏损。对于超镁铁岩， $(La/Yb)_N$＝1.69～4.39，LY11-7 具有 Eu 正异常，而 LY11-8 具有 Eu 负异常。辉长岩的$(La/Yb)_N$＝0.65～1.72，具有明显的 Eu 正异常。枕状玄武岩 $(La/Yb)_N$＝0.41～1.69，轻稀土元素从亏损到富集，Eu 的异常不是很明显。

对于本区煌斑岩，原始地幔标准化的多元素图解显示出截然不同于玄武岩，辉长岩和超镁铁岩。煌斑岩样品极度富集 Rb、K、Ba、Th、Pb 等元素，亏损 Ta、Nb、Ti、Zr、Hf 等 HFS 元素。同时 Sr 元素相对亏损，由于没有 Eu 的同时亏损，可能反映的是源区的性质。煌斑岩样品之间具有相同的分配模式，分异不明显。 煌斑岩稀土总量很高，ΣREE 在 2482.1～3078.2ppm 之间；LREE 在 2417.7～3004.2ppm 之间，HREE 在 64.46～75.34ppm 之间；LREE/HREE=37.5~41.6。与原始地幔（Sun and McDoonough,1989）和 MORB（Sun and McDoonough,1989）相比，本区煌斑岩极度富集稀土元素。球粒陨石标准化（Anders and Grevesse,1989）的稀土分配模式为右倾的 LREE 富集型，La/Yb=151.8~166.7，

La/Sm=5.96~6.72，轻重稀土间极度分馏。未见明显 Eu 异常。U 含量较高，在 7.03～10.83ppm 间。

和全硅酸盐地球相比，辉长岩和枕状玄武岩样品都具有低的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值和高的$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ 值，而超镁铁岩则具有高的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值和低的$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ 值。超镁铁岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7082～0.7089，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$=0.51215～0.51221，$\varepsilon Nd(t)$=-2.81～-1.49；辉长岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$＝0.7030～0.7040，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$=0.51276～0.51279，$\varepsilon Nd(t)$＝＋9.19～＋9.76；枕状玄武岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7034～0.7062，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$=0.51220～0.51274，$\varepsilon Nd(t)$=-1.84～＋8.85；低 Mg＃枕状玄武岩的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$=0.7060～0.7062，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$=0.51220～0.51236，$\varepsilon Nd(t)$=-1.84～＋1.38。在 Sr-Nd 同位素初始值图中，辉长岩主要落入“亏损”象限，因此其岩浆形成可能与亏损地幔相关。超镁铁岩主要落入“富集”象限，其岩浆可能受到上地壳的混染，但从超镁铁岩的多元素图解和 REE 图解中可以看出，大离子亲石元素不是很明显的富集，轻稀土元素也无明显强烈富集的特征，因此其岩浆的形成过程中，上地壳混染显然不是明显的作用。高 Mg＃的枕状玄武岩主要落入 OIB 区域，而低 Mg＃的枕状玄武岩落入 CFB 区域，这反应其岩浆形成演化过程存在着不同。

另外，煌斑岩的$(^{87}Rb/^{86}Sr)_m$为 0.190828～0.253490，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_m$为 0.709241～0.709455，$(^{147}Sm/^{144}Nd)_m$为 0.077205～0.096987，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_m$为 0.5123216～0.5123899。当 t 为 230Ma，$\varepsilon Nd(t)$值为-3.89~ -2.14 之间，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$值在 0.708616 到 0.708744 之间。总体来说，$\varepsilon Nd(t)$值为负，但并不很大，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$相对较高，反映的是富集的源区特征，其同位素数据分布和本区超镁铁岩同位素值落在一个区域，反映其源区的相似性。

挑选柳园附近2个辉长岩样品中的锆石做了SHRIMP锆石U-Pb定年测试，分别得到$^{206}Pb/^{238}U$年龄为272.6±3.8Ma，MSWD=1.2和289.7±3.8Ma，MSWD=0.52结果。

对煌斑岩样品，挑选其中的金云母分别在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室和地科院地质所做了 K-Ar 定年分析和常规阶段升温 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年分析测试，在此基础上又在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室进行了激光 Ar-Ar 定年测试。柳园煌斑岩样品的 K-Ar 年龄在 230～240Ma 之间；样品的常规 ^{40}Ar-^{39}Ar 坪年龄 217.3～222.1Ma，常规 ^{40}Ar-^{39}Ar 等时线年龄为 216.2～222.6 Ma，反等时线年龄 216.6～221.8Ma，激光 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 234±1.4Ma。年代学分析得出了 220～240Ma 的年龄区间。对于小型岩脉来说，其侵入与冷凝速度均较快，认为冷却年龄和侵入年龄非常相近。这些年龄数据反映柳园煌斑岩脉的侵入主要发生在 220～240Ma，与野外见到煌斑岩脉侵入到下二叠统地层的时间一致。

从上述地球化学特征和形成年龄的讨论中可知，柳园地区二叠纪超镁铁岩-辉长岩-玄武岩主要源于亏损地幔，并受到 Nb、Ta 含量较低的陆壳或是与俯冲带相关的前期造山组分的轻微混染，是碰撞后伸展拉张构造背景的产物，辉长岩 270-290Ma 的年龄标志了其活动的大致时代。而 220-240Ma 前后侵位的煌斑岩，与早前的亏损地幔来源玄武岩形成鲜明对比，标志着北山地区二叠纪开始的裂谷作用壳幔过程从初期岩石圈拆沉和亏损地幔强烈活动为主，发展到晚期岩石圈地幔交代富集物质的上涌，早期岩石圈拆沉物质熔融的富集组分再循环的开始。这种壳幔作用的演化是与岩石圈的持续伸展和减薄过程相吻合的。

华南志留纪大规模地壳抬升

——来自华南奥陶-志留纪地层对比的信息

胡艳华[1,2]，孙卫东[1]，丁 兴[1,2]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所,同位素年代学和地球化学重点实验室;
2. 中国科学院研究生院）

本文通过调研湖北、湖南、江西、安徽、福建、浙江、广西、广东、云南、贵州、四川等省的区域地质志和查阅有关的 1：20 万地质图，发现华南存在着大面积的志留纪地层的缺失。据戎嘉余研究，华南上扬子地区文洛克期后也存在大面积沉积间断（Rong J.Y.et al.2003）。对比奥陶-志留之交前后的岩相古地理图（王鸿祯等，1985；周名魁等，1997；冯增昭等，2001；万天丰等,2005），我们也发现华南在奥陶-志留之交（435-425Ma）发生了重大的古地理格局的变化，大面积的海洋变成了陆地。通过岩石地层、生物地层的对比，我们认为华南在 435-425Ma 之间发生了大规模的地壳抬升活动，这种抬升活动造成了华南大面积志留地层的缺失和某些地区志留系的沉积间断。

有两种可能的过程导致地壳的大规模抬升，一种是沿着板块边界的碰撞，例如印度板块与欧亚板块之间的碰撞导致了青藏高原的隆起，沿太平洋东海岸的陆壳和俯冲洋壳之间的作用导致了美州大陆的形成；另一种可能的机制便是地幔柱头和岩石圈地幔的作用（Griffiths R.W., Campbell I.H. ，1991），这种机制在我国的峨眉山大火成岩省中得到了证实（He B. et al. 2003）。这两种机制有着显著不同的特征。板块之间的碰撞抬升通常呈现线性分布，而由地幔柱引起的抬升速度快，在几个百万年间通常能造成大面积的抬升，与板块碰撞不同的是这种抬升一般呈面状展步。

据古地理格局的变化速度和地层缺失的空间分布，我们认为华南的这次抬升很可能是由地幔柱活动引起的，这次地幔柱活动未引起象峨眉山大火成岩省那样大规模的玄武岩喷发可能是由于当时华南地壳厚度过大，地幔柱头为到达地壳顶部便向四周扩散，能量减少，成为一个夭折的地幔柱。

主要参考文献：

Griffiths R.W., Campbell I.H. (1991) JGR 96, 18295-18310.

He B., Xu Y.G., Chung S.L., Xiao L. and Wang Y. 2003.EPSL 213, 391-405.

Rong Jia-yu, Chen Xu, Su Yang-zheng, Ni Yu-nan, Zhan Ren-bin, Chen Ting-en, Fu Li-pu, Li Rong-yu and Fan Jun-xuan, 2003. Silurian paleogeography of China. In Landing, E. and Johnson, M. E., eds., Silurian Lands and Seas--Paleogeography Outside of Laurentia. New York State Museum Bulletin.

冯增昭等.2001.中国南方寒武纪和奥陶纪岩相古地理. 北京:地质出版社.

万天丰.2005.中国大地构造学纲要.北京:地质出版社.

王鸿祯（主编）.1985.中国古地理图集.北京：地质出版社.

周名魁 ,王汝植,李志等.1993.中国南方奥陶-志留岩相古地理与成矿作用. 北京:地质出版社.

鲜水河断裂同构造花岗岩的流体包裹体面（FIP）研究

贾 东*，孙圣思，胡潜伟，罗 良，李一泉，邓 飞，李 庆，陈竹新

（南京大学地球科学系，南京 210093, *E-mail: djia@nju.edu.cn）

鲜水河断裂带位于青藏高原东南部地区, 走向 NW-SE, 向东南延伸与安宁河-则木河-小江断裂带相接, 它们共同组成了一条大型的活动左旋走滑断裂带。鲜水河断裂最显著的地质特征是沿断裂带发育晚新生代花岗岩岩体（图 1）。Roger 等（1995）对康定地区的贡嘎山岩体进行了野外观察以及 U-Pb 和 Rb-Sr 同位素年代学研究. U-Pb 测年结果显示, 贡嘎山岩体侵入年代为 12.8 ±1.4 Ma；3 个伟晶岩脉样品的 Rb-Sr 全岩等时年龄给出了断裂剪切变形的最小年龄在 10~12 Ma. 由此推断, 贡嘎山花岗岩体侵入与断裂带剪切变形事件是同时期的。

流体包裹体面（Fluid inclusion plane）是用来表示显微裂隙产生的次生或假次生包裹体排列的一个术语，是由于早期张开的裂隙的愈合而形成，保存了流体的通道（Roedder,1984）。裂隙的愈合过程是通过裂隙内局部规模上矿物的溶解和再沉淀形成的，因此沉淀的物质具有结晶学上的一致性。在管状差异应力场下通过颈缩作用转变为孤立状的、定向分布的球状或负晶形包裹体。正是这种过程导致了流体包裹体面的形成。这种流体包裹体面成因解释也被人工合成包裹体及裂隙愈合实验所证实。这些微裂隙的岩石的局部应力提供了有用的信息，可以用来确定（σ_1—σ_2）面。流体包裹体面代表了 Mode I 裂隙，其优势定向垂直于最小主应力轴 σ_3。FIP 之间的穿插关系可确定构造事件的时间先后。

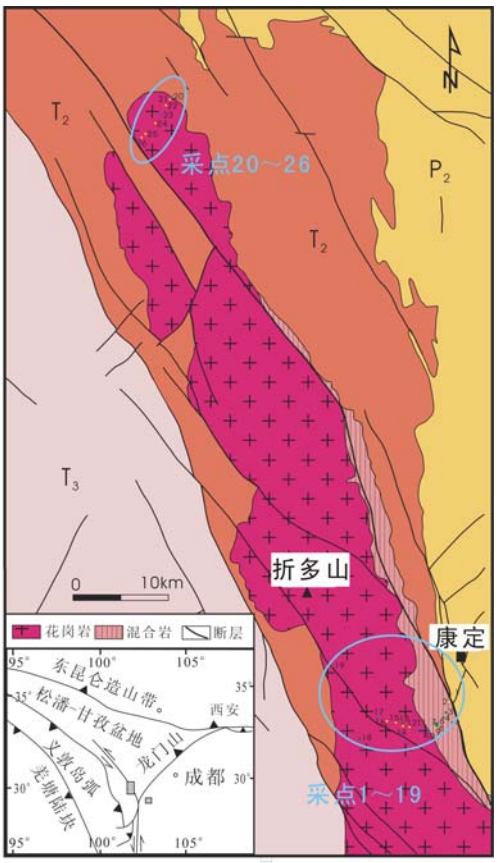


图 1　鲜水河断裂地区构造-岩浆简图

我们沿着两条穿越贡嘎山岩体的路线剖面，采集定向岩石样品，进行流体包裹体面研究。其中一条是沿着川藏公路，剖面东段出露条带状片麻岩、混合片麻岩、混合岩等，片麻理和线理发育, 其中穿插有大量的后期未变形细粒黑云花岗岩脉. 受到鲜水河断裂韧性剪切运动, 从而在局部发育糜棱岩。靠近断裂带破碎强烈，可见大约 200m 宽的断层泥。沿横穿贡嘎山岩体的川藏公路剖面和牦牛沟-塔公草原剖面采集了 26 个点的定向样品，对其中的流体包裹体面（FIP）进行测试。在费氏台

上统计石英颗粒中 FIP 的产状，再校正到野外真实空间。统计的结果，贡嘎岩体中 FIP 的产状主要是近于东西走向，倾角普遍较高，推断贡嘎岩体遭受了近东西方向的挤压应力，这与通过对断层面上滑动矢量分析（张岳桥等，2004 ）得出的结果表现一致。包裹体面上的包裹体多呈椭圆状，大多有气液两相，粒度主要集中在 3－8 微米（图 2）。对 FIP 中的流体包裹体进行显微激光拉曼分析，测定其主要为盐水包裹体，含有少量的 CH_4 和 CO_2。冷热台显微测温的数据显示（表 1），FIP 中流体包裹体的物理－化学性质相似。由此推测贡嘎岩体中的 FIP 是一期构造事件的产物。

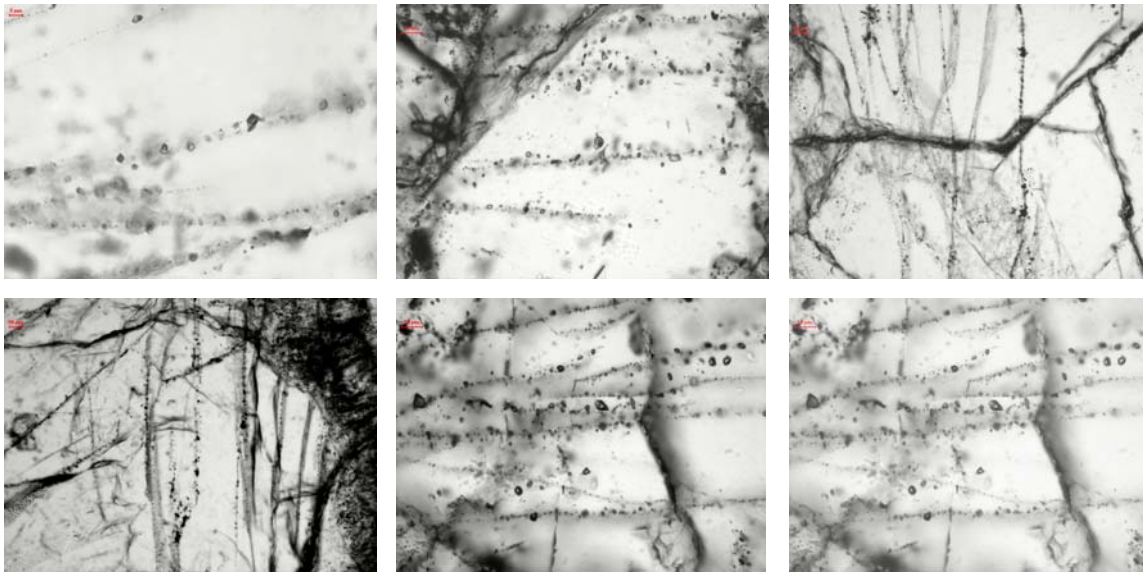


图 2　FIP 的镜下特征

编号	面积/um²	冰点/℃	均温/℃	盐度/%	密度/g*cm^{-3}	含盐度 /kg*mol^{-1}	均一压力 /bar
1	6*8	-2.3	271.0	3.866959	0.794852	0.688281	54.60077
2	8*4	-3.8	286.0	6.156316	0.794992	1.122496	67.45764
3	6*6	-2.7	284.3	4.494745	0.779840	0.805280	66.55616
4	5*7	-3.0	285.5	4.957239	0.782870	0.892462	67.53428
5	8*5	-3.4	281.2	5.56294	0.796165	1.007931	63.07627
6	6*7	-3.9	301.8	6.302759	0.771530	1.150993	84.54707
7	6*8	-4.7	305.0	7.447451	0.779734	1.376855	87.63641
8	5*7	-4.4	303.0	7.023735	0.777967	1.292603	85.51319
10	6*12	-4.7	292.0	7.447451	0.799798	1.376855	72.92759
11	4*7	-4.6	294.0	7.306944	0.795203	1.348831	75.13796
12	7*9	-4.1	309.8	6.593387	0.761911	1.207814	94.21502
13	24*10	-1.5	256.0	2.57243	0.806231	0.451784	43.29525

表 1 冷热台显微测温数据处理结果

主要参考文献：

Allen C R,Luo Z L,Qian H,et al..1991.Field study of a highly activefault zone: The Xian Shui He fault of southwestern China.Soc AmBull,103: 1178－1199

Boullier A M.1999.Fluid inclusions:tectonic indicators.Joural.of Structural. Geology,21:1229-1235.

Haas, J. L.et al.1976.Physical properties of the coexisting phases and thermodynamic properties of the H2O component in boiling NaCl solutions. U.S. Geol.Survey Bull. 1421-A；73.

Hall,J.L.et al.1988.Freezing point depression of NaCl-KCl-H2O solution.Econ. Geology,83:197-202.

Holt W E，Ni J F，Wal.lace T C，et al.1991.The active tectonics of the eastern Himal.ayan Syntaxis and surrounding regions. J Geophys Res，96: 14595－14632.

Kowallis,B.J.,Wang, H.F.,Jang,B.A..1987. Healed microcrack orientations in granite from Illinois borehole UPH-3 and their relationship to the rocks stress history. Tectonophysics 135,297—306.

Kranz, R.L.,1983.Microcracks in rocks:a review.Tectonophysics 100,449—480.

Lispinasse M.1999.Are Fluid inclusion planes useful in structure geology? Joural. of Structural.Geology,21:1237-1243.

Onasch, C.M., 1990. Microfractures and their role in deformation of quartz arenite from the central Appalachian foreland. Journal of Structural Geology 12,883—894.

Potter.R.W.et al..1978.The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0℃ to 500℃ at pressures up to 2000 based on a regression of available data in the literature. U.S. Geol. Survey.,1421-1436.

Ratschbacher L，Frisch W，Chen C，et al.. 1996.Cenozoic deformation，rotation，and stress pattern in eastern Tibet and western Sichuan,China.In: An Y,Harrison M,eds.The Tectonic evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press，227－249.

Roger F，Cal.assou S，Lancelot J，et al.. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshuihe fault zone， west Sichuan， China): geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters,1995,130:201－216.

Wang E， Burchfiel B C. 2000.Late Cenozoic to Holocene deformation in southwestern Sichuan and adjacent Yunnan，China，and its role in formation of the southeastern part of the Tibetan Plateau.GSA Bulletin,112(3): 413－423.

丁汝鑫，刘斌，周祖翼.2004.茅山顶宫地区流体包裹体迹面研究.同济大学学报，32（2）：187－191.

刘斌，沈昆.1999.流体包裹体热力学.北京：地质出版社.86-97.

刘斌，朱思林，沈昆.2000.流体包裹体热力学参数计算软件及算例.北京：地质出版社.7-9

卢焕章，范宏瑞 倪培，等.2004.流体包裹体.北京：科学出版社.430-439.

倪培，范建国，周进，等.2003.大别山花岗岩流体包裹体的初步研究.高校地质学报，9（4）：691－700.

倪培，蒋少涌，凌洪飞，等．2001．流体包裹体面的研究背景、现状及发展前景．地质论评，47(4)：398－404.

唐荣昌，韩渭宾. 四川活动断裂与地震. 北京: 地震出版社，1993. 1－368.

王宗秀，许志琴，杨天南，等.1997.折多山花岗岩的成因及构造环境.成都理工学院学报，24（1）：48－55.

韦昌山，翟裕生.1996.定向流体包裹体群的面状要素与微裂隙成生关系测量法.地质科技情报，15（3）：81－85.

闻学泽. 2000.四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段特征. 地震地质，22(3): 239－249.

张岳桥,陈 文,杨 农.2004.川西鲜水河断裂带晚新生代剪切变形 40Ar/39Ar 测年及其构造意义. 中国科学 D 辑 地球科学, 34(7): 613-621.

关于应力条件下煤岩纳米级结构和纳米级变形问题

琚宜文[1]，侯泉林[1]，姜 波[2]，王桂梁[2]

(1 中国科学院研究生院地球科学学院, 北京 100049;
2 中国矿业大学资源与地球科学学院, 徐州 221008. E-mail: juyw@gucas.ac.cn)

对地球物质运动的认识,已深入到纳米尺度。从纳米尺度认识地质作用现象及其地质意义，可以揭示纳米尺度的地质记录，认识纳米效应对地球物质运动的影响，在更深层次认识地球运动规律。在构造地质研究中，使用隧道扫描电子显微镜进行超微观尺度的测试中，于破裂结构面的表层，陆续发现纳米级的磨粒，纳米级的层理和纳米级的变形(Sun et al.,1993,2005; Ge, et al.,2004)；采用高分辨透射电子显微镜和 X 射线衍射以及微孔隙气体吸附法,不同变形机制构造煤的大分子结构和纳米级孔隙结构及其变形问题也已被研究(琚宜文,2003；琚宜文等,2005a,Ju, et al.,2005)；关于岩矿方面，陈天虎等(2004)以电子显微镜和 X 射线衍射为主要方法，利用纳米尺度的表征手段，开始揭示凹凸棒石纳米尺度结构的效应等。通过近年来的探索研究和厘定，遂对天然物质纳米级结构和纳米级变形形成了新的研究领域。

关于应力条件下煤岩纳米级结构和纳米级变形，与一般岩石及其变形是有较大差别的。因为煤岩主要由有机质组成，在变质和变形过程中伴有气体的产生和释放（Cao et al.,2000,2003；曹代勇等，2002；徐龙君等，2004），导致动力变质作用，并且煤中的碳结构具有较强的吸附性。随着构造变形的增强，其吸附性增强(琚宜文等,2005b)。

构造煤是在应力作用下构造变形的产物。构造煤的纳米级结构包括大分子结构和纳米尺度的孔隙结构（0.1 nm~100 nm），后者简称纳米级孔隙结构。构造煤纳米级变形是指构造煤分子结构和孔隙结构在定向应力作用下表现出的纳米尺度上的特征与规律。由于构造煤变形机制不同，常出现不同程度的脆性变形和韧性变形。岩石（含煤岩）变形作用在纳米级尺度上的表现以及在百万年尺度上岩石的流动及流动机制的转变，是近期岩石流变学研究的两个重要方面。在不同的变质阶段，这些不同的变形对不同类型构造煤纳米级结构的影响及其变质变形环境的研究，具有重要的科学性。最近的研究成果显示，构造煤纳米级结构的变化可以引起物性(含气性和孔渗性等)的异常变化，与微米级尺度与较大不同（琚宜文等,2005a,Ju, et al.,2005）。

实际上，大分子结构的变形可以引起纳米级孔隙结构的变化，而纳米级孔隙结构是煤层气的主要吸附和扩散空间（Gan et al.,1972; IUPAC，1982）。对于不同类型构造煤，其纳米级孔隙结构的变化也是不同的，从而导致煤层气不同的吸附和渗透能力。一方面，一定碎裂程度的构造煤具有含气量较高、割理较发育、相对渗透率较高和孔容较大等有利条件，对煤层气勘采有利(Li et al., 2001a; 姜波等,2004)。例如淮南新集井田在构造煤发育区进行过煤层气排采试验，3 口井的单井日产气量最高接近 2000 m^3， 经 7 年排采后目前稳定在 600 m^3 左右，由此可见，新集煤矿存在构造破坏适中而渗透率相对较高的地带；另一方面，煤与瓦斯突出无一例外地发生在变形较强的构造煤中(Li et al., 2001b; Ju, et al.,2004)。实际资料表明，变形较强的构造煤储层高含气量、低渗透率不仅制约了煤层气资源的开发，而且也是造成煤矿瓦斯重大安全事故的地质根源之一。由于构造煤储层等带来的不利因素，除沁水盆地等少

数地区外，我国大多数煤田煤层气尚未达得地面规模化商业性开发；。自 2004 年 10 月至 2005 年 2 月我国接连 3 次发生煤矿瓦斯特大爆炸事故（每次死亡百人以上，共 528 人）与人为因素有一定关系外，与自然界构造煤的发育就有着直接的关系。从某种意义上，煤矿瓦斯灾害主要取决于对构造煤的形成和富气机理的认识程度。构造煤变形程度不同，其含气量不同，变形较强的突出煤比原生结构有较高的含气量(（Cao et al.,2000,2003）。这些与构造煤的纳米级结构有很大关系。因此，在构造煤发育区，通过构造煤纳米级结构及纳米级变形的研究，对于煤层气的储集和赋存状态、煤与瓦斯突出的机理以及煤层气资源和煤与瓦斯突出危险性预测等都具有十分重要的意义。

致谢 本文获得国家重点基础研究发展规划（973）项目（2006CB202201；2002CB211704）、国家自然科学基金项目（40172058）、中国博士后科学基金（一等）项目（200403508）和中国科学院王宽诚博士后工作奖励基金项目资助。

参考文献；

[1] 曹代勇, 张守仁. 2003.大别山北麓高煤级煤的变形—变质类型. 地质科学, 38(4):470-477

[2] Cao Y X, Mitchell G D, Davis A, et al. 2000.Deformation, metamorphism of bituminous and anthracite coals from china. Int J Coal Geol, 43: 227-242

[3] Cao Y X, Alan Davis, Liu R X, et al. 2003. The influence of tectonic deformation on some geochemical properties of coals-a possible indication of outburst potenial. Int J. Coal Geol, 53:69-79

[4] 陈天虎，徐晓春，岳书仓. 2004.苏皖凹凸棒石黏土纳米矿物学及地球化学. 北京: 科学出版社

[5] Gan H,Nandi S P, Walker P L. 1972.Nature of the porosity in American coals. Fuel, 51: 272~277

[6] Ge H P, Sun Y, Lu X C, et al. 2004.Discovery and analysis of ultra-micro grinding grain texture in slipping lamella ductile-brittle zone. Science in China, Series D, 47(3):265-271

[7] IUPAC. 1982. Manual of symbols and terminology. Appendix 2: Part 1. Colloid and surface chemistry. Pure Appl Chem, 52: 2201

[8] 姜波, 琚宜文. 构造煤结构及其储层物性特征. 天然气工业, 2004，24(5) : 27-29

[9] 琚宜文. 2003.构造煤结构演化与储层物性特征及其作用机理[博士学位论文]. 徐州: 中国矿业大学

[10] 琚宜文, 姜波, 侯泉林,等. 2005a.华北南部构造煤纳米级结构演化特征及作用机理. 地质学报, 79(2):269-285

[11] 琚宜文，姜波,王桂梁，侯泉林.2005b.构造煤结构及储层物性. 徐州: 中国矿业大学出版社

[12] Ju Yiwen, Wang Guiliang，Jiang Bo,et al. 2004. Microcosmic analysis of ductile shearing zones of coal seams of brittle deformation domain in superficial lithosphere. Science in China (Series D)， 47(5): 393-404

[13] Ju Yiwen, Jiang Bo, Hou Quanlin, et al. 2005. Nano-scale deformation of coal structure and the relation with the metamorphic and deformed environment. Chinese Science Bulletin. 50(16):1784-1795

[14] Sun Y, Wang C Y.1993.A Preliminary study on the micro-characteristics of ductile-brittle alternate deformation of rocks under the same stress field, J of Nanjing Universty (English Series 1), 29:67-73

[15] Sun Y, Lu X C, Shu L S, et al. 2005.Observation of ultra-micro texture of fault rocks in shearing-sliding-sliding zones. Progress in Natural science, 15(5):430-434

[16] Li H, Yujiro Ogawa. 2001a. Pore structure of sheared coals and related coalbed methane. Environmental Geology, 40:1455-1461

[17] Li H. 2001b. Major and minor structural features of a bedding shear zone along a coal seam and related gas outburst, Pingdingshan coal field, northern China. Int J coal Geol, 47: 101-113

[18] 徐龙君, 刘成伦, 鲜学福. 2004.突出区煤分形结构与性质. 重庆: 重庆大学出版社

广丰盆地新元古代火山岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学、地球化学及地质意义

李武显[1]，李献华[1]，李正祥[2]

（1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学与地球化学重点实验室；
2. *Tectonics Special Research Centre, The University of Western Australia, Crawley, WA 6009, Australia*）

华南早新元古代的地质演化是近 10 年来国内外地质界争论的一个焦点。目前主要有两种截然不同的观点，即地幔柱驱动的大陆裂谷模式和活动大陆边缘模型（Li, et al., 1999; Zhou, et al., 2002）。上述观点的分歧影响了对 Rodinia 超大陆的聚合以及重建模型。广丰盆地是一个发育在扬子地块东南缘的，保存完好的新元古代火山-沉积盆地。根据火山岩分布、沉积岩石组合和沉积相变化，广丰盆地的岩石组合可以划分为 4 个组，从下到上依次为：（1）桃源组：主要为基性-酸性火山岩和火山碎屑岩；（2）翁家岭组：从河流冲积相变化到湖泊相，底部为火山岩砾石为主的砾岩，上部为湖相沉积砂、泥岩；（3）听门组：主要为河流相的长石石英砂岩；（4）刘源组：主要为滨海相的石英砂岩。上述 4 个组的岩石组合和沉积相反映很可能为逐渐拉张的裂谷盆地沉积序列，它们角度不整合覆盖在中元古代田里片岩之上，并被南沱组冰积岩覆盖（Wang, et al., 2003）。广丰盆地的火山岩主要发育在下部桃源组中，其中的基性火山岩主要发育在底部，酸性火山岩发育在上部。本次研究通过对广丰流纹岩的系统年代学、地球化学研究，获得的主要成果如下：

(1) 选取桃源组上部流纹岩进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 法定年，获得流纹岩的形成年龄为 821±16Ma。该年龄值与华南广泛发育的新元古代裂谷底部火山岩一致，也与区域上裂谷盆地下伏的~825Ma 的花岗岩年龄非常接近，因此广丰盆地的火山岩很可能代表了新元古代裂谷最初的岩浆活动。

(2) 广丰盆地的火山岩主要由弱碱性玄武岩、安山岩和流纹岩组成。玄武质岩石虽然具有明显的 Nb-Ta 负异常（Nb/La=0.37-0.41），类似于岛弧成因的玄武岩，但是它同时具有高的 TiO_2（2.07-2.16%）和 Nb（15.6-17.8 ppm）含量，以及高的 Zr/Y 比值（10.5-11.9）和 Nb/Ta 比值（18-21），它的地球化学特征不同于岛弧玄武岩而类似于北美盆岭省新生代伸展有关的玄武岩以及低 SiO_2 埃达克岩（Martin, et al., 2005），反映源区为早期被俯冲带融体交代的岩石圈地幔。玄武质岩石的ε_{Nd}（T）为+2~+6，T_{DM} 为 1.0~1.4Ga，表明源区的交代作用很可能发生在四堡期（1.3~0.9 Ga）。安山质岩石具有类似于中地壳的地球化学特征，同时它具有异常低的εNd（T）值（-9.6~-13.3）和古老的 T_{DM} 值（2.25~2.40Ga），因此不可能由玄武质岩石结晶分异或同化混染产生，而是古老的基性中、下地壳岩石部分熔融形成。流纹质岩石高 SiO_2（76.6~78.4%），强过铝（ACNK=1.5~2.6），它们的地球化学特征与皖南和九岭地区的~825Ma 花岗岩相似（Li, et al., 2003; Wu, et al., 2006），因此可能由上地壳中元古代（双溪坞群/双桥山群）的变沉积岩部分熔融形成。

(3) 广丰盆地的火山岩虽然发育从玄武岩-安山岩-流纹岩的岩石组合，并且具有明显的岛弧地球化学特征，即明显的 Nb-Ta 亏损。但是，详细的地球化学分析表明，它们来自于完全不同的源区，不存在成因联系。更可能的解释是新元古代地幔柱驱动的裂谷拉张构造背景下，岩石圈不同单元岩石部分熔融的结果。伸展有关的岩浆岩具有岛弧岩浆岩的特征在许多地区都有出现，例如北美新生代的盆岭省和中欧 intramontane Saale 盆地的 Halle Volcanic Complex（Morris, et al.,2000; Romer, et al., 2001），通常它们都发育在早期的活动带上。广丰盆地正好

位于扬子地块东南缘四堡期造山活动带上(Li, et al., 2002a)，因此，即使是裂谷拉张背景下形成的岩浆岩也不可避免地要打上早期岛弧岩浆岩的烙印。

~820Ma 的火山岩广泛发育在扬子地块周边的火山-沉积盆地中，最近在华夏地块中也有发现（Li, et al., 2005）。它们常常构成火山-沉积盆地的底部岩石组合，因此代表了裂谷盆地最初的岩浆活动。其中的岩浆岩常常发育岛弧岩浆岩的特点，即 Nb-Ta 负异常。然而，具有 Nb-Ta 负异常的岩浆岩不一定就形成在岛弧环境中，早期被俯冲流体/融体交代的岩石圈地幔在后期的拉张环境下部分熔融形成的岩浆岩也将不可避免地要保留岛弧岩浆岩的特征。但是，在远离活动带的块体内部，如川西的苏雄组（Li, et al., 2002b）和华夏地块的马面山群火山岩具有明显的双峰式特征，其中的玄武质岩石具有 OIB 特征，酸性岩石具有 A-型特征，显示出典型的板内岩浆岩的特征。

主要参考文献：

Li, W.X., Li, X.H., Li, Z.X. 2005. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance. Precambrian Res., 136, 51-66.

Li, X.H., Li, Z.X., Ge, W., Zhou, H., Li, W., Liu, Y., Wingate, M.T.D., 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at 825 Ma? Precambrian. Res., 122, 45-83.

Li, X.H., Li, Z.X., Zhou, H., Liu, Y., Pinny, P.D., 2002b. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. Precambrian. Res., 113, 135-154.

Li, Z.X., Li, X.H., Kinny, P.D., Wang, J., 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? Earth Planet., Sci., Lett., 173, 171-181.

Li, Z.X., Li, X.H., Zhou, H., Kinny, P.D. 2002a. Grenville-aged continental collision in South China: new SHRIMP U-Pb zircon results and implications for Rodinia configuration. Geology, 30, 163-166.

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.

Morris, G. A., Larson, P. B., Hooper, P. R. 2000. “Subduction style” magmatism in a non-subduction setting: the Colville Igneous Complex, NE Washignton State, USA. J. Petrol., 41, 43-67.

Romer, R. L., Forster, H-J., Breitkreuz, C. 2001. Intracontinental extensional magmatism with a subduction fingerprint: the late Carboniferous Halle Volcanic Complex (Germany). Contrib. Mineral. Petrol., 141, 201-221

Wang J, GaoY. 2003. Sedimentary evolution of the Guangfeng Neoproterozoic rift sub-basin, northeastern Jiangxi, South China. IGCP 440 South China Field Symposium Abstract, pp: 52-54.

Wu R X., Zheng Y F., Wu Y B., Zhao Z F., Zhang S B., Liu X M., Wu F Y. 2006. Reworking of juvenile crust: Element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. Precambrian Res., 146, 179–212.

Zhou, M.F., Yan, D.P., Kennedy, A.K., Li, Y., Ding, J., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. Earth Planet. Sci. Lett. 196: 51-67.

鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩脉包裹体的碳氧同位素分析

刘德良[1]，李振生[1]，谈 迎[1]，孙先如[2]，唐南安[3]

(1. 中国科技大学地球与空间科学学院，安徽合肥 230026;
2. 安徽实验地质研究所，安徽合肥 230001; 3. 中国地质科学院西安地质矿产研究所，陕西西安 710054)

鄂尔多斯奥陶系自下而上分为冶里组、马家沟组和平凉组，为一套潮坪浅海相碳酸盐岩及蒸发岩。马家沟组岩性为细晶－粉晶白云岩及颗粒灰岩，自下而上共划分为马一段至马六段共六个岩性段（侯方浩等，2003）。样品主要采自鄂尔多斯油气田中部钻井的马五段，少量在马四段。12 个测试样品均为充填在灰岩和白云岩的溶蚀孔洞和裂隙中的碳酸盐脉，经茜素红染色鉴定，一例为白云石，其余为方解石。

1. 流体包裹体碳氧同位素

碳酸盐岩样品粉碎 200 目，用磷酸法制成 CO_2 气体，经中科院地质与地球物理研究所 MAT252 质谱仪上测出 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$（采用 PDB 标准）。应用同位素分馏公式计算流体包裹体的 $\delta^{13}C_{CO2}$ 和 $\delta^{18}O_{H2O}$。

本文采用的 O'Neil（1969）的 $CaCO_3$-H_2O 平衡分馏方程、Bottinga（1968）的 $CaCO_3$-CO_2 平衡分馏方程和 Sheppard 等（1970）的 $MgCaCO_3$-$CaCO_3$ 平衡分馏方程如下：

$$1000\ln\alpha_{CaCO_3-H_2O} = 2.78\times10^6T^{-2} - 3.39 \quad (1)$$

$$1000\ln\alpha_{CaCO_3-CO_2} = -8.91\times10^8T^{-3} + 8.557\times10^6T^{-2} - 18.11\times10^3T^{-1} + 8.27 \quad (2)$$

$$1000\ln\alpha_{MgCa(CO_3)_2-H_2O} = 3.06\times10^6T^{-2} - 3.24 \quad (3)$$

$$1000\ln\alpha_{MgCa(CO_3)_2-CaCO_3} = 0.18\times10^6T^{-2} + 0.17 \quad (4)$$

公式 2 与公式 4 相加获得：

$$1000\ln\alpha_{MgCa(CO_3)_2-CO_2} = -8.91\times10^8T^{-3} + 8.737\times10^6T^{-2} - 18.11\times10^3T^{-1} + 8.44 \quad (5)$$

从测试和计算结果（表 1）可以看出：碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 同位素值变化较大，介于-8.65‰～0.34‰，而 $\delta^{18}O$ 变化较小，介于-18.91‰～-10.73‰；流体包裹体的 $\delta^{13}C_{CO2}$ 同位素值-11.15‰～-1.64‰；$\delta^{18}O_{H2O}$ 同位素值-33.06‰～-22.12‰，为高负值，反映温度升高及生物降解的影响。

2. 流体包裹体CO_2成因

戴金星（2000）认为：气藏中 CO_2 含量达 60%或更高时，该 CO_2 是无机成因的，CO_2<15%时，则是有机成因的；在 $\delta^{13}C_{CO2}$ 值上，当 $\delta^{13}C_{CO2}$> -8‰，CO_2 是无机成因的；当 $\delta^{13}C_{CO2}$< -10‰ 时则是有机成因的。关效如（1990）认为，在高纯 CO_2 气藏中，CO_2 含量与 $\delta^{13}C_{CO2}$ 值呈正相关，CO_2 含量越低，$\delta^{13}C_{CO2}$ 值就越小。本文应用同位素分馏公式获得的 $\delta^{13}C_{CO2}$ 介于-11.15‰～-1.64‰之间，仅 3 例小于-8‰，因此依据碳同位素可认为 CO_2 的成因基本是无

机成因的。流体包裹体气相成分中 CO_2 含量 51.8～72.8%（刘德良等，2002），投影到戴金星编制的 CO_2 成因鉴别图（图 1）中基本落在无机成因区。由于所测定包裹体数量有限，实际上有部分气相 CO_2 含量较低的包裹体未被检测到。参考覃建雄（1994）及刘德良等（2002）资料，估计包裹体中 CO_2 含量最小值可能为 20%，所以投影区的最小 CO_2 含量可落在 20% 线（图 1），此时部分落在无机成因区以及有机与无机成因混合区。总的来说，至少可判定 CO_2 主要是无机成因。

表 1 碳氧同位素数据

样号	碳酸盐岩/‰		流体包裹体/‰		样号	碳酸盐岩/‰		流体包裹体/‰	
	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O_{H2O}$	$\delta^{13}C_{CO2}$		$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O_{H2O}$	$\delta^{13}C_{CO2}$
陕 21-10(1)	-17.69	-1.05	-30.40	-2.93	陕 101-5(27)	-11.81	-0.53	-23.28	-1.64
陕 156-7(3)	-17.40	0.34	-33.06	-3.18	定探 1-22(35)	-15.12	-4.76	-26.90	-6.07
陕 144-8(8)	-17.28	-1.30	-29.14	-2.65	陕参 1-16B(37)	-16.98	-8.31	-30.68	-9.73
陕参 1-16(12)	-16.94	-8.65	-30.75	-11.15	陕 75-4(38)	-15.23	-8.65	-28.4	-10.59
陕 53-11(15)	-14.44	-4.32	-26.44	-5.15	定探 1-14(39)	-18.07	-1.56	-30	-2.95
陕 53-11(16)	-10.73	-4.02	-22.12	-6.33	定探 1-13(40)	-18.91	-1.80	-30.0	-2.72

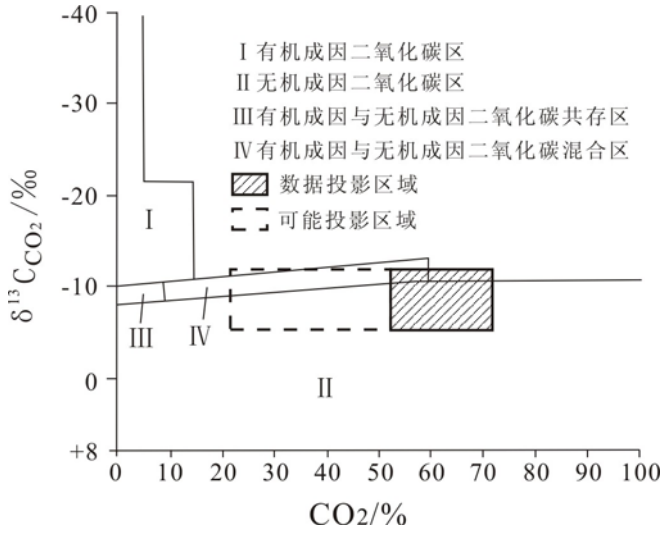


图 1 CO_2 成因鉴别图解

戴金星（2000）曾深入研究鄂尔多斯天然气中 CO_2 的成因。他分析了鄂尔多斯 25 个钻井不同层位气样中 CO_2 的碳同位素值，24 个是有机成因，$\delta^{13}C_{CO2}$ 是轻的，为-10.05‰～-24‰，仅铺 1 井 CO_2 是无机成因 $\delta^{13}C_{CO2}$= -6.39‰。然而本文测试结果显示 CO_2 以无机成因为主，分析原因如下：

戴金星所测的是气藏中的 CO_2，源自奥陶系碳酸盐岩及石炭－二叠煤系，是在富集成藏过程中经过一定的分馏散失和补给达到平衡的产物，是在高温过成熟阶段形成以 ^{12}C 为主的 CO_2，并经过运移和混合的结果（陈安定，1994；张同伟，1995）；但是本文所测的是存在于奥陶系碳酸盐岩脉内包裹体中的 CO_2，虽然也会含有油气演化干酪根热解产生的流体，但由于流体包裹体是赋存于奥陶系的岩脉中，不如气藏容易输入石炭二叠系的有机气，而且还会含有因有机酸压溶作用、淋滤作用所产生的碳酸盐溶液流体，这就使得包裹体溶液流体组成复杂化，因此 CO_2 具有多种来源：(a) 有机质氧化。在深埋温度达 70℃条件下，超过硫酸盐还原带，乙酸盐发酵作用生产 CO_2，$CH_3OOH \rightarrow CO_2+CH_4$，碳同位素值轻。随埋深增加，

含氧化合物从干酪根热解下来或者形成 CO_2，或者形成低分子量有机酸经脱羧基也产生 CO_2。随着温度升高，二氧化碳产生趋于减少以至停止。这时所产生 CO_2 具有较低碳同位素值，一般-10‰～-20‰（Emery & Robinson，1997）。(b) 碳酸盐岩热解。一般来说碳酸盐岩可以在 710～940℃分解产生 CO_2；当有地下水参与或者含有 Al、Fe、Mg 等杂质时，分解温度大大降低，约 98～200℃（张林晔，1992）。这种成因 CO_2 含量大于 35%，$\delta^{13}C_{CO2}$ 的变化-7.99‰～+6.98‰。本文所测包裹体的均一温度集中在 100～160℃范围，此温度范围在奥陶系碳酸盐岩油气演化中处于成熟－高成熟。取样深度 3000～4000m，据中生代中晚期古地温梯度 3.5～4.5℃/100m，估算古地温应为 100～180℃。研究区为白云岩及镁质碳酸盐岩并含有 Fe^{2+}（赵俊兴等，2005），碳酸盐脉的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 也表明经历了雨水淋滤，所以鄂尔多斯盆地镁质碳酸盐在 100～200℃分解释放无机 CO_2 是毫无疑义的。(c) 碳酸盐岩脉水解及有机酸重溶解形成无机 CO_2。$2CaCO_3+3H^+ \rightarrow 2Ca^{2+}+HCO_3^-+CO_2+H_2O$。(d) 流体中有机成因 CO_2 与地层中碳酸盐矿物无机成因 CO_2 的交换，是导致有部分无机与有机 CO_2 混合的一种因素。

3. 结论

应用同位素平衡分馏方程计算出流体包裹体的 $\delta^{13}C_{CO2}$ 和 $\delta^{18}O_{H2O}$，分别为-1.64‰～-11.15‰和-22.12‰～-33.06‰。高负值 $\delta^{18}O_{H2O}$ 反映了温度升高及生物降解的影响。CO_2 以无机成因为主。高负值 $\delta^{13}C_{CO2}$ 为油气演化成熟—高成熟阶段（100～160℃）产生的，生物有机体经高温热解，产生了大量轻碳同位素为主的 CO_2 造成了 ^{12}C 富集；富含 Mg、Fe 的碳酸盐岩经历了雨水的淋滤，在 100～200℃分解释放出以 ^{13}C 为主的无机 CO_2。

致谢：本文得到国家自然科学基金（40472074）和国家重点基础研究规划项目专题（2001CB209133）的资助。

主要参考文献：

Bottinga Y. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. The Journal of Physical Chemistry, 1968, 72(5): 800-808

Emery D & Robinson A 著. 无机地球化学在石油地质学中的应用. 王铁冠, 金振奎，王大锐，等译. 北京: 石油工业出版社, 1999：67-93.

O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. The Journal of Chemical physics, 1969, 51(12): 5547-5558.

Sheppard S M F, Schwarcz H P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1970, 26(3):161-198.

陈定安. 陕甘宁盆地中部气田奥陶系天然气成因与运移. 石油学报, 1994, 15(2): 1-9.

戴金星. 天然气地质和地球化学论文集. 卷 2. 北京: 石油工业出版社, 2000: 190-227.

关效如. 我国东部高纯二氧化碳成因. 石油实验地质, 1990, 12(3): 248-257.

侯方浩, 方少仙, 董兆雄, 等. 鄂尔多斯盆地中奥陶统马家沟组沉积环境与岩相发育特征. 沉积学报, 2003, 21(1): 106-112.

刘德良, 谈迎, 孙先如, 等. 鄂尔多斯古生界流体包裹体特征及其与油气演化关系. 沉积学报, 2002, 20(4): 696-704.

覃建雄, 曾允孚. 鄂尔多斯盆地东部下奥陶统白云岩地球化学研究. 矿物学报, 1994, 14(1): 22-31.

张林晔. 渤海湾盆地区 CO_2 气藏成因探讨. 天然气工业, 1992, 12(1): 20-25.

张同伟. 天然气运移的气体同位素地球化学示踪. 沉积学报, 1995, 13(2): 70-76.

赵俊兴, 陈洪德, 张锦泉, 等. 鄂尔多斯盆地中部马五段白云岩成因机理研究. 石油学报, 2005, 26(5): 38-41+47.

松辽盆地基底岩石的时代构成

——锆石 U-Pb 同位素年代学证据

裴福萍，许文良，杨德彬，赵全国，高福红

（吉林大学地球科学学院, 长春 130061）

松辽盆地位于兴蒙造山带的东段，西邻大兴安岭，东接佳木斯-兴凯地块。已有的钻遇盆地基底的钻孔岩心显示，盆地基底主要由中深程度的变质岩及花岗岩类组成，其中中深程度变质岩主要由矽线石榴片麻岩、花岗片麻岩、黑云母片麻岩、绿泥片岩、绢云片岩、大理岩和变质火山岩组成，变质岩和侵入岩分布总体呈北北东向带状展布(汪筱林, 1994；谢鸣谦, 2000; 迟元林, 2002)。上述基底岩石的形成时代如何？这是近年来地质学家们讨论和争论的主要问题之一（Wu et al.，2001），因为基底的时代构成不仅对我们了解该区的区域地质演化具有重要意义，而且对探讨盆地的形成与演化历史以及盆地深层油气藏的形成也具有重要意义。鉴于此，本文利用锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年的方法对采自钻井岩芯中基底变质岩(6 个变质岩样品和一个火山角砾岩中的变花岗岩角砾)和花岗质岩石(7 个基底花岗岩)进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年工作。

盆地基底变质岩定年的样品包括变辉长岩（L45-1）、斜长角闪岩（SN117）、变流纹质凝灰岩（G190）、绢云片岩（N103）、绿泥片岩（T5-1）和变花岗岩（角砾）（L44-1）。它们采自盆地的东南隆起区和西部斜坡区。锆石阴极发光（CL）图像显示，它们具有典型岩浆锆石的特征，反映的是变质岩原岩的形成时代。位于东南隆起区的变辉长岩和变花岗岩（角砾）中锆石均具有岩浆成因的核和变质的增生边，其核部定年结果分别为 1808±21Ma 和 1873 ±13 Ma；东南隆起区内的斜长角闪岩和西部斜坡区的绿泥片岩中的锆石具有生长环带，显示基性火成岩中锆石的特征，其定年结果分别为 274 ±3.4Ma 和 264 ±3.2 Ma；西部斜坡区变流纹质凝灰岩和和东南隆起区内的绢云片岩中的锆石均具有典型岩浆生长环带，样品 G190 和 N103 的定年结果分别为 424 ±4.5Ma 和 287 ±5.1Ma。基底变质岩的定年结果表明，松辽盆地南部存在前寒武纪岩浆作用(1808-1873Ma)，同时，盆地基底中还存在早古生代(424-490Ma)和晚古生代(264-292Ma)岩浆作用。

基底花岗质岩石中的锆石均呈自形晶，且具有典型的岩浆生长振荡环带。测年结果表明，位于西部斜坡区洮 6 井 (T6-1)石英闪长岩形成于 236±3Ma；位于东南隆起区北部榆参 1（YC1-1）井下部（2126m）闪长岩形成于 319±1Ma，其中有 364±3Ma 的捕获锆石，其上部（1994m）钾长花岗岩 (YC1-2) 形成于 361±2 Ma；位于东南隆起区南部十屋断陷内秦 2 井（Q2-1）、松南 121 井(SN121)、松南 122 井(SN122)和松南 72 井(SN72)基底花岗质岩石锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果分别为 161±5Ma、165±2Ma、165±1Ma 和 161±4Ma。以上测年结果表明，基底花岗质岩石所显示的岩浆活动包括：晚古生代（361Ma-319Ma）、印支期（236Ma）和中侏罗世（164Ma）岩浆活动。其中中侏罗世（164Ma）花岗质岩浆活动构成了盆地基底的主体。

对上述松辽盆地基底岩石中锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年的统计结果表明，基底岩石的

时代构成具有以下几个特点：

(1) 基底变质岩中变辉长岩及变花岗岩的定年结果显示，松辽盆地南部存在前寒武纪的结晶基底，主要位于盆地的东南隆起区。

(2) 基底花岗质岩石和变质岩的定年结果表明，松辽盆地基底中存在加里东期和海西期岩浆事件，它们构成了中亚造山带的主体，这与相邻地区的地质研究成果相吻合。结合最新的区域地质资料分析（尤其是最新的定年结果），大兴安岭、松辽盆地、张广才岭以及佳木斯地块在加里东期已经形成了统一的古陆。

(3) 基底花岗岩的定年结果表明，盆地范围内最晚一期的岩浆事件发生于中侏罗世晚期，松辽盆地是在中侏罗世岩浆热事件之后发展起来的中生代晚期陆内或陆缘裂谷盆地。这与盆地内中生代火山岩中锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果（116-129Ma 之间，裴福萍等，未发表资料）相吻合。

主要参考文献：

Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. 2000. Zircon U-Pb ages of the basement rocks beneath the Songliao basin, NE China. Chin Sci Bull, 45(16): 1514—1518

Zhang Y B, Wu F Y, Simon A, et al. 2004. Zircon U–Pb ages and tectonic implications of 'Early Paleozoic'granitoids at Yanbian, Jilin Province, northeast China. The Island Arc, 13: 484—505

Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. 2001. High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan Complex, North China Craton: petrology and tectonic implications. Journal of Petrology, 42: 1141—1170

迟元林, 云金表, 蒙启安, 等. 2002. 松辽盆地深部结构及成盆动力学与油气聚集. 北京: 石油工业出版社, 1－274

汪筱林, 刘立, 刘招君. 1994. 满洲里-绥芬河地学断面域中新生代盆地基底结构及构造演化. 见: M-SGT 地质课题组编. 中国满洲里-绥芬河地学断面域内岩石圈结构及其演化的地质研究. 北京: 地震出版社, 26－37

谢鸣谦. 2000. 拼贴板块构造及其驱动机理—中国东北及邻区的大地构造演化. 北京: 科学出版社, 21－45

张艳斌, 吴福元, 翟明国, 等. 2004. 和龙地块的构造属性与华北地台北缘东段边界.中国科学, D 辑, 34(9): 795－806

朱永峰, 孙世华, 毛骞, 等. 2004. 内蒙古锡林格勒杂岩的地球化学研究: 从 Rodinia 聚合到古亚洲洋闭合后碰撞造山的历史记录. 高报地质学报, 10(3): 343－355

松辽盆地北部 CO_2 气藏成因的地球化学研究

谈 迎 [1,2]，刘德良 [2]，李振生 [2]

（1. 江苏省地质调查研究院，南京 210018;
2. 中国科学技术大学地球与空间科学院，合肥 230026; ）

目前松辽盆地北部已发现的 CO_2 工业气藏主要处于徐家围子断陷带深层。昌德东 CO_2 气藏位于徐家围子断陷边界断裂附近，沿该断裂火山岩十分发育，含高纯度 CO_2 的储层主要是火山岩或临近火山岩的岩层；齐家古龙地区 CO_2 的富集层见于英 8 井 2429.5-2520.07m 泉头组四段的黑色粉砂岩段，该井位于孙吴－双辽断裂附近，其下部泉二段，泉三段就钻遇两层共厚 60.2m 的玄武岩层。

从空间分布看，松辽盆地北部 CO_2 含量较高的含气层虽然产出的层位不同，都具有一个共同的特点，它们主要分布于区域大断裂、火山喷发岩体附近。反映了松辽盆地 CO_2 气与区域大断裂、火山岩具有成因上的联系。这和全球 CO_2 气藏的分布特征是相一致的。

松辽盆地北部CO_2气藏中储集气体的成因判别对深部气藏的成藏模式研究有着及其重要的意义（王佰长等，2005）。利用火成岩岩石化学数据，可以对火山岩储集层气藏的形成演化特性，以及CO_2产出的地质背景进行判别分析; 用气体化学成分判据，如CO_2气藏中CO_2的百分含量、CO_2伴生的烃类气体含量、稀有气体的含量及同位素、$\delta^{13}C_{CO2}$以及伴生甲烷同系物的碳同位素系列等特征，可以对气藏二氧化碳的来源进行判别分析。本文从这两方面对松辽盆地北部徐家围子断陷带昌德东气藏CO_2成因的地球化学特征进行了分析。

1. 火山岩储集层的岩石化学特征

对松辽盆地北部徐家围子断陷侏罗系、白垩系不同深度火山岩样品进行了全岩分析，并计算了它们的里特曼组合指数（σ）、分异指数（DI）、固结指数（SI）等主要岩石化学参数（表1）。

在Irvine & Baragar （1971） 的火山岩AFM投影图上，徐家围子断陷的火山岩样品都落在钙碱系列区域中（图1）。里特曼指数（σ）用来表示火山岩及其组合的碱性程度。根据里特曼指数σ<4为钙碱性（邱家骧的分类组合指数σ<3.3为钙碱性岩，其中σ<1.8为钙性，σ为1.8～3.3为钙碱性），σ>4为碱性，σ>9为碱性岩的分类原则，徐家围子的火山岩都为钙碱性，其中侏罗系中火山岩以钙碱性为主，而白垩系中火山岩都为钙性（表1）。

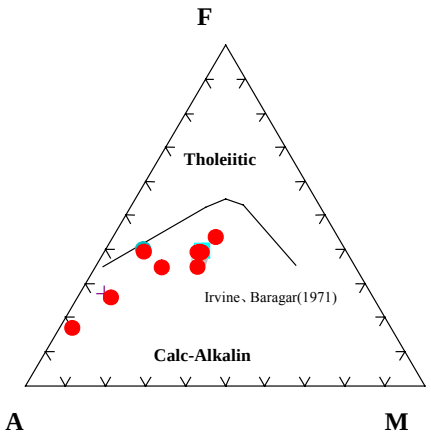


图 1 徐家围子断陷火山岩 AFM 图

表 1 松辽盆地北部深层火成岩主量元素质量分数及参数值表（wt%）

样品号	1	2	3	4	5	6	7
井号	芳深 9	芳深 9	芳深 9	芳深 9	芳深 10	肇深 6	尚深 3
采样位置/m	2968.8	3161.6	3634	3699.25	4153.67	3971.75	3719.5
层位	K	K1	K1y	J	J	J	J
岩石类型	英安岩	闪长岩	流纹岩	安山岩	流纹岩	流纹岩	安山岩
SiO_2	65.49	58.68	73.00	55.81	74.66	63.88	58.40
TiO_2	0.55	0.93	0.35	0.90	0.20	0.54	1.01
Al_2O_3	20.40	18.14	10.31	16.46	12.69	18.30	16.30
Fe_2O_3	0.72	2.11	0.72	1.47	0.80	0.59	2.86
FeO	1.35	4.12	3.48	4.71	0.46	4.20	2.97
MnO	0.04	0.09	0.05	0.21	0.03	0.10	0.13
MgO	1.02	3.81	0.25	3.86	0.32	1.15	4.14
CaO	0.11	3.77	0.91	4.60	1.43	0.44	3.55
Na_2O	1.32	3.12	3.79	3.11	4.47	2.06	4.02
K_2O	4.03	1.43	4.10	2.62	2.39	4.06	2.29
P_2O_5	0.03	0.05	0.05	0.32	0.04	0.19	0.40
H_2O^+	2.93	2.82	0	0.80	0.80	3.22	2.07
CO_2	1.02	0.61	0	3.63	0.85	0.62	1.06
烧失量			2.64	5.34	1.86	3.99	3.39
$\sigma^{1)}$	1.27	1.32	2.08	2.56	1.49	1.79	2.59
DI[2)]	79.21	56.46	75.47	55.79	90.38	85.67	63.63
SI[3)]	12.09	26.11	2.03	24.48	3.79	9.54	25.43

一般认为由上地幔产生未经变异的原始玄武岩浆的固结指数为40左右，当发生结晶分异时，残余岩浆向着贫MgO的方向演化，固结指数SI迅速降低。并且，从基性岩到酸性岩，固结指数SI由大变小，岩浆分异程度低则SI值就大。徐家围子断陷的中生代地层中分布的火山岩固结指数SI为2~26（表1），远小于原生岩浆的SI值（40±），说明其岩浆经过了分异作用或同化混染。

石英（q）、正长石（or）、钠长石（ab）、霞石（ne）、白榴石（lc）、六方钾霞石（kp）六种标准矿物（CIPW）的质量百分数之和就叫做分异指数（DI）。由原生岩浆演化形成的火山岩，DI越大，表明岩浆分异演化越彻底，酸性程度越高。徐家围子断陷火山岩DI值从55到90（表2），表明是中酸性岩浆作用的产物。

2. 昌德东气藏中二氧化碳成因

昌德东气藏天然气中的CO_2 含量最高（89%~90%），CO_2的碳同位素值$\delta^{13}C_{CO2}$为-4.06‰~-6.61‰，落在无机成因区；$^3He/^4He$值为3.9×10^{-6}和4.5×10^{-6}；碳同位素都呈倒序排列，具有无机成因气负碳同位素系列的特征（郭占谦，1994；霍秋立等，1998；谈迎，2003）。结合松辽盆地北部深部的地质构造特征（戴金星等，1991；王佰长等，2005），可以推断松辽盆地北部能形成高纯度工业气藏的CO_2主要是无机成因的。

芳深 9 井天然气的 $^3He/^4He$ 值为 3.9×10^{-6} 和 4.5×10^{-6}，介于幔源与壳源之间。这个值使得对其 CO_2 更具体的母源区的判别产生了争议。在此我们计算获得昌德东气藏的 $CO_2/^3He$ 比值为 1.9×10^9，希望通过这一比值对 CO_2 来源进行进一步探讨。

Marty 和 Jambon（1987）最先注意到，全球范围内洋中脊玄武岩中玄武岩玻璃和气泡中的气体成分具有基本一致的 $CO_2/^3He$ 比率（CO_2 与 ^3He 的摩尔数比），在 10^9 数量级上为常数（约 2×10^9）。MORB 气体的 $CO_2/^3He$ 比率（2~7）$\times10^9$（许多等，1999）。洋岛地幔岩石包体（Trull 等，1993）和大陆地区地幔岩石包体（Porcelli 等，1992）研究发现其 $CO^2/^3He$ 与 MORB 处于同一值域内。岛弧地区的火山气体资料表明，其 $CO_2/^3He$ 为（3～130）$\times10^9$，平均高达 20×10^9（Marty，1993）。新西兰地区是印澳－太平洋板块汇聚边界的一部分，Giggenbach（1993）对该区 140 多个火山射气和地下泉水中的气体成分和 He 同位素组成的分析，详细讨论了俯冲带地区不同构造环境下的地幔脱气，结果表明，在现代岛弧火山活动区，其 $CO_2/^3He$ 高达 40×10^9，但是随着远离岛弧火山活动区以及向弧后地壳拉张减薄构造活动区的逐步接近，气体样品的 $CO_2/^3He$ 比率逐步减小，在远离岛弧并完全由地壳拉张减薄作用所控制的构造活动区域，其火山气体的 $CO_2/^3He$ 比率一般小于 9×10^9。

从以上讨论可以看到昌德东气藏更可能是上地幔脱气造成的，而且应该生成于远离岛弧火山活动区的构造活动区域中。

3. 结论

火山岩储集层的岩石化学数据表明，徐家围子的火山岩以钙碱性为主，为幔源岩浆分异作用的产物。徐家围子断陷带昌德东气藏的形成和幔源岩浆有关，其 CO_2 是无机幔源成因。该气藏中 $CO_2/^3He$ 比值为 1.9×10^9，指示出气藏中 CO_2 是上地幔脱气成因，而且应该生成于远离岛弧火山活动区的构造活动区域中。

致谢：本文得到“九五”国家攻关重点项目（99-110-01-03）和国家自然科学基金项目（40472074）的资助。

主要参考文献：

Giggenbach W F. Isotopic composition of helium and CO2 and CH4 contents in gases produced along the New Zealand part of a convergent plate boundary. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993, 57: 3427~3455

Irvine T N & Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 1971, 8:523~548

Marty B & Jambon A. C/3He in volatile fluxes from the solid earth: implications for carbon geodynamics .Earth and Planetary Science Letters, 1987, 83:16~26

Marty B, Meynier V, Nicolini E, et al. Geochemistry of gas emanations: a case study of the Reunion Hot Spot, Indian Ocean. Applied Geochemistry, 1993, 8: 141~152

Porcelli D R, O'Nions R K, Galer S G, et al. Isotopic relationships of volatile and lithophile trace elements in continental ultramafic xenoliths. Contributions to Mineralogy and Perology, 1992, 110: 528-538

Trull T, Nadeau S, Polve M, et al. C-He systematics in hotspot xenoliths: implications for mantle carbon contents and carbon recycling. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 118: 43-64

戴金星, 宋岩, 戴春森, 等. 松辽盆地万金塔气藏天然气成因. 天然气工业, 1991, 11(1): 17~21

郭占谦, 王光彬. 松辽盆地非生物成因气的探讨. 中国科学（B 辑）, 1994, 24(3): 303~309

霍秋立, 杨步增, 付丽. 松辽盆地北部昌德东气藏天然气成因. 石油勘探与开发, 1998, 25(4): 17~25

谈迎. 松辽盆地北部深层 CO2 的来源和汇集及其地质资源预测. 合肥:中国科学技术大学, 博士学位论文, 2003: 35~41

王佰长, 谈迎, 刘德良. 松辽盆地北部深层二氧化碳的成藏疏导通道. 石油学报, 2005, 26(2): 42~46

许多，周瑶琪，朱岳年，等．中国东部幔源 CO2 气藏的 CO2/3He 比率及形成机制．石油与天然气地质，1999，20（4）：290-294

南海中沙海域附近表层沉积物中火山碎屑矿物特征：对南海北缘岩石圈伸展环境的响应

鄢全树[1,2]，石学法[1]

(1. 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室，青岛，266061;
2. 中国科学院海洋研究所，青岛，266071)

对南海北缘的综合研究有助于正确认识南海的形成演化。截止目前，对南海北缘研究主要限于地球物理学方面，岩石矿物学研究资料相当缺乏。火山物质作为研究地球深部的“探针”没有真正发挥作用。近来，我们在对靠近西沙海槽的中沙群岛附近海域的表层沉积物中的轻矿物（粒级 0.125mm~0.063mm）研究中发现，火山碎屑矿物为原地产物（Yan et al., 待刊）。本研究选取了三个有代表性的站位，对表层沉积物中火山碎屑矿物进行了详细电子探针分析，并与同期取得的玄武岩的岩石化学进行对比，进而探讨南海中沙群岛附近海域的构造环境。

火山碎屑矿物主要包括以下三种：无色火山玻璃、褐色火山玻璃以及火山渣。矿物特征如下：（1）无色火山玻璃，为无色、灰白色等，薄片状、尖棱角状。（2）褐色火山玻璃，褐色、浅褐色等。形态多样，薄片状、弧面状、绞丝状等等不规则形态，棱角清晰。在轻矿物样品中，有色（3）火山渣，黑色，硬度相对较大。在体视镜下与本区出现的含铁锰质黏土矿物集合体很容易区分开来。

电子探针的结果表明，褐色火山玻璃的主量元素含量（SiO_2: 56.63%~58.02%; Na_2O+K_2O: 5.58%~6.90%）与研究区内新生代碱性玄武岩中橙玄玻璃探针分析结果（SiO2: 55.45%~57.30%; Na_2O+K_2O: 5.98%~6.58%）相似，表明其源区与玄武岩（经研究表明，本区的玄武岩来自软流圈地幔）成分相当；本区无色玻璃的主量元素特征表明其源区（SiO_2: 73.79%~78.72%；Na_2O+K_2O: 4.73%~5.78%）与酸性喷出岩一致，总碱量方面明显低于 Toba 火山喷发物中的火山玻璃，由此可以表明 Toba 火山喷发物并未到达本研究区，而酸性喷出物可能为玄武质岩浆上升至浅部岩浆房过程中单矿物分离结晶的结果。火山渣的主量元素含量介于无色火山玻璃与有色火山玻璃之间。由上可知本区可能存在双峰式火山活动，而火山渣代表的是两个端员组分的未分异的过渡类型。

南海北缘为非火山被动大陆边缘，印度-欧亚大陆的碰撞使得本区处于一个伸展环境。在区域上表现为南海北缘的一系列盆地（莺歌海盆地、琼东南盆地、北部湾盆地、珠江口盆地等）以及西沙海槽的形成。研究表明西沙不是古缝合线，而是主要裂解阶段，西沙和邻近区域仍然还在活跃，表明一个正在进行或活化的伸展大地构造现象。本次研究结果-双峰式火山活动支持了以上的结论。本区的双峰式火山活动可能与地震层析图像所揭示的海南地幔柱有关。

主要参考文献：

Lebedev, S., and G. Nolet, 2003.Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography, J. Geophys. Res., 108(B1), 2048, doi:10.1029/2000JB000073.

Lee T. Y., Lawver L. A., 1995. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. Tectonophysics, 251:85-138.

Wei, B.Z., Chung, W.Y., 1995. Strike– slip faulting on the northern margin of the South China Sea: evidence from two earthquakes offshore of Hainan Island, China, in December 1969. Tectonophysics,241:55–66.

Wissmann, G., Kudrass, H., Hinz, K., 1996. Continuing rifting on the south China margin.Geowissenschaften, 16(7-8): 310– 312.

塔里木板块早－中二叠世玄武质岩浆作用的沉积响应

杨树锋[1]，陈汉林[1]，王清华[1,2]，罗俊成[2]，贾承造[3]，魏国齐[3]，
厉子龙[1]，何光玉[1]，胡安平[1]

（1.浙江大学理学院地球科学系，浙江杭州 310027；2.中国石油天然气股份有限公司塔里木油田分公司，新疆库尔勒 841000；3.中国石油勘探开发研究院，北京 100087）

塔里木板块内部发育了大量由早－中二叠世板内岩浆作用所形成的，以玄武岩类为主的基性岩浆岩包括玄武岩、辉绿岩、玄武安山岩等，残余分布面积约20万km^2，厚度几十米至几百米，规模与峨眉山玄武岩（25万km^2）处于同一量级。与此同时，二叠纪是塔里木板块演化过程中一个非常重要的转折时期，从早二叠世晚期开始塔里木板块结束了海相沉积，进入了陆相沉积阶段。早－中二叠世玄武质岩浆作用与塔里木板块沉积演化的变化在时间上存在互相关联性。从大陆动力学的研究发现，如此大规模的玄武质岩浆作用必然对板块的沉积演化起到一定的控制作用，并且蕴含着丰富的大陆动力学过程的信息。

石炭纪－二叠纪是塔里木板块内部沉积演化的重要时期，特别是早二叠世晚期开始塔里木板块结束了海相沉积，进入了陆相沉积阶段。石炭纪是塔里木板块重要的海侵期。这一海侵期可能开始与泥盆纪末期，早石炭世岩关期中期海侵达到最大，板块内形成一套碳酸盐台地沉积，沉积厚度一般在 30～50m 之间。早二叠世开始，塔里木板块沉积厚度最大的区域在塔西南地区，主要为一套开阔台地－潮坪、泻湖相沉积，沉积厚度 600～1400m，沉积中心分别位于叶城和曲 1 井－苏巴什以西地区，最大沉积厚度分别为 1400m 和 1200m。总体具有从南东向西北沉积厚度逐渐增大的特征。据野外地质调查发现, 柯坪苏巴什地区和塔西南地区下二叠统下部主要为一套厚层灰岩，而中部为一套海相砂泥岩夹生物灰岩、泥灰岩、玄武岩，上部主要为一套河湖相红色及杂色碎屑岩。上述特点反映了塔西南地区由下二叠统下部开阔台地相沉积向下二叠统上部海陆交互相沉积过渡，早二叠世末海水全部退出塔里木板块。中二叠世时期，塔里木板块的主体部位结束了海相沉积，主要为陆相河湖沉积。曲流河沉积范围广，以砂泥岩为主。砂岩为细砂岩、粉砂岩；具交错层理泥岩呈紫红色和灰色。沉积物的粒度由西向东逐渐变粗，东部主要为砾岩、砾状砂岩等。在塔里木板块西北部的开派兹雷克一带的中二叠世火山岩系内部发育有劣质煤层、碳质页岩和淡水双壳类化石，表明该期具有洪冲积物和淡水湖沼沉积物的特点。在晚二叠世，地貌格局仍旧保持了东高西低的特点，主要接受了一套粗碎屑冲积物和湖泊沉积。此时气候湿润，雨量丰富，板块内河流发育，分别注入各个孤立的湖沼之中。至晚二叠世中期，由于该期的水进而发展成为较大的淡水湖泊，湖泊中心可能位于和田地区，围绕湖泊中心相带依次为半深湖－浅湖－滨湖－曲流河－辫状河－冲积扇。

从上述的塔里木板块晚古生代沉积学特征分析，从早二叠世晚期开始，由于板块的抬升，海水自东向西退缩。中二叠统的沉积以湖泊、河流相等陆相为主。板块内部的绝大多数地区中二叠统以红、棕红、灰、灰绿色泥岩及粉砂岩等的碎屑岩为主，并夹有砾岩、砂岩、火山岩等，偶夹有煤层和石膏层，沉积厚度为几百至 1500m。砂岩成熟度低，为一种分选性差，磨圆度差，属于以山麓堆积相、河流堆积相、湖泊三角洲相、湖泥相为代表的类磨拉石建造。

塔里木板块大规模的早－中二叠世玄武质岩浆作用在整个塔里木板块的普遍发育，玄武岩的岩石地球化学研究表明它们形成于板类环境，指示了板块处于区域性伸展环境。早－中二叠世玄武质岩浆作用与晚石炭世－二叠纪时期沉积作用的变化在时期上有很好的匹配性，同时岩浆作用最强烈的巴楚地区与中二叠世抬升最高的地区相对应，该区在中二叠世的沉积相平面图上为剥蚀区。因此，作者认为塔里木板块晚石炭世－二叠纪时期沉积特征的变化与早－中二叠世玄武质岩浆作用存在着密切的联系。

作者通过沉积学特征和岩浆演化过程的分析，提出了塔里木板块早－中二叠世玄武质岩浆作用过程与沉积作用的响应。在晚石炭世晚期－早二叠世早期，塔里木板块及其邻区来自地球深部的地幔柱源的岩浆上升时导致塔里木板块的地壳抬升，海水逐渐向西退出，沉积从海相向陆相过渡。早二叠世晚期，由于岩石圈上隆的作用力超过了岩石圈的扰曲强度，造成岩石圈破裂，发生大规模的岩浆作用和相应的伸展背景下的类磨拉石沉积。晚二叠世早期，由于塔里木板块与中天山岛弧的强烈碰撞，导致了塔里木板块北部的前陆变形和前陆盆地的发育，同时也导致了塔里木板块内部的伸展作用的停止。

鄂尔多斯盆地东部紫金山一带岩浆-热力作用的活动期次及地球动力学意义

杨兴科[1]，晁会霞[1]，杨永恒[1]，季丽丹[1]，

苏春乾[1]，郑孟林[2]，赵 亮[1]

（1. 长安大学成矿作用及其动力学开放实验室，陕西 西安 710054;
2. 中国石化股份公司勘探开发研究院，北京 100083）

板内构造-岩浆活动及其相关地质作用是近年来研究重要进展之一。以往对板内构造-岩浆作用及其与盆地演化关系研究方面表现出重视不够或投入不足。经过资料查询等统计，对盆地岩浆-热力作用和热力构造研究更是相对薄弱 (杨兴科等，2005；马宗晋等，2003；刘池阳等，1999)。一般根据现今构造、地貌形态，结合地层时代和岩浆-热力影响深度等，对岩浆-热力构造进行详细地分类。刘池阳（1999）、杨兴科等（2003，2005）按岩浆-热力作用影响深度分为 (古)地热异常群集区、表浅层火山喷发-热液活动-浅成斑岩侵入型、热力背斜(热穹隆)型、中深层侵入型(含壳内热柱型)、地幔热柱型五种热力构造类型。

鄂尔多斯盆地岩浆-热力构造研究较薄弱，以往更多的注重于盆地周缘。该盆地东部晋西挠褶带为一由东向西倾伏的巨大单斜构造(杨俊杰，2002)，其上发育一系列开阔平缓的南北向、东西向次级褶皱及数条较大规模的近东西向正断层。许多构造现象属于半隐伏或半出露状态。目前随着对该盆地中生代构造背景、原始面貌、盆地多种方式的改造及其多种能源矿产同盆共存成矿成藏机理与富集分布规律研究，作者通过对盆地东部紫金山一带碱性杂岩体的野外调研、采样分析、SHRIMP 测年和岩浆源区研究等，探讨了盆地东部地区岩浆-热力作用的活动期次及其地球动力学意义，发现其属于一类中深成岩浆侵入型热力构造作用类型（杨兴科等，2006），已有研究逐步认识到该盆地东部及周缘存在着点式深源岩浆活动，可归属于中深层侵入型和地幔热柱型热力构造。

紫金山岩体出露于临县北西部紫金山、大肚山、教排山一带。长 7.5km，宽 4km，面积约 23km^2。呈岩筒、岩床状。地表围岩为中三叠世二马营组灰绿色长石砂岩夹红色泥岩，多被第四系覆盖。岩体外围沉积岩中的岩脉有：黑云母正长岩、假白榴石响岩、霓辉正长岩和正长斑岩，以紫金山为中心呈放射状分布。紫金山岩体是鄂尔多斯盆地东部晋西挠褶带上出露的一个碱性杂岩体，可看作盆地东部燕山期岩浆侵入热力作用的代表。盆地东部侵入岩体产出具有以下特点：岩浆侵入有明显的方向性、多期性和层位较固定，碱性深源岩浆常低可侵入到奥陶纪灰岩中或高可侵入到三叠纪石盒子组（杨起，1988）。该碱性杂岩体处于两组断裂复合处，故岩浆上侵部位较高，且在熔蚀作用下冲破盖层发生了火山喷发，出现多期活动。附近的赵家坪、姚家会等地受东西向构造带的影响相对减小，只在早期出现了中、深层侵入，后期由于火山喷发释放大量能量，使地应力骤减、岩浆活动出现面环型特点。平面上以紫金山以北 1767 高点为中心，由外向内大致分为五个环带：最外环为浅灰、灰白色二长岩；次外环以灰黑、灰绿色霓辉正长岩类为主；中间环由浅灰、灰黑色霞石正长岩类组成；内环为棕黄褐色粗面质火山角砾岩；中心部位为灰绿、红褐色响岩质火山角砾岩。其侵入中心不断向南迁移，各岩带呈“半环状”分布。

紫金山岩体是多阶段、多期次形成的不同岩性的碱性杂岩体。主要矿物为钾长石，石英、斜长石。从外向内，钾长石含量由少渐多，由正长石渐变为透长石，反映了随岩浆由

本文得到国家重点基础研究发展计划《973 项目》（编号 2003CB214600）资助.

侵入转为喷出，钾长石生成的温度逐渐增高；斜长石含量则由多到少，且只在早、中期出现；石英仅在二长岩中有少量出现；霞石自中期出现，逐渐增多；辉石均含霓石分子或属霓辉石，含量由少到多，又逐渐减少，所含霓石分子由少到多。黑云母含铁由少到多。

紫金山岩体具有富碱、较富铁、贫镁、钙，铝中等；属碱性-强碱性钾质系列；从氧化物含量和各项化学参数看其具有阶段性和连续性（黄锦江，1991）。

从其稀土元素配分图看，各阶段具有相似的地球化学特征：稀土元素总量高，多在 200×10^{-6} 以上；ΣLREE＞＞ΣHREE, ΣCe＞ΣYb, 表明轻重稀土元素发生了较强烈的分馏，具富集型稀土配分模式；Eu 不具有明显的异常；Ce 呈较大的负异常。

根据前人对盆地东部侵入岩体的研究(黄锦江，1987；山西省地质矿产局，1989；汤达祯等，1992；罗照华，1999)和我们对该岩体同位素测年数据的汇总分析，将该区岩浆-热力活动时代分为五组：125-145Ma（K_1），160-165 Ma（J_2）,190-195 Ma（J_1），287-293 Ma（P_1），343 Ma（C_1）。

在野外调研、采样测试分析基础上，我们挑选该碱性杂岩体 3 件单颗粒锆石样数百粒，在北京离子探针中心进行 SHRIMP 测年，其中 17 组锆石样年龄在 125-132Ma，相当于早白垩世。与华北地区早白垩世发生的较普遍的重要构造转换、岩石圈减薄和深部岩浆底侵及其热力作用事件具有一致性。另各有 9 组锆石测年数据集中在 287-293Ma 和 343Ma，揭示出本区亦存在华力西期或石炭纪和早二叠世两期深部岩浆热力作用。现有测试结果总体与区域和前人的研究结果有良好的对应关系，可彼此补充和相互印证。

近年来许多研究者认为，鄂尔多斯盆地中生代原始面貌与现今不同，当时盆地东部边界比现今范围要大得多，东部边界可越过吕梁山、太行山到郑州一带（赵重远等，1992；张泓等，1995；刘池阳，1996；王双明等，1996；翟光明等，2002）。说明中生代早期湖盆范围比现今盆地范围相对较大，按此认识分析，侵入于三叠纪地层中的各类侵入岩体应是在湖盆中间或随着该盆地演化出现的东缘逐渐抬升过程中处于盆地基底而发生的深部岩浆底侵作用并经过一定程度壳幔物质混合最终侵入于盆地基底及盆内沉积地层中。

华北大陆内部古生代和中生代三叠纪相对比较稳定，这种相对稳定的状态直到中生代中晚期燕山运动发生了显著的改变，侏罗纪-白垩纪期间的岩浆活动相对广泛而强烈，在盆地内部和周缘沿断裂发生多种类型的岩浆侵入。如太原西山煤田西部狐偃山侵入的碱性二长岩体，其同位素年龄（K-Ar 法）为 139-125Ma，而在煤田东南部清交区由钻探揭示的、可能是地下深处巨大隐伏岩体的一个花岗闪长斑岩分支岩株，侵入在中奥陶统灰岩中，同位素年龄为 105Ma（杨起等，1988）。盆地东部晚侏罗世-早白垩世这期深部岩浆活动代表了鄂尔多斯盆地与华北陆块中生代中晚期统一经受了一期重要而广泛的岩浆-热力构造事件。

鄂尔多斯盆地晚侏罗世-早白垩世岩浆-热力构造事件的区域背景是:华北陆块侏罗纪东邻的伊佐奈歧（Izanagi）板块向北西俯冲、挤压造成该陆块逆时针旋转（万天丰，2004），西南邻为特提斯洋板块的向北东俯冲。侏罗纪华北陆块发生了显著的逆时针转动，受特提斯洋板块北偏东向的俯冲挤压及伊佐奈歧（Izanagi）板块北偏西向的俯冲挤压作用之共同影响，鄂尔多斯盆地所在的陆块及其华北地块均发生了一次较强烈的岩浆-构造-热力变动事件。主要表现为近东西向挤压作用下冲断推覆、差异抬升并伴有岩浆-热力构造事件。在广义的鄂尔多斯盆地东部和太行山地区发生了广泛的燕山期岩浆侵入或火山喷发活动，如华北盆地北东区内的早侏罗世南大岭组火山岩（185-170Ma）喷发，中侏罗世髫髻山组和蓝旗组火山岩（170-155Ma）喷发，晚侏罗世张家口组流纹岩（185-170Ma）喷发及同期多阶段中酸性和碱性侵入岩活动（罗照华，1999）等，鄂尔多斯盆地内部则主要出现盖层范围内的点式深源侵入岩活动或基底构造层内的点线面结合的深源岩浆活动。这些均显示了当时的区域构造-岩浆活动-热力作用背景环境特殊，存在有其一定的区域深部热力作用背景条件。

这期岩浆-构造-热力作用事件引发并造成了该盆地东部吕梁断隆带、离石断裂带和晋西挠褶带的发育及盆地东翼大面积的抬升隆起。晚侏罗世盆地周缘多向挤压和收缩变形同时引

起盆地内部不同方向鼻状构造和短轴褶皱的发育，并在盆地盖层中造成中、上侏罗统褶皱、断裂等。在盆地东部及南部边缘地区伴随燕山中晚期侵入岩热力活动(95-166Ma)。盆地东部吕梁山抬升隆起，发育了近南北向或北北东向展布的离石断裂和晋西挠褶带，东翼区主要以抬升翘倾为特点，形成相对稳定微向西倾的大斜坡，中侏罗世及以前的盆地盖层遭受了一定的剥蚀改造。

根据 Sr、Nd 同位素组成及其变化范围分析，$\varepsilon_{Nd}(t)$、$I_{Sr}(t)$初始值变化范围分别为-2.27~-12.23，0.7046~0.7065，反映出其富集地幔特点。Sr/Nd 值更倾向于 EM Ⅰ型富集地幔，说明其起源于大陆下岩石圈。在 Th/Yb-Ta/Yb 相关图中投点均落在富集地幔演化趋势线附近，表明其与富集地幔储集库物质关系密切。根据其碱性-偏碱性系列岩浆岩体产出于大陆内部环境或湖盆中东部，是上地幔岩浆分异、上升、同化、混染少量地壳物质形成的，属于幔源型。可能受盆地内部北纬 38°近东西向走滑断裂和太行山断块内部深断裂控制。

其可能的地球动力学背景和构造演化应解释为：（1）早古生代该区与华北地区一同整体抬升，缺失晚奥陶世-早石炭世沉积。（2）中晚石炭世-二叠纪的华力西期，本次所选单颗粒锆石及 SHRIMP 测年发现有 343 Ma（相当于早石炭世）和 287~293Ma（相当于早二叠世）的岩浆锆石显著发育期，说明该区在这两个阶段曾发生过深部岩浆-热力作用事件。暗示当时盆地基底或盖层深部曾发生过深源岩浆活动及锆石矿物结晶等一系列岩浆-构造-热力作用事件，在后期的岩浆侵入和火山喷发中被捕获带止三叠纪地层中。（3）三叠纪末东邻吕梁山隆升速度增大，本区沉积间断，并发生有一次中深成侵入型热力作用（190~195Ma）。（4）晚侏罗世末开始，在北西-南东向挤压应力作用下，形成了北东东和北北东向逆断层，在北北东向与基底断裂的交汇部位，构造应力薄弱，岩浆上侵，发生了两次中浅成侵入-喷发型岩浆-热力作用（160~165 Ma，125~132Ma），形成了二长岩、霓辉正长岩和霞石正长岩体。该时期形成的岩体是现今地表或盆地周缘浅钻中所见的主要类型，也是众多测年数据中较为集中区段。后来，又出现了间歇性的火山喷发，形成了粗面质火山角砾岩和响岩质火山角砾岩。喜马拉雅期以来，本区一直处于整体抬升、剥蚀状态。

该盆地东部同位素测年数据统计岩浆-热力作用高峰期在 110-150Ma。紫金山碱性杂岩体单颗粒锆石 SHRIMP 测年为 125-132Ma。明确厘定出该盆地东部这期岩浆-热力作用事件的时代为早白垩世，属于一类较典型的点式中深成侵入型-喷出型岩浆-热力构造，与深部幔源岩浆底侵-分异和壳源岩浆混染作用有关。早白垩世这期岩浆-热力作用事件与华北地区同期较普遍的岩石圈减薄、幔源岩浆底侵、构造转换等岩浆-构造-热力事件及其地球动力学背景具有相关一致性，揭示出该盆地现今东缘山系的隆升与当时盆地内部或东部边缘的岩石圈减薄、幔源岩浆底侵、盆地中深部侵入型岩浆热力作用等应具有密切对应关系。深部岩浆侵入和热力作用事件的发生可使该区地下深处形成许多隐伏的中深成侵入岩或浅成-喷发相岩体及其伴随的热力构造。重要的是本次研究还发现该盆地东部有早期(石炭纪-二叠纪)岩浆-热力构造作用事件。有两期更早阶段（石炭纪和早二叠世）的岩浆热力作用较强烈活动时间区段。盆地东部多阶段岩浆-构造-热力作用的发现，对鄂尔多斯盆地油气煤铀多种能源成矿成藏研究与勘探评价及其地球动力学背景与构造演化具有重要意义。

主要参考文献：

黄锦江. 1991. 山西临县紫金碱性环状杂岩体岩石学特征与成因研究[J]. 现代地质, 5(1):24～39.

刘池洋，魏永佩，赵红格. 1999. 造山带研究中值得注意的几个问题[J].马宗晋等. 构造地质学-岩石圈动力学研究进展[A]. 北京: 地质出版社, 130～137.

刘池洋.2005.盆地构造动力学研究的弱点、难点及重点.地学前缘,12(3):113-124.

天山北缘中新生代盆地演化的磷灰石裂变径迹和镜质体反射率证据

张志诚，郭召杰，吴朝东，方世虎
（造山带与地壳演化教育部重点实验室，北京大学，
北京大学地球与空间科学学院，北京 100871）

新生代以来，印－藏碰撞的远程效应强烈改造了天山地区天山造山带再次活跃形成陆内造山带，并在其两侧形成再生前陆盆地。在天山北缘几个典型前陆冲断带地区，精细的构造分析，为研究天山陆内造山过程提供了可靠资料。然而对于中生代盆地演化及其热历史的分析尚缺乏系统的资料。中生代盆地演化的分析不仅对整个区域演化具有重要意义，而且对于准噶尔盆地南缘油气勘探也具有重要的指导意义。本文对天山北缘石场－玛纳斯河地区、安集海河以及四棵树河剖面中生界地层进行了系统的磷灰石裂变径迹定年分析，分析样品多数有相应的煤层（线）的 Ro 测定来约束其经历的最高温度。以确定盆地南缘侏罗系地层的热演化历史和对天山新生代演化的响应。

盆地南缘乌苏地区三个侏罗系样品（WS01-06，02-17，02-22）进行对应煤层取样的 Ro 分析，Ro 一般在 0.5%左右（表 1），根据邱楠生等（2002）及新疆油田资料取侏罗纪－白垩纪地温梯度为 35°C/Km、现今地温梯度为 22°C/Km，按此计算，样品之上侏罗系的厚度基本满足 Ro 演化程度所需的的 2～2.5km 地层。采用 Ketcham 等（1999）退火模型进行的 t－T 曲线模拟（图 1）表明，乌苏地区可能在晚侏罗世－早白垩世时期发生隆升和剥蚀事件，中新世以后特别是上新世以来发生快速隆升。

石场－玛纳斯河剖面 7 个砂岩样品磷灰石裂变径迹分析结果和相应的煤岩 Ro 值见表 1。三叠系上部的一个样品的裂变径迹组合年龄为 125.3±9.1Ma，t－T 曲线模拟表明该样品在晚侏罗世达到最大埋深，其后略有降温，中新世以来快速隆升。侏罗系 4 个样品，裂变径迹组合年龄为 81.3±4.7～87.8±5.9Ma，对应煤层（线）的 Ro 测试平均值为 0.57 左右，t－T 曲线模拟得到很好的模拟结果，显示晚侏罗世－早白垩世开始发生剥蚀隆升，渐新世为相对平静时期，中新世以来（主要是 10Ma 以来）发生快速隆升并剥露至地表。玛纳斯河谷剖面的西山窑组 2 个样品裂变径迹组合年龄为 22.5±3.2～11.8±1.8Ma，Ro 为 0.80，表明该区侏罗系磷灰石裂变径迹已经完全退火。t－T 曲线模拟结果表明该地层主要是自晚渐新世－早中新世（24Ma 左右）开始发生剥蚀隆升，中新世以来（主要是 5Ma 以来）发生快速隆升并剥露至地表。（t－T 模拟结果见附图 2）

综上分析，准噶尔盆地南缘晚三叠系到早侏罗系地层，经历了相似的热演化历史，从其沉积开始即快速升温，至晚侏罗纪到早白垩纪，达到最大温度，其后略有升温，至中新世发生快速降温过程。向盆地内部，中侏罗统地层具有不同的热演化历史，首先其埋深进一步加大，使得磷灰石达到了完全退火，埋藏升温持续的时间更长，直至晚白垩世到渐新世，其后经历了与盆地边缘相似的快速降温过程。

裂变径迹分析结果表明中生界地层的埋藏深度在乌苏地区的安集海河、四棵树河以及石场地区相对较浅，沉积持续的时间到晚侏罗世基本上已经结束，然后保持在基本不变的深度，直至中新世。玛纳斯地区沉积持续的时间相对较长，直至渐新世。说明盆地的沉积由南向北逐渐迁移，在玛纳斯河形成了沉积的中心。

所有样品中磷灰石裂变径迹模拟都记录了 20－10Ma 的快速冷却过程，与 Hendrix 等

（1994）在玛纳斯河剖面的分析结果是一致的，表明盆地南缘的剥蚀隆升主要发生在晚渐新世以来。在近 20Ma 的时间里，近 4－5km 的地壳表层物质被剥蚀。这一剥蚀过程应该与天山地区的快速隆升，以及向北的冲断推覆作用相对应。说明天山地区隆升作用开始时间应为 20Ma 左右，三排构造的形成不早于这一时间。

表 1　镜质体反射率（Ro）分析与对应的部分磷灰石裂变径迹分析数据

剖面	样品号	层位	岩性	Rmin (%)	Rmax (%)	标准差	测点数	Ro(%) 平均值	Tmax (°C)	对应 AFT 样品	AFT 年龄 T(Ma)±1σ
四棵树剖面	WS01-02	J1b	煤	0.43	0.52	0.03	37	0.46	70-75	WS01-06	87.2±6.5
	WS02-02	J2x	煤	0.42	0.52	0.03	23	0.46	70-75	WS02-17	78.4±7.6
	WS02-24	J2x	煤	0.5	0.61	0.03	44	0.55	85	WS02-22	103.1±7.6
石场—玛纳斯河	SC01-07	T2-3	煤	0.52	0.60	0.03	45	0.56	85-90	SC01-06	125.3±9.1
	SC03-02	J1b	煤	0.53	0.59	0.02	52	0.56	85-90	SC03-04	85.4±5.7
	SC03-08	J1b	煤	0.58	0.69	0.02	60	0.64	100	SC03-10	87.8±5.9
	SC04-06	J1b	煤	0.49	0.56	0.03	36	0.53	80-85	SC04-07	81.3±4.7
	SC06-02	J2x	煤	0.78	0.85	0.02	52	0.81	120-125	SC06-03	44.0±5.4
	MN09-05	J2x	煤	0.76	0.85	0.03	43	0.80	120-125	MN09-04	11.8±1.1
										MN10-03	22.5±3.2

注：Ro—温度转换计算参照 Burman and Sweeney (1989).

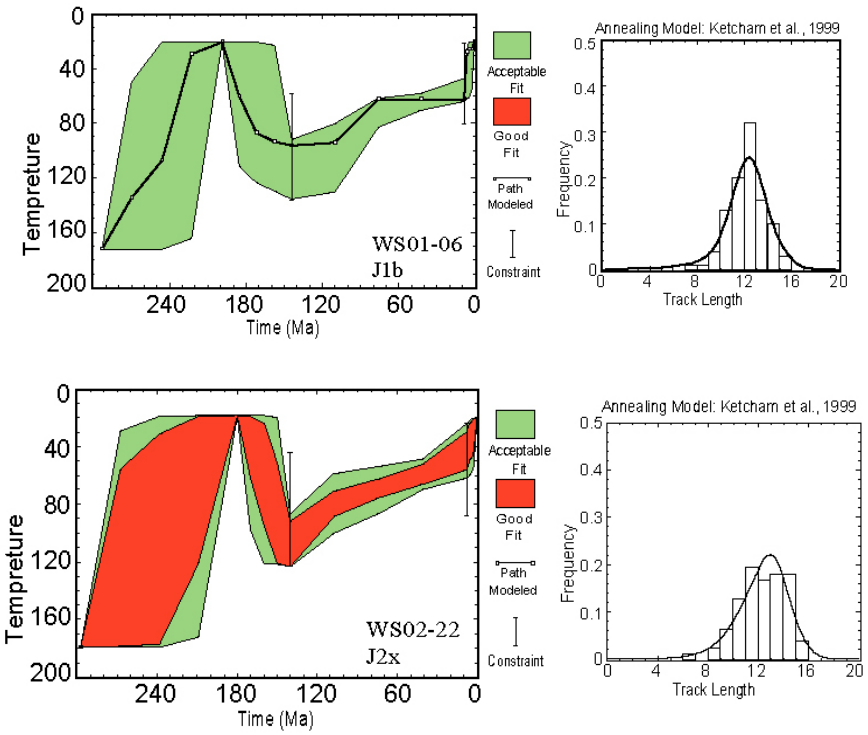


图 1　乌苏地区部分样品的模拟 t-T 曲线图（采用 Ketcham 等（1999）退火模型）

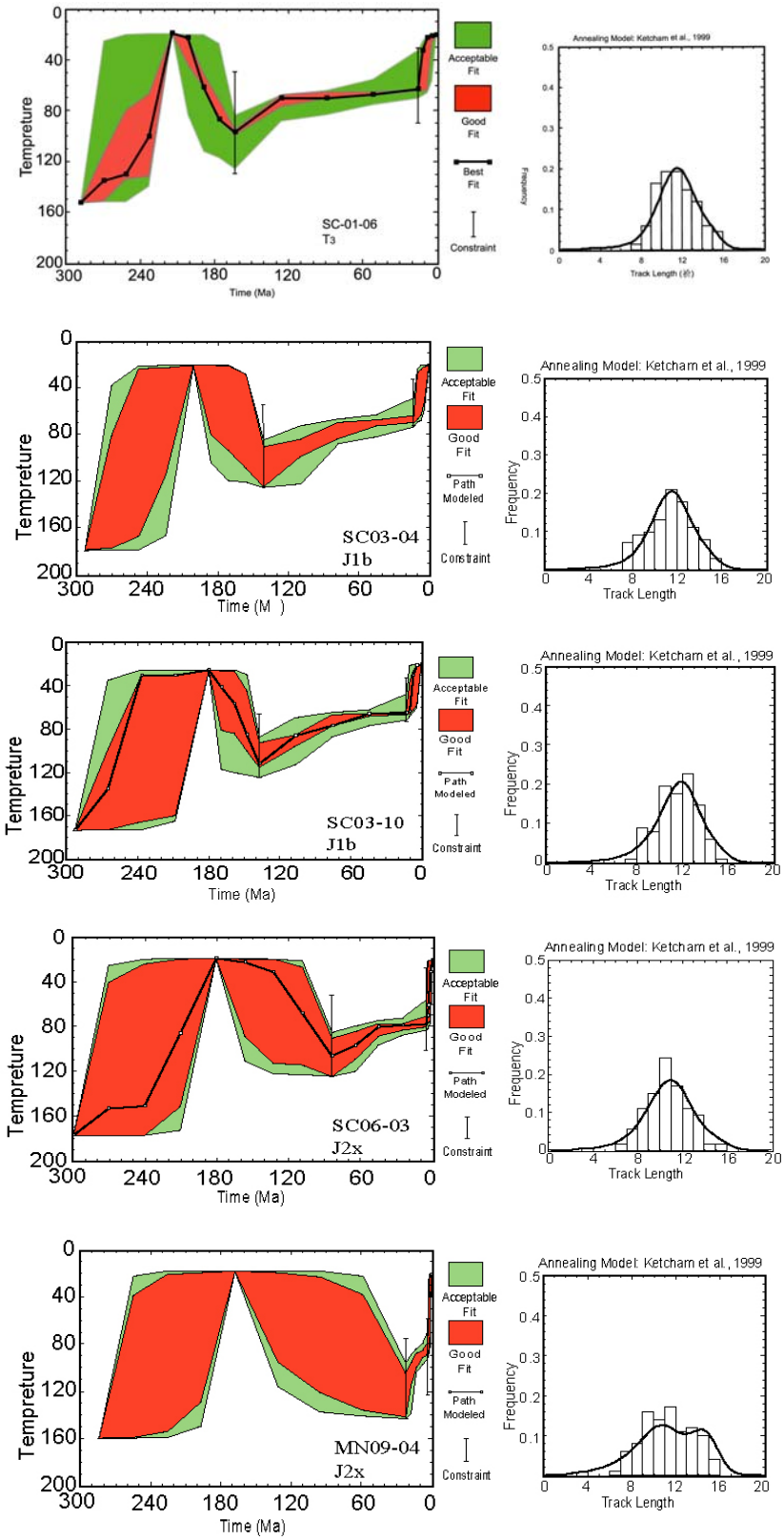


图 2　石场－玛纳斯剖面部分样品的模拟 t-T 曲线图（采用 Ketcham 等（1999）退火模型）

松辽盆地北部断陷区营城组火山岩锆石 SHRIMP 年代学、地球化学及其意义

章凤奇[1]，庞彦明[1,2]，杨树锋[1]，董传万[1]，陈汉林[1]，舒 萍[2]

（1. 浙江大学地球科学系,浙江杭州,310027;
2. 大庆油田勘探开发研究院,黑龙江大庆,163712）

近年来，随着油田勘探开发的不断深入，大量钻探资料揭示，松辽盆地北部徐家围子断陷区营城组广泛发育有一套以酸性喷发岩为主的中－酸性火山岩，而且其内部蕴藏着丰富的天然气资源。目前围绕火山岩气藏的勘探开发开展了较多的地质、地球物理方面的工作，但对这套火山岩本身的发育特征研究甚少，而且至今还没有一个统一、精确的年代学认识。本文以盆地北部徐家围子断陷营城组大量的火山岩岩芯为对象，开展火山岩锆石 SHRIMP 年代学、岩石地球化学等方面的系统研究，揭示火山岩的形成时代及其地球化学特征，并初步探讨盆地发育演化相应的地球动力学背景。

本次研究的火山岩样品主要来源于徐家围子断陷的生平和兴城地区。锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究揭示营城组火山岩主要形成于 113Ma 至 111Ma 之间，属早白垩世的 Aptian 期至 Albian 早期。岩石类型主要由有玄武粗安岩、安山岩、英安岩、流纹岩及流纹质火山碎屑岩等，主量元素分析表明其属于钙碱性岩类，准铝质的正常岩系或亚碱性系列。微量元素和稀土元素分析表明，流纹岩类均表现为富集 Rb、Th、Zr 等元素，亏损 Sr、Ba、P、Ti、Eu 等元素，安山岩类则亏损不明显，英安岩类介于两者之间。通过 Sr、Nd 同位素测试分析，表明这套中酸性火山岩具有低锶高钕的特征，ε_{Nd} 值为 1.6~2.2，指示火山岩来源于亏损型地幔。运用构造判别图解表明火山岩形成于板内拉张构造背景。因此，认为松辽盆地北部徐家围子断陷营城组火山岩很可能与板内软流圈物质上涌有关，是中国东部地区晚中生代大规模岩石圈减薄作用的直接产物。

东营凹陷中粘土矿物组合类型与裂陷盆地构造演化

赵 明[1]，陈小明[1]，季峻峰[1]，张 耘[2]

（1. 南京大学地球科学系， 南京 210093;
2. 江苏省工程物理勘探局，南京 210008）

渤海湾盆地是在中国东部环太平洋构造域岩石圈拉伸减薄的背景下形成的第三纪裂谷盆地。东营凹陷属于渤海湾盆地的三级负向构造单元。东营凹陷盆地经历了从早第三纪开始的裂陷期和晚第三纪的后裂陷期的构造演化阶段。活动大陆裂谷系统中古地热变化的研究显示了盆地中的古地热的分布与裂谷构造之间通常存在着一定的确定关系。而这种关系可以通过粘土矿物的组合特征及其演化来予以表征。研究表明，同裂陷期形成的粘土矿物组合类型及其随埋藏深度由浅到深的演化趋势在东营凹陷表现为：无序伊/蒙混层矿物＋高岭石（$R_0I/S+K_{\alpha}$）→有序伊/蒙混层矿物＋高岭石＋绿泥石（$R_1I/S+K_{\alpha}+Chl$）→有序度高的伊/蒙混层矿物＋绿泥石（$R_{>1}I/S+Chl$）→伊利石＋绿泥石（I+Chl），其成岩粘土矿物形成的温度范围为 50～＞200℃。与裂陷构造的关系主要呈现为裂陷早期出现成岩伊利石（I）和成岩绿泥石（Chl）矿物；裂陷中期出现有序的伊/蒙混层矿物（R_1I/S、$R_{>1}I/S$）；裂陷晚期出现无序的伊/蒙混层矿物（R_0I/S）。在后裂谷期形成的粘土矿物组合类型为蒙皂石＋高岭石（$S+K_{\alpha}$）。其矿物形成的温度范围为＜50～60℃。在埋藏深度上粘土矿物总的演化规律性是：＜400m 以蒙皂石和高岭石（$S＋K_{\alpha}$）出现为特征，在 975～＜2009m 以无序伊蒙混层矿物（R_0I/S）出现为标志，2009～＜3435m 出现有序伊蒙混层矿物（R_1I/S），3435～5000m 为有序度高的伊蒙混层矿物（$R_{>1}I/S$），＞5000m 以自生的伊利石和绿泥石（I+Chl）为特征。有些例外者则或与所处的盆地构造的部位有关，或是受到深部的异常高压作用所造成。根据成岩绿泥石地温计计算，得到东营凹陷同裂陷期的古地温梯度为 38.5℃/Km，高于现今的地温梯度（35.5℃/Km），这与早新生代期间岩石圈拉伸减薄，软流圈上隆，从而导致的岩浆频繁活动密切相关，是早新生代东营凹陷形成的构造－热事件和岩石圈地球动力学过程的反映。有资料显示后裂谷期的古地温梯度较接近于现今地温梯度，表明为一种热沉降阶段。东营凹陷盆地在第三纪时期的热演化完全吻合于裂陷盆地构造动力学演化的模式。

柴达木盆地油气勘探的新思路

——最大有效力矩准则在油田构造分析中的应用

郑亚东，关 平，莫午零，张文涛

（北京大学地球与空间科学学院， 北京 100871）

柴达木盆地的油气勘探工作始于 1954 年，从“生、储、盖”油气藏形成的三大基本要素分析和预测，该盆地蕴藏大量的油气资源量。然而，半个多世纪的实践所探明的油气储量与预测的资源量相距甚远。问题的症结很可能是理想的岩性储集层占该区地层剖面的比率很小，按常规的油气勘探思路收效甚微，寻找裂隙性储集区，可能是实现该区油气勘探突破的关键。半个多世纪油气勘探实践，主要是通过地震反射剖面，将柴达木盆地储油构造的基本特征概括为“两断夹一隆”， 其中的“两断”一般解释为高角度逆冲断层。问题是这些根据地震反射剖面解释的陡倾高角逆冲断层，与断裂理论和岩石力学实验结果不相容。油泉子构造野外考察查明,该构造南北两翼并不存在大规模的贯通性断层，而是陡倾斜的共轭膝褶带。

1. 膝褶带的几何学和运动学特征

膝褶带属连续性变形范畴，其几何特征是一对具有平直两翼构成的不对称膝状褶皱，平缓翼长、陡倾翼短，具有尖棱狭窄的转折端 [1,2]。与一般弯滑褶皱不同，弯滑褶皱的两翼层间滑动发育，常形成圆滑的转折端，而膝褶带的层间滑动则局限在膝褶带的陡翼内[3]，故而，单个膝褶带具有尖棱狭窄的转折端，而共轭膝褶带间的背斜或向斜具有平整的箱形转折端。膝褶带常出现在均质强各向异性的矿物和岩石中，如云母、板岩、千枚岩、片岩和层状岩石中，其规模与层状构造的发育程度有关，云母中的膝褶带常出现在显微镜下，板岩、千枚岩和片岩中膝褶带常见于岩石露头中，而沉积岩中的膝褶带一般需通过填图或地震反射剖面予以查明。膝褶带是在缩短的方向与岩石面理或层理近平行时形成的变形带(Price and Cosgrove ,1990)[4]，平缓的长翼一般代表面理或层理的变形前的产状，陡倾的短翼表明面理或层理在膝褶带内发生了旋转。当变形时的缩短方向与面理或层理平行，膝褶带趋于共轭出现，共轭膝褶带间的夹角一般 110°。如果缩短方向不完全与面理或层理一致, 缩短方向与面理或层理斜交 10°左右形成不对称共轭膝褶带。缩短方向与面理或层理交角 30°左右,膝褶带一般只发育单组(Johnson, 1977)[5]。膝褶带边界与短翼间的夹角（内夹角β）则随变形程度而变，取决于面理或层理的旋转程度。几何上要求膝褶带形成前后体积守恒。β 〉 90°时，面理或岩层长度缩短，厚度增大；β〈90°时，面理或岩层长度拉长，厚度减薄。然而，许多天然和实验形成的膝褶带，带内常出现矿脉充填的各种张裂空间，包括层间剥离脉、雁行张性脉、鞍状脉和三角形矿脉 (Ramsay and Huber,1983)[6]，表明带内岩层缺乏足够的可塑性，岩层长度和厚度不能满足变形所要求的变化。岩层长度保持不变时，带内的体积变化(扩容)与α和β之间的关系为：$\Delta=\sin\beta / \sin\alpha - 1$(Ramsay,1967 [7] Ramsay and Huber,1983[6]。因此，膝褶带形成早期, $\beta > \alpha$, 膝褶带扩容，带内面理或层理间的厚度（t_1）大于带外面理或层理间的厚度（t_0），膝褶带内岩层趋于增厚。β=90°时，厚度达到最大。如果岩层的厚度不变，带内体积便增大。变形后带内空间体积的增大所导致的真空或低压趋于将周边的高压流体（热液或油气流体）吸入，形成膝褶带中顺层剥离而充填的矿脉或岩脉(Anderson, 1964[2];Ramsay,1967 [7];Ramsay and Huber,1983[6]; Price and Cosgrove ,1990[4])。当内夹角β增至 90°以后($\beta < \alpha$)带内流体压力增大，带内的岩层长度趋于加长、厚度趋于减薄，形成与层

理近垂直的张裂隙。流体趋于流入这些低压空间和挤入膝褶带旁侧形成鞍状矿脉或油储。因此膝褶带有利于流体的运移和聚集。

2. 摩尔-库伦准则与最大有效力矩准则

构造地质学中广泛采用摩尔-库伦准则解释断裂的形成，即断裂面与主压应力轴 (σ_1) 间的夹角一般为 30°，共轭断裂面间的夹角一般为 60°。Anderson[8]根据库伦准则将断层分为三种基本类型：逆冲断层、正断层和走滑断层。逆冲断层倾角小于 45°，正断层大于 45°，走滑断层近于直立。然而，自然界和实验产生的共轭韧性变形带，面对缩短方向的夹角总是钝角。迄今，自然界和实验观察到的共轭膝褶带，其间面对缩短方向的夹角为 95-130° [9,10]。对此，Anderson(1964)[2]根据膝褶带的α一般小于β,而β大致膝褶带边界垂直,将带内沿层理的剪切与张开视为张剪性脆性断裂，以满足摩尔-库伦准则的要求：张剪性裂隙的取向与主压应力方向间的夹角小于 45°。这种解释的主要问题是将膝褶带所控制的次级断裂取向作为控制膝褶带本身取向的依据。Ramsay(1980)[11]假定为岩石塑性压缩下递进变形的产物，即随岩石的进一步韧性压缩，导致初始面对缩短方向的共轭断裂的锐角递进变成钝角。如果这一解释正确，共轭剪切带间的夹角初始为锐角，随岩石的缩短程度而增大，从 60° 向 180° 趋近。然而自然界和实验所观察到的~110°相当固定。Paterson 等[12]对千枚岩实验研究证明，大约缩短量 10%时开始出现共轭膝褶带，其夹角为 110°左右。该夹角在缩短量应变 50%前并不随缩短量而增大。显然，塑性压扁不能解释共轭膝褶带间相当稳定的钝角。

膝褶带形成过程中，带内面理或层理发生了偏转，这种偏转势必与作用在膝褶带边界的力矩有关,而最大力矩的方向是膝褶带形成的优选方向。郑亚东等(2004,2005) [9,10]根据最大力矩方向与最大缩短或最大主压应力方向间的关系,提出的岩石变形的最大有效力矩准则。最大有效力矩出现在最大主应力轴左右 54.7°方向。预测共轭变形带间面对主压应力轴一侧的理论夹角为 109.4°。该值的±20°囊括各种岩石中野外观测和实验的全部数据，表明共轭膝褶带面对缩短方向的夹角总是钝角(一般为~110°)，该夹角的大小与变形的岩石类型无关。

3. 油泉子构造的几何特征与形成机制

油泉子构造位于柴达木盆地英雄岭北缘的柴西北区。 背斜总体轴向 110°-290°。延伸约 30 km, 宽约 6 km。地面主要由 N_2^2 泥岩和钙质泥岩组成，核部出露最老地层为 N_2^1 泥岩。该区地表油苗、油砂分布广泛，目前正在开发的主力储集层为浅层 N_2^1 -N_2^2 泥岩、钙质泥岩。由于山地地形条件的限制，地震资料质量差，深部构造不明，有必要通过地表的构造研究，查明该构造的几何特征和形成机制，籍以推断深部构造和油气聚集的有利部位。

构造的中西部露头连续，可获得一完整的构造剖面。该剖面南起英雄岭北麓, 北至油泉子背斜北翼露头终止处剖面平距总长3.4 km。剖面中发育共轭膝褶带，两组非同等发育，北翼仅有一膝褶带，规模大，宽度大于800 m。南翼发育4条，规模较小，宽度20-200 m，自南向北分依次编号为No.1-4。带内岩层产状一般直立，局部倒转。膝褶带走向290°±10°，北翼膝褶带南南西倾, 倾角约50°，南翼膝褶带北北东倾，倾角70°左右。带内岩层产状和沿膝褶带边界发育的雁行状小型高角逆断层，指示两侧的逆冲剪切作用。膝褶带内岩层间顺层石膏脉发育，单层厚度一般为3-5mm,，最厚可达1.8 cm。顺层石膏脉外，还发育一组斜切层理的雁行状石膏脉, 脉厚4-9 cm,所指示带内顺层的剪切指向与膝褶带边界的剪切指向相反。两组脉的石膏一般呈纤维状，与脉壁高角度相交。局部晶洞形成长5 cm的燕尾双晶。表明所充填的空间为张裂隙。较强硬的钙质粉砂岩除层间剥离外，发育与层理近垂直的张裂隙，其中充填纤维状石膏。膝褶带内石膏脉的发育表明，膝褶带形成时的带内体积的增大和高水压力环境。因油泉子背斜的向北倒向，No.4膝褶带构成该背斜的高点。

4. 讨论-膝褶带的形成及其对油气聚集的控制作用

根据形成机制, Ramsay[13]将纤维脉称之为破裂-愈合脉。即纤维脉是因水压力的周期性波动下, 脉壁周期性打开和流体的流入和矿物沉淀愈合裂隙而形成。根据加拿大魁北克区含金高角逆冲剪切带与相关近水平纤维脉的研究，Sibson等(1988)提出断层阀（fault valve）模式[14]来解释逆断层带中的流体脉冲式流动行为。即断层的活动伴生的断裂和地震导致扩容, 扩容引起流体压力下降,周边的高压流体在泵吸作用下进入断裂带。进入断裂的流体因压力的骤然下降，矿物质溶解度降低而沉淀逐渐愈合断裂，而导致水压力的逐渐回升。当水压力升至一临界值便产生水压致裂和断层的重新活动。过程如此不断的反复，形成破裂-愈合脉与断层、地震的交替周期性活动。断层阀模式合理地说明断层活动、地震事件，流体压力和矿物沉淀之间的密切关系及其周期性的活动规律。膝褶带虽与断层带不同，但所引起的扩容和伴生的断裂，同样会导致流体压力的骤然下降和吸入带外的流体。由于膝褶带的边界保持岩层的连续性，未见大型贯穿性断层，因而，比断层带更有利于流体的运移与聚集。地面出露的膝褶带中见有残余的油迹，地下油四、油九和油十四井的岩层陡立带中存在油气显示，表明沿膝褶带确实存在油气运移和聚集的过程。

5. 结论与建议

油泉子构造主要形成机制为膝褶作用。膝褶带内发育各种扩容空间, 为裂隙和张性空隙的密集带，有利于油气的运移和储集。在缺乏足够理想的岩性储集层的情况下，寻找裂隙型油藏为一可供选择的勘探方向。No.4膝褶带不仅有利于形成一般与背斜高点有关的岩性油气藏，而且有利于膝褶带裂隙油气藏的形成, 具有双重有利的构造部位, 为油气勘探开发提供了最有佳地带。建议有关方面在油泉子构造地面高点一线布置深钻, 探明可能的岩性油气聚集带和控制北翼主膝褶带的总体产状。即使膝褶带内无工业油储，也可查明构造高点是否存在常规的岩性油藏。如果实践查明膝褶带确有油气聚集，可沿北翼膝褶带布一斜钻，以期获得膝褶带相关的裂隙型油藏。

主要参考文献：

Anderson E M. The Dynamics of Faulting, 2nd ed., Oliver and Boyd, Edingburgh, 1951, 206p.

Anderson T B. Kink-bands and related geological structures, Nature, 1964, 202:272-274.

Johnson A M. Styles of Folding: Mechanics and mechanisms of folding of natural elastic materials. Amsterdam, Elsevier, 1977, 406p.

Paterson M S and Weiss L E. Experimental deformation and folding in phyllite. Geol. Soc. Am. Bull., 1966, 77: 343-374.

Price N J and Cosgrove J W. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press, Cambridge, England, 1990, 502p.

Ramsay J G and Huber M I. The techniques of modern structural geology, v2: Folds and fractures. London, Academic Press, 1987, 392p.

Ramsay J G. Shear zone geometry: a review. J. Struct. Geol., 1980, 2: 83-99.

Ramsay J G. The geometry of conjugate fold systems. Geology Magazine, 1962, 99:516-528.

Ramsay J G.. Crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, 1980, 284:135-137.

Ramsay J G.. Folding and Fracturing of Rocks. New York, McGraw-Hill, 1967, 568p.

Sibson R H, Robert F and Poulsen K H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. Geology, 1988, 16: 551-555.

Zheng Y, Wang T, Ma M and Davis G A. Maximum effective moment criterion and the origin of low-angle normal faults. J. Struct. Geol., 2004, 26: 271-285.

刘瑞珣.显微构造地质学。北京大学出版社，1988，235 页。

郑亚东，王 涛，王新社. 新世纪构造地质学与力学的新理论——最大有效力矩准则. 自然科学进展，2005，15（2）：142～148.

从西藏札达盆地形成演化看喜马拉雅山西部隆升*

朱大岗[1]，孟宪刚[1]，邵兆刚[1]，杨朝斌[2]，韩建恩[1]，

余 佳[1]，孟庆伟[1]，吕荣平[1]

（1. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081;

2. 西藏自治区国土资源厅，拉萨 850000）

札达盆地地处西藏阿里地区、象泉河流域（北纬 31°40′，东经 79°45′一带），介于喜马拉雅山与其支脉阿伊拉日居山之间，为一晚新生代盆地。盆地呈 NW—SE 向展布，长约 260km，宽约 60km 左右，海拔为 4000～4500m，盆地的基底为侏罗纪灰岩、砂岩和浅变质岩，其上不整合堆积了厚达近千米的新近纪上新世—第四纪早更新世河湖相沉积地层。

1. 札达盆地层序地层

根据札达盆地河湖相沉积剖面地层的岩性、粒度、沉积构造、古生物等反映的沉积岩相以及不整合面等沉积特征，可将札达盆地的地层初步划分为两套三级层序地层，即下部的上新世层序（I）和上部的早更新世层序（II）[1]，两个三级层序以角度不整合分开。层序 I 代表上新世地层层序，可进一步区分出退积准层序组和进积准层序组。对应上新世湖泊沉积由低位体系域—湖泊扩张体系域—湖泊收缩体系域的演化，反映湖泊由源区水系冲积亚相—滨湖三角洲亚相—滨浅湖亚相—半深湖亚相—滨浅湖亚相的湖泊，由扩张到萎缩的一个完整的发展演化旋回[2-3]。层序 II 代表下更新统地层层序，反映一个盆地受构造和气候（冰期—间冰期）双重控制的夭折型冰湖形成演化的，由冰水冲积相到冰湖沉积相的不完整沉积旋回[4]。

2. 札达盆地形成演化过程

（1）第一阶段—盆地初始断陷阶段

发生于上新世早期（5.4～4.4Ma），为低位体系域形成阶段，此时湖盆水体范围小，地形高差大，物源区内风化产物被水动力很强的洪水搬运入湖，形成三角洲、泛滥平原沉积和近岸水下扇沉积。相应托林组（N_2^1t）沉积物粒度较粗，以砾岩和粗粒钙质长石岩屑杂砂岩为主[5]。垂直向上表现为三个退积式副层序组的叠置。总体上显示由下到上粗粒成分减少，厚度变薄。在这套地层（N_2^1t）上部砂岩层中产犀类（额鼻角犀亚科）第三趾骨化石[6]、鼠兔（Ochotona）臼齿化石①和禾本植物（Graminites sp.）、单子叶植物（Monocotyledon）化石，及其以凤尾蕨（Pteridium）、石韦（Pyrrosia）、瓦韦(Lepisorus)为主的蕨类和以藜科（chenopodiaveae）和菊科（Compositae）为主的草本孢粉组合，伴有大量麻黄②。本体系域沉积地层厚 130m，沉积时间 1Ma，平均沉积速率为 0.13mm/a。

（2）第二阶段—盆地加速断陷阶段

第一阶段末期，盆地基底断块一度停息断陷而抬升遭剥蚀，形成古格组（N_2^2g）与托林

基金项目：国家自然科学基金项目（批准号：40572134）和中国地质调查局项目“青藏高原第三纪重点古湖泊环境演变序列”（任务书编号：科[2005]005—02；工作项目编码：1212010511902）资助

①鼠兔臼齿化石，由中国科学院古脊椎与古人类研究所金昌柱研究员、孙承凯博士鉴定，2005。

②孢粉分析，由中国地质科学院水文地质研究所童国榜研究员鉴定，2004。

组（N_2^1t）之间的沉积间断平行不整合[7]。该阶段发生于 4.4～3.5Ma 期间，形成湖泊扩张体系域的早阶段沉积。随着控盆同生断裂活动的加强，盆地基底加快下陷，湖面上升，形成滨湖—浅湖相扇三角洲沉积，即上新统上部古格组一、二、三岩性段的含砾杂砂岩夹细砂岩沉积，垂向上表现为二个退积型副层序组的叠置。本阶段沉积物厚度 237m，沉积时间 0.9Ma，沉积速率为 0.26mm/a。

（3）第三阶段—盆地强烈断陷阶段

发育于 3.5～3.2Ma 期间，形成湖泊扩张体系域的晚阶段沉积。随着控盆同生断裂活动的持续加强，盆地基底快速下陷，湖水不断加深、湖面不断扩大，形成古格组上部深湖相粉砂岩粘土岩堆积，而扇三角洲相浅湖粗粒沉积于深湖盆两侧边缘窄带，造成一个退积型副层序组的产生，其顶面为最大湖泛面，系湖泊断陷最高峰的标志，其上即转为进积型层序沉积。本阶段沉积物厚 106.8m，堆积时间 0.3Ma，沉积速率为 0.36mm/a，沉积速率明显加大了。

（4）第四阶段—盆地断陷止息阶段

发生于 3.2～2.67Ma 期间，形成湖泊收缩体系域。本阶段盆缘同生断裂基本停止活动，盆地开始萎缩，盆地基底不再下陷，由于沉积物充填，湖面向缩小方向发展，沉积相也由半深湖相向浅湖—滨湖相过渡。沉积物由少量砂砾岩—粘土岩等厚互层的加积层很快过渡为下细上粗的泥质粉砂岩—砂砾岩逆粒序副层序，形成由三个进积型副层序组的叠置。在第一副层序组灰黄色粉砂岩、粘土岩中含 4 种肺螺类 Adelinella regu. Laris Yü, Velutinopsis Yü, Radix zandaensis sp. nov. Hippeutis sp.[①]。本阶段沉积层厚度 145.2m，沉积时间 0.53Ma，沉积速率为 0.29mm/a。

（5）第五阶段—盆地二次初始断陷阶段

发生于 2.67～1.80Ma 期间，是为盆地第二次断陷的初始断陷阶段。本阶段发育有冰缘区源区短水系冰水冲洪积沉积相的低位体系域。岩性以砾岩夹长石岩屑粗砂岩及少量粘土岩，即香孜组（Qp^1x）第一、二岩性段。反映短期冰期一间冰期旋回堆积，垂向上由三个退积型副层序组叠置而成。本阶段沉积物厚度 158.9m，沉积时间 0.87Ma，沉积速率为 0.18mm/a。

（6）第六阶段—盆地二次加速断陷阶段

发生于 1.81～1.36Ma 期间，盆缘同生断裂活动加强，断陷加剧，盆地水面扩大，形成冰湖扩张体系域，在冰缘区寒冷气候背景下，盆内接受冰期—间冰期的泥质粉砂岩与砾岩砂岩交替的冰湖沉积，垂向上构成往上细粒成分增多的二个退积型副层序组、冻融褶皱极发育，反映早更新世大冰期早期冰缘区山岳冰川发育期的冰湖相堆积。本阶段地层厚度 91.2m，堆积时间 0.45Ma，沉积速率 0.20mm/a。1.3Ma 之后高原整体抬升，象泉河向上游侵蚀切穿札达盆地，湖水被排干，从而结束了札达湖盆发育历史。

3. 从札达盆地形成演化看喜马拉雅山西部隆升

（1）第一阶段—慢速隆升阶段（5.4～4.4Ma）I

从盆地沉积记录看，本阶段沉积的上新统下部层位托林组（N_2^1t）厚 130m，为源区短河水系的冲积扇相的粗粒砂砾岩，岩性从下到上是：砾岩、含砾中粗粒钙质长石岩屑砂岩、中粗粒钙质长石岩屑少岩（N_2^1t）—砾岩、含砾中粗粒钙质长石岩屑砂岩、细粒长石岩屑砂岩（$N_2^{1-2}t$）—含砾中粗粒长石岩屑砂岩、中粗粒钙质长石岩屑砂岩夹粉砂岩（$N_2^{1-3}t$）。托林

[①]腹足类化石由中国地质科学院地质研究所李子舜研究员鉴定，2005。

组沉积物粒度较细，砾岩砾石较小，沉积厚度不大，在 1Ma 期间沉积地层 130m，沉积速度为 0.13mm/a。反映上新世初期喜马拉雅山西部上升速度比较缓慢。

（2）第二阶段—中速隆升阶段（4.4～3.5Ma）II

从盆地沉积记录看，本阶段沉积了上新统上部层位古格组第一、二、三岩段（$N_2^{2\text{-}1}g$、$N_2^{2\text{-}2}g$、$N_2^{2\text{-}3}g$），为滨浅湖亚相的砾岩（$N_2^{2\text{-}1}g$）一含粉砂质钙质粘土岩（$N_2^{2\text{-}2}g$）—含砾中粗粒长石岩屑砂岩夹含粉砂质钙质粘土岩，厚 237m。由二个退积型副层序组叠置构成湖泊扩张体系域的一部份。沉积物颗粒比第一阶段为细，说明喜马拉雅山加快上升，湖面扩大，断陷加深，粗粒沉积扩展于外带分布。本阶段沉积速率为 0.26mm/a，反映喜山西部抬升速度明显提高。从盆地环境记录看，本阶段地层中产有丰富的孢粉和介形类。

（3）第三阶段—快速隆升阶段（3.5～3.2Ma）III

从盆地沉积记录看，本阶段沉积了上新统古格组第四岩段下部粘土岩，厚 106.8m，为半深湖相含粉砂质钙质粘土岩，夹中细粒钙质长石岩屑砂岩。由一个退积型副层序组构成湖泊扩张体系域之顶部。沉积物比第二阶段更细，说明喜山此时快速上升，导致盆地基底强烈下陷，湖面显著扩大，实测剖面部位已处于深湖环境。本阶段沉积速率明显加大，为 0.36mm/a，系整个札达盆地沉积速率最高的阶段，反映喜马拉雅山西部处于强烈上升阶段。从环境记录看，本阶段沉积物产有丰富的孢粉和介形类，底部层位产有腹足类化石。

（4）第四阶段—停止隆升阶段（3.2～2.7Ma）IV

从盆地沉积记录看，本阶段沉积物包括上新统古格组第四岩段上部和第五岩段，厚 145.2m，下部为深湖相厚层粘土岩为主，上部（第五岩段）粉砂岩夹砾岩，由三个进积型副层序组叠置构成湖泊收缩体系域，副层序组、副层序及层组都是逆粒序的，反映由于喜山西部隆升导致的断陷盆地不断扩展而达到最大湖泛面后，构造活动明显减弱并基本停止，盆地基底不再下陷，湖盆开始发生萎缩性被动沉积，形成一套进积型沉积体系，沉积物类型相应由半深湖亚相向浅湖亚相和滨相亚相过渡。此时实际是高原夷平面塑造阶段，喜山遭剥蚀减低，湖泊被填平，其沉积速率虽然可达 0.29mm/a，但并非构造断陷引起，而是夷平面的相关沉积。本阶段末，喜马拉雅山已经作为“残山”屹立在夷平面之上，反映本阶段高原主要发生整体隆升。从环境记录看，本阶段湖相地层中产有丰富的腹足类和孢粉、介形类化石。

（5）第五阶段—快速隆升阶段（2.7MaB.P.）V

本阶段早更新世早期香孜组（Qp^1x），属冰缘区冰水冲洪积和冰湖相的巨厚砂砾岩层，主要岩性为下部砾岩夹含砾长石岩屑粗砂岩及少量粘土粉砂质细砂岩；中部为砾岩夹含长石岩屑粗砂岩；上部为砾岩与泥质粉砂岩、含砾钙质长石岩屑砂岩互层；顶部粘土质粉砂质细砂岩纹泥层。250.2m 沉积物中，砾岩，砂砾岩厚达 204m，占 81.6%。同时，砾石直径明显比上新统下部层为大，一般为 15～20cm，最大可达 60cm。且分选差，磨圆不好，多为棱角—次棱角状。垂向上各由二个退积型副层序组分别组成低位体系域和冰湖扩张体系域，反映札达地区在上新世末经上升、褶皱、夷平之后，于早更新世喜山又开始抬升，盆地再次发生断陷。沉积速率在冰川制约条件下一开始即达 0.18mm/a，1.8Ma 后继续增至 0.20mm/a，此与上新世早期沉积速率（0.13mm/a）相比明显要快。说明喜山西部已进入快速抬升阶段。

参考文献略