第 7 卷 第 2 期　　高 校 地 质 学 报　　Vol. 7 No. 2
2001 年 6 月　　Geological Journal of China Universities　　June 2001
文章编号:1006-7493(2001)02-146-12

海南岛元古宙变质基底性质和地壳增生的 Nd、Pb 同位素制约

许德如,范蔚茗,梁新权,唐红峰
(中国科学院 长沙大地构造研究所,湖南 长沙 410013)

摘　要:基于海南地块各类型岩石的 63 个样品 Nd 和 Pb 同位素分析数据,研究了海南地块元古宙地壳变质基底的时代、特征和演化。研究结果表明,海南岛元古宙变质基底成熟度低,基底变质岩系的母岩物质来源于长期亏损的地幔源区,主要形成时代为古元古宙晚期—新元古宙;不同时代花岗岩具有较高的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值和较低的 Nd 模式年龄,主要形成于幔源物质参与下的或含地幔成分较多的初生地壳再循环。地壳增生具幕式增生的特点,并在 2.0 Ga、1.7 Ga、1.2 Ga 出现高峰;Pb 同位素组成既不同于扬子地块又不同于华夏地块,介于两地块之间,和 Nd 同位素特征具有一致或耦合关系。结合海南岛地质特征,初步认为不能单纯地将海南岛基底理解为华南地块统一南延部分或是华夏古陆的部分,可能为不同的构造块体。

关　键　词:基底变质岩;地壳增生;Nd 和 Pb 同位素组成;海南岛
中图分类号:P597　　**文献标识码**:A

1 前　言

海南岛地处欧亚板块、印度—澳大利亚板块和菲律宾板块的交汇部位,由于其大地构造位置的独特性,因此有学者将其视为揭开我国东南大陆乃至冈瓦那大陆地壳构造性质及地壳发展演化的窗口[1]。近年来,随着琼西地区石碌群和抱板群前寒武纪地层时代的厘定[2]、海南岛长城纪花岗闪长岩的确定[3]和加里东期花岗岩厘定[4,5],为研究海南岛地壳演化并与华南地壳演化对比创造了条件。有些学者认为海南岛结晶基底是华夏古陆的一部分[2],或者认为海南岛陆壳隶属华南陆壳的组成部分[1];还有一些学者认为它来自于冈瓦纳大陆远距离漂移的碎片,于三叠世与华南多岛海的华夏弧发生碰撞[6],或是亲东冈瓦纳(澳大利亚)的裂解块体[7]。这些成果无疑为研究海南岛大地构造属性和演化起了推动作用。但是,海南岛前寒武纪变质基底到底是什么性质?它有什么样的地壳增生史?仍是地学界悬而未决的问题。

2 海南岛地质概况

海南岛是我国南海海域中最大的岛屿,为一陆缘区型壳体[8],以东西向九所-陵水断裂为界,岛南区、岛北区经历了不同的、十分复杂的多阶段大地构造和地壳演化史。

岛内出露地层主要有早古生代寒武—志留纪的南碧沟群、晚古生代石炭纪至二叠纪的南

收稿日期:2000-05-29;修订日期:2001-02-05

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

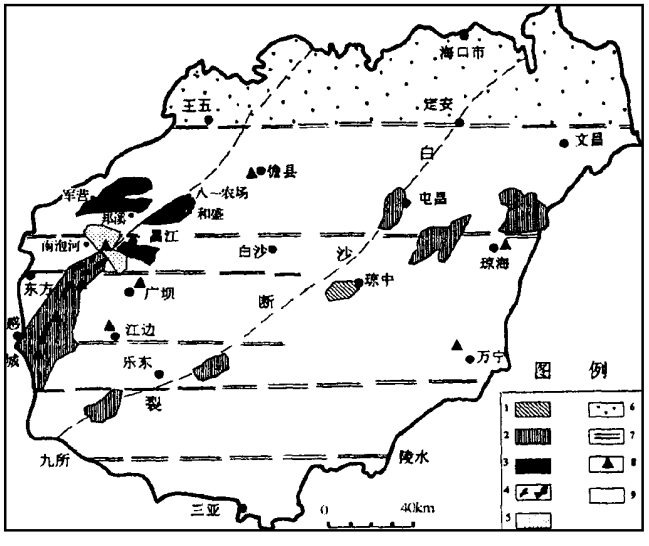
好组、青天峡组、乐东河组、鹅查组、鹅顶组和南龙组。过去曾一度被认为是寒武纪及泥盆纪—早石炭世的抱板群和石碌群,经近十年来的研究,已厘定为前寒武纪地层,分布遍及整个岛北区。分布于岛南三亚一带的地层主要是寒武—奥陶系的大茅群、大葵群、沙塘群、山坡群及干沟群;在以王五—文昌为界的以北地区,古生代地层缺失,仅可见中生代的岭文群、鹿母湾群、报万群和新生代第三纪的陆相沉积岩系。

海南岛岩浆岩分布广泛,具有多期次活动特征。以海西-印支期斑状花岗岩、燕山期花岗斑岩、花岗闪长岩等侵入岩为主,其次为燕山晚期喷发相中酸性火山岩、不同时代基性火山岩、基性—超基性火山岩以及前寒武纪花岗岩。

海南岛构造复杂,主要以东西向、北东向、南北向构造和环状构造为主。东西向构造系自岛北向岛南可划分为六条构造带,即王五-文昌构造带、昌江-琼海构造带、东方-琼中构造带、感城-五指山构造带、尖峰-吊罗构造带和九所-陵水构造带,其中贯穿全岛、对区域地层、构造和岩浆活动起重要控制作用的为九所-陵水构造带、王五-文昌构造带。北东构造系在空间上呈雁行有规律的分布,表现为北东短轴的隆起和拗陷以及它们的边缘断裂,自岛东至岛西由阳江拗陷、琼中隆起、白沙拗陷、儋县隆起、琼西拗陷,以及龙门-莺歌海断裂、戈枕断裂等组成。南北向构造系大致在岛内东经 110°10′～111°00,北纬 19°10′以北地区,呈现出一个宽缓的南北向隆起带,它控制了海南岛东部新生代基性、超基性岩浆多次喷发和溢出。海南岛环状构造系由环形构造、花边构造及辐射状构造组成,产生于中生代地壳演化时期。

3　数据来源及采样地点

同位素样品采自海南岛不同区域的不同岩性(图 1),其中古元古代晚期变基性-超基性火山岩分布于琼中屯昌地区,中新元古代变基性-超基性火山岩分布于琼西军营—和盛及昌江地区。古元古代晚期变基性火山岩、变质沉积岩样品均采自琼西昌江—感城古元古代晚期抱板群及其分布区,中元古代、新元古代、海西-印支期和燕山期花岗岩样品采自琼西昌江—感城抱板群分布区及儋县、广坝、江边、琼海和万宁等地。本文所综合的 63 个数据中 49 个是作者近年来所获得的,部分数据已在国内刊物上发表[9～11]。Sm-Nd 同位素测试均在国土资源部天津地质矿产研究所完成,测试方法见梁新权等[9,10]所述。Nd 同位素比值



1. 琼中新元古代变基性火山岩分布区; 2、古元古代晚期抱板群、古元古代晚期琼中变基性-超基性火山喷出岩及中元古代花岗岩分布区; 3、琼西中新元古代基性-超基性火山岩分布区; 4、古生代煌斑岩分布区; 5、新元古代花岗岩分布区; 6、新生代玄武岩分布区; 7、推测断裂; 8、采样点; 9、海西-印支期和燕山期花岗岩分布区

图 1　Nd 和 Pb 同位素样品采集分布图

Fig. 1　Location map of samples for Nd and Pb isotope analyses

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

测定采用$^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$进行标准化,实验室全流程空白本底为Nd = 6.5 ×10⁻¹⁰g,JMC的Nd测定结果是$^{143}Nd/^{144}Nd = 0.51134 \pm‰$,BCR-1的Nd测定结果为$^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512646 \pm‰$。Pb同位素测试在国土资源部宜昌地矿所完成。同时,为了与华南地块基底时代和地壳演化特征进行对比,也相应地收集了华南地块不同岩石的同位素研究结果,Sm-Nd同位素分析数据见表1。$\varepsilon_{Nd}(t)$计算方法见沈渭洲等[12],计算中采用的球粒陨石均一储库(CHUR)和亏损地幔(DM)的$^{143}Nd/^{144}Nd$和$^{147}Sm/^{144}Nd$比值分别为0.512638、0.513151和0.1967、0.2136。t_{DM}模式年龄除变质沉积岩采用单阶段模式计算外,其余计算均采用两阶段模式:

$$t_{DM} = \frac{1}{\lambda}\ln\left[1 + \frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_m - (^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM} - [(^{147}Sm/^{144}Nd)_m - (^{147}Sm/^{144}Nd)_c](e^{\lambda t} - 1)}{(^{147}Sm/^{144}Nd)_c - (^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}}\right]$$

式中:m代表样品值;$(^{147}Sm/^{144}Nd)_c$大陆壳平均值为0.1180;λ为$6.54 \times 10^{-12}a^{-1}$。

表1 海南岛部分地壳岩石Sm、Nd同位素组成

Table 1 Sm, Nd isotope compositions of crustal rocks in Hainan island

样品号	岩性	w(Sm) (×10⁻⁶)	w(Nd) (×10⁻⁶)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (2σ)	$\varepsilon_{Nd}(t)$	Sm/Nd	t_{DM}	计算时采用的年龄
T-30	斜长角闪片麻岩	1.629	4.358	0.2260	0.513099 ±2	+2.6	0.37	1 838	t = 1700.9 ±20Ma(据[9])(变基性火山岩)
T-11		3.929	16.594	0.1431	0.512175 ±5	+2.7	0.24	1 997	
TZK2101	片麻状花岗岩	5.464	24.520	0.1348	0.512247 ±1	+3.5	0.22	1 684	琼西昌江-感城 t = 1400Ma(据[3,9,29])
TZK2-68		5.837	27.079	0.1303	0.512206 ±2	+3.5	0.22	1 683	
TW16-2		5.897	27.531	0.1295	0.512196 ±1	+3.4	0.21	1 687	
TZK84-1		6.333	31.306	0.1223	0.512133 ±2	+3.5	0.20	1 682	
TZK7115		6.987	30.319	0.1393	0.512287 ±2	+3.5	0.23	1 686	
TZK40-3		6.512	30.980	0.1271	0.512175 ±2	+3.5	0.21	1 686	
TZK2-7		3.717	15.546	0.1445	0.512334 ±2	+3.4	0.24	1 687	
H90043A	混合花岗岩	1.438	5.257	0.1654	0.512320 ±6	-0.6	0.27	2 013	
H90043B	片麻状花岗岩	7.515	23.733	0.1914	0.512554 ±2	-0.7	0.32	2 021	
TZK7-95		5.880	24.687	0.1440	0.512328 ±3	+3.4	0.24	1 689	
H90041	花岗闪长岩	7.874	31.680	0.1503	0.511748 ±3	-13.6	0.25	2 438	琼西微花岗岩包体 t = 632Ma(据[①]Rb-Sr法)
H90044		7.119	36.310	0.1278	0.511378 ±4	-19.1	0.20	2 873	
H90034		4.854	20.604	0.1424	0.511636 ±4	-15.2	0.24	2 563	
H90008		4.505	22.259	0.1224	0.512148 ±5	-3.6	0.20	1 625	
H90027	似斑状混合花岗岩	7.759	35.613	0.1317	0.512468 ±1	-0.1	0.22	1 130	海西-印支期 t = 290 Ma(据[①]Rb-Sr法)
H90001		4.097	23.720	0.1044	0.512292 ±2	-3.3	0.17	1 327	
H90036	钾长石花岗斑岩	5.893	21.155	0.1684	0.512292 ±3	-6.3	0.28	1 438	燕山期 T = 134.40Ma (据[①]Rb-Sr法)
SG-33		15.301	82.809	0.1117	0.512523 ±2	-0.8	0.18	992	
TTC4-13	石英二云母片岩	6.209	34.414	0.1089	0.511536 ±1	-2.4	0.18	2 340	琼西抱板群变质沉积岩 t = 1700.9 ±20Ma(据[9])
TW-12		3.654	18.749	0.1178	0.511871 ±3	+2.2	0.19	2 029	
TTC4-9		5.255	28.797	0.1103	0.511815 ±5	+2.8	0.18	1 965	
TW-2		6.346	35.238	0.1089	0.511791 ±2	+2.3	0.18	1 973	
TW-7		22.303	131.254	0.1027	0.511722 ±2	+2.3	0.17	1 958	
TW-10		4.505	21.308	0.1278	0.511378 ±6	-9.6	0.12	3 127	

*中元古花岗岩样品除H90043A、H90043B来自本文外其余均引自文献[9]

①中国科学院长沙大地构造研究所. 海南岛(北部)金矿成矿规律与勘查. 1991.

4 Sm-Nd同位素特征

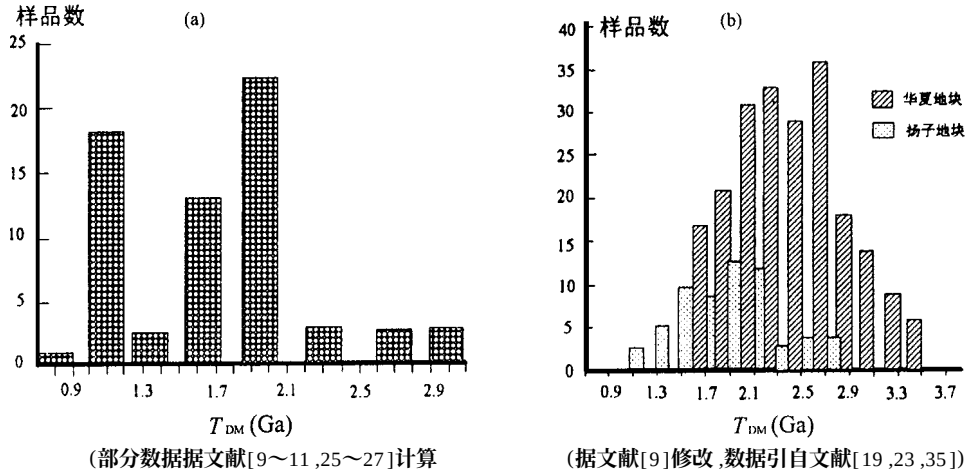
Sm和Nd由于化学性质相近以及在地质作用过程中能保持相对的稳定性,应用Sm-Nd

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

同位素能够示踪物源区特征[13～16],所以对研究"地壳形成年龄"和大陆壳的演化是一种更为有效的方法[17,18]。

4.1　Sm-Nd 同位素、Nd 模式年龄及其结果讨论

图 2a 是海南岛不同时代、不同岩性岩石的 Nd 模式年龄统计分布直方图。63 个岩(矿)石样品的 Nd 模式年龄主要分布在 2.0～1.0Ga 之间,多数集中在 1.0～1.2Ga、1.5～1.7Ga、1.9～2.0Ga 三个范围,并在 2.0Ga、1.7Ga、1.2Ga 形成明显的统计峰值。其中:1.9～2.0Ga 占统计数的 35 %;1.5～1.7Ga 占统计数的 21 %;1.0～1.2Ga 占统计数的 34 %。构成年龄峰值的样品有琼西抱板群变基性火山岩和变质沉积岩,琼西变花岗岩,琼西和琼中变基性火山岩、变基性 - 超基性火山岩及琼西煌斑岩。一些同位素年代学研究结果与 Nd 模式年龄统计结果相一致。另据资料[19](图 2b):华夏地块 Nd 模式年龄多集中于 1.6～3.5Ga,其中 1.9～2.7Ga 出现频率占 90 %以上;扬子地块 Nd 模式年龄则多集中于 1.0～2.8Ga,低于华夏地块年龄。华南地区地壳的形成主要集中在 1.2～1.4Ga、1.8Ga 和 2.5Ga,并在 1.8Ga 和 1.4Ga 出现高峰[20～21];而海南岛地块在 1.4Ga 和 2.5Ga 的两个地质时期的地壳岩石模式年龄反映不明显。从岩石类型看:尽管海南岛最古老的变质沉积岩(中元古代)单阶段模式年龄可达 3 127Ma,但主要为 2 000Ma 左右;而华南地区华夏地块区副变质岩在 2 100～2 200Ma 出现高峰,并可达 2 500Ma 以上[21],可见其形成时间也早于海南地块区。同样,海南岛前寒武纪变基性火山岩类 Nd 模式年龄和花岗岩类最高模式年龄段也均低于华南地块华夏地块区和中国东南部同类岩石 Nd 模式年龄段[22,23],说明海南地块基底形成时代应晚于华夏地块。



(部分数据据文献[9～11,25～27]计算　　(据文献[9]修改,数据引自文献[19,23,35])

图 2　海南地块(a)与华南地块(b)岩石的 Nd 模式年龄直方图

Fig. 2　Nd - T_{DM}(Ma) histogam of rocks for Hainan block (a) and for south China blocks(b)

4.2　海南岛变质基底和某些基性岩类的物源特征

海南地块元古宙基底变质岩包括抱板群和石碌群,这些岩石变质程度较高,以角闪岩相 — 高绿片岩相为主,局部可见榴辉岩相[24]。岩石类型复杂,结合物源来考虑,可分为幔源型变基性 - 超基性火山岩、变基性火山岩和壳 - 幔混源型变基性火山岩两类。

幔源型　来源于高亏损软流圈地幔。据目前的资料确证属幔源型的有两个:一个是位于琼西军营 - 和盛一带的变基性 - 超基性火山岩和琼中变基性火山岩,时代为中 - 新元古代;另

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

一个是琼中屯昌一带的浅海相变基性 - 超基性火山岩,时代为古元古代晚期。中 - 新元古代变基性、基性 - 超基性火山岩,变质程度高,达角闪岩相,变质后为阳起石片岩类,具大洋中脊玄武岩特征。据有关资料计算[25,26],其$\varepsilon_{Nd}(t)$为 4.7～8.1,和同时代扬子地块东南缘和南缘的赣东北蛇绿岩$\varepsilon_{Nd}(t)$值一致。屯昌一带变基性 - 超基性火山岩(t = 1 687Ma)[10],发育有豹皮状构造、球颗杏仁状构造和气孔等浅海相喷出岩构造,变质后岩石为斜长角闪片麻岩,属角闪岩相,$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 6.6～6.9,具洋岛玄武岩特征。

壳 - 幔混源型　主要为分布在琼西昌江 - 感城一带古元古宙晚期的变基性火山岩,构成抱板群主体,产于岛弧和活动大陆边缘环境。据梁新权[9]资料计算,$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 2.6～2.7,另在同一地点同一地层取的两个样品 T-11、T-30,获得一致的$\varepsilon_{Nd}(t)$值,表明其来源于亏损岩石圈地幔,原始岩浆是由深部地幔楔物质、上部地壳物质和古板块俯冲消减洋壳物质三者部分熔融的产物(另文发表)。这些特点与来源于高亏损地幔、具有双峰式组合、产于与现代红海相类似构造环境的华夏古陆古元古代变基性火山岩的特点明显不同[31];

此外,对抱板群 6 个变质沉积岩样品进行了 Sm-Nd 同位素分析,结果其$\varepsilon_{Nd}(t)$值较高,6 个样品中,4 个样品为 2.2～2.8,其余 2 个样品分别为 - 2.4 和 - 9.6。Nd 模式年龄以 2 000Ma 为主,与抱板群变基性火山岩接近,说明其原岩可能为幔源物质较多的初生地壳再循环的产物。原岩恢复也表明其为砂质泥质沉积岩夹火山物质。

结合中新元古代石碌群原岩性质(原岩为一套浅变质的浅海相火山 - 沉积碎屑岩系,产于岛弧及大陆活动边缘构造环境),说明海南岛基底变质岩原岩主要以大洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩、岛弧和活动大陆边缘火山岩、火山 - 沉积岩等幔源物质为主,$\varepsilon_{Nd}(t)$值高,成熟度低,来源于长期亏损的地幔源区。其原岩形成时代除抱板群变基性火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 1 700 ±20Ma[9]属古元古代晚期 - 中元古代早期外,其余的变质岩都是在中 - 新元古时期形成的。已有的可靠年龄数据还包括:琼中屯昌变基性 - 超基性火山岩 Sm-Nd 等时线年龄为 1 687Ma[10];石绿群铁矿石 Sm-Nd 等时线年龄为 840 ±20Ma[27]。此外,梁新权利用 Sm-Nd 法测得昌江 - 感城花岗岩等时线年龄为 1 379.7 ±17Ma[9],马大铨等对抱板群的研究也表明其形成时代为长城纪早期(1 600～1 800Ma)[28],俞受鋆等利用 U-Pb 法测得花岗岩中锆石结晶年龄为 1 440.87Ma[29],丁式江(1995)利用 Pb 蒸发法测得该花岗岩年龄为 1397 ±46Ma[3],谭忠福等利用 Sm-Nd 法测得中 - 新元古代琼中变基性火山岩 Sm-Nd 等时线年龄为 974 ±10Ma[26]。这些数据表明,海南岛地块与华夏地块变质基底成熟度高、变质原岩以陆源碎屑沉积岩为主和主要形成于早元古代等的特点明显不同[19],与扬子地块也有一定的区别[22]。

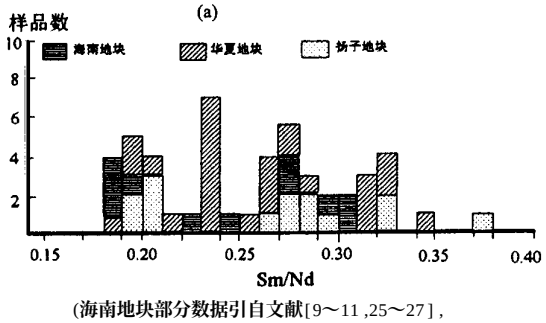
从基性岩类物源特征及古构造环境也可初步看出,海南岛地壳增生具有水平增生和垂直增生两种方式。琼西古元古代晚期变基性火山岩$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 2.6～2.7,具壳 - 幔混合源特点,产于岛弧和活动大陆边缘环境,这些都说明琼西在 1 700Ma 左右的地壳增生主要以水平增生为主[20];而同时代的琼中变基性 - 超基性火山岩来源于高亏损软流圈地幔,$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 6.60～12.70,产于拉张环境,说明 1 500～1 700Ma 时的琼中地壳增生主要以垂直增生为主[20];中 - 新元古代时产于琼西和琼中的变基性火山岩和变基性 - 超基性火山岩,来源于高亏损地幔,是岩石圈裂解的结果,说明在 1 100～1 300Ma 的陆壳增生仍以垂直增生为主。因此可以认为,海南岛地壳具有幕式增生的特点。尽管在岛北,新生代时发生过明显的幔源物质的加入,形成了极具特色的岛北玄武岩,但海南岛地壳与华南地块都主要形成于元古代时期这一点是一致的[19～23]。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

4.3　Sm/ Nd 比值分布特征及$^{147}Sm/^{144}Nd$和$^{143}Nd/^{144}Nd$图解

表 1 及图 3a 所示,海南岛地块正变质岩的 Sm/ Nd 比值变化明显,一般为 0. 22～0.30,少数样品为 0.18～0.20,平均值为 0.231,高于地壳岩石的平均值 0.195[30]。但随着岩石形成年龄的变轻,Sm/ Nd 逐步减小,甚至接近地壳岩石值;变质沉积岩 Sm/ Nd 比值则偏低,为 0.17～0.21,平均为 0.185。因些,无论正变质岩还是变质沉积岩,其 Sm/ Nd 值都比华南地区正变质岩(平均为 0.256)和副变质岩的(平均为 0.201)低[22]。一般认为地壳演化过程中(包括风化、沉积、变质、甚至重熔)岩石中的 Sm/ Nd 比值几乎不发生明显的改变,因而无论是沉积岩、花岗岩还是变质岩、火山岩,Sm/ Nd 值的变化与它们源区物质成分有关,说明海南地块基底与华南地块基底具有一定的差别。

在$^{147}Sm/^{144}Nd$和$^{143}Nd/^{144}Nd$图(图 3b)上,正变质岩都具较高的$^{143}Nd/^{144}Nd$和$^{147}Sm/^{144}Nd$值,基本上都位于图的右上方,接近于亏损地幔(DM)和球粒陨石地幔值,反映其源区物质主要来源于地幔,和华南地区的正变质岩基本一致;而变质沉积岩数据点主要投于图的左侧,具有较高的 Nd 模式年龄、较低的$^{143}Nd/^{144}Nd$值和较低的$^{147}Sm/^{144}Nd$值。与华南地区不同的是,变质沉积岩介于现代沉积物和苏格兰太古代和元古代地壳之间,$^{143}Nd/^{144}Nd$值和$^{147}Sm/^{144}Nd$值均略高于华南地区华夏地块,但明显低于扬子地块的值,反映其物源区成熟度和原岩的形成时间介于华夏地块和扬子地块之间。当然由于数据有限,此一结论有待进一步证实。



(海南地块部分数据引自文献[9～11,25～27],华南地块数据引自文献[19,22,31])　　(原图和中国东南地区数据引自文献[32],海南地块部分数据来自文献[9～11,25～27])

图 3　海南地块、华南地块正变质岩 Sm/ Nd 比值方图(a)和基底变质岩的$^{147}Sm/^{144}Nd$和$^{143}Nd/^{144}Nd$图(b)

Fig. 3　Sm/ Nd ratio histogram of orthometamorphics (a) and $^{147}Sm/^{144}Nd$ versus $^{143}Nd/^{144}Nd$ diagram of basemental metamorphic rocks (b) for Hainan block and south China blocks

4.4　海南岛地块花岗岩类的物源特征

花岗岩类的 Sm-Nd 同位素组成是研究其源区物质性质的一个重要的示踪剂,对了解花岗岩源区的成份具有十分重要的意义。根据 Sm-Nd 同位素组成,岛内花岗岩可初步分为 H 型、I-S 型花岗岩。

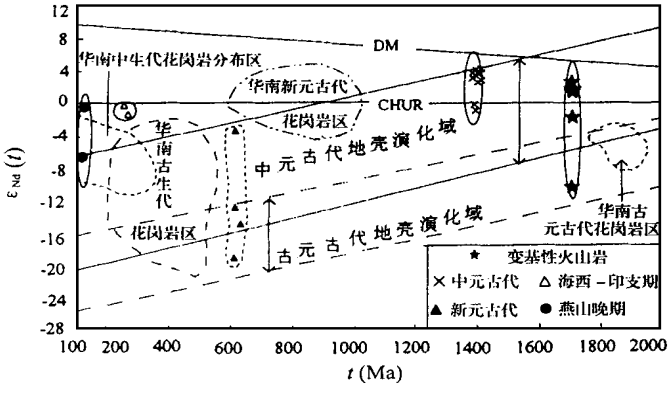
H 型　H 型主要为琼西中元古代碰撞期后隆起期花岗岩。据梁新权所取同一地点样品所得 Sm-Nd 全岩等时线年龄[9]计算,大部分 H 型花岗岩的ε_{Nd}(1379.7Ma)值为 3.4～3.5,高于抱板群地层的,仅个别样品(H90043A,H90043B)为 - 0.6 左右。t_{DM}集中在 1 700Ma 左右,平均为 1 686Ma,它与抱板群变基性火山岩 Sm-Nd 等时线年龄很接近,少量样品模式年龄

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

(H90043A ,H90043B)与抱板群变质沉积岩 Nd 模式年龄和变基性火山岩模式年龄相近,反映了它和抱板群具有一定的物源联系,与由岩石学、主微量元素研究所反映的 H 型花岗岩是抱板群岩石原地重熔、但有亏损幔源物质参与的结果一致(另文发表);与中国东南部古元古代花岗岩相比[32],具较高$\varepsilon_{Nd}(t)$值和低 Nd 模式年龄值。

I-S 型 主要为燕山期花岗岩和海西 - 印支期花岗岩。燕山期花岗岩见于屯昌、三狮岭、邦溪、黑岭、大坡和什运等地岩体,ε_{Nd}(134Ma) = - 0.8～ - 6.3,说明有幔源物质的加入。Nd 模式年龄为 992～1 438Ma,与同时代的中国东南部花岗岩相比具偏低的 Nd 模式年龄和略高的$\varepsilon_{Nd}(t)$值,是太平洋板块向亚洲板块俯冲,岩石圈变薄、地幔隆升、地幔来源的玄武质岩浆加热并使下地壳部分熔融形成花岗质岩浆的结果[32]。海西 - 印支花岗岩主要有儋县岩体和琼中岩体,前人一直认为它是 S 型花岗岩。本次研究表明:ε_{Nd}(290Ma) = - 3.3～ - 0.1,说明有地幔组分的加入;Nd 模式年龄(t_{DM})为 1 130～1 327Ma,与同时代的中国东南部花岗岩相比[32],具明显低的 Nd 模式年龄值和略高$\varepsilon_{Nd}(t)$值。

上述结果表明海南岛不同时代花岗岩 t_{DM}值总体偏低、地幔组分偏多,在$\varepsilon_{Nd}(t)$ - t 图上(图 4),华南地块和海南地块同时代花岗岩均落在不同的区域,反映两者物源特征不同。海南岛中元古代花岗岩和抱板群变质沉积岩均落在华南中元古宙地壳演化域内,并具有相同的演化趋势,而华南古元古代花岗岩全落在古元古代地壳演化域内。这进一步证实海南岛地块的成熟度低于华南地块。



(原图和中国东南地区数据引自文献[32],海南地块部分数据引自[9])

图 4 海南岛、中国东南部花岗岩的$\varepsilon_{Nd}(t)$ - t 图

Fig. 4 $\varepsilon_{Nd}(t)$ - t diagram for granites in Hainan island and southeast China

5 Pb 同位素特征

不少研究表明,地壳中岩石的铅同位素组成具有“块体效应”,即不同地壳基底的岩石有不同的铅同位素组成,据此可以对大陆岩石圈的构造块体进行划分[33,34]。表 2 是海南地块 18 个不同时代、不同岩性岩石样的长石铅同位素测定值(表 2),并收集了朱炳泉等部分成果[35]。

从表 2 可见本区岩石 Pb 同位素组成较为集中,结合陈江峰等(1999)、朱炳泉(1999)、张理刚等(1995、1993)对中国大陆不同块体 Pb 同位素$^{206}Pb/^{204}Pb$的研究结果[19,34,36,37]。作者认为,与华夏地块相比,本区 Pb 同位素组成普遍偏低,但略高于扬子地块。其中,时代为古元古代晚期的变基性火山岩长石铅同位素组成值最低($^{207}Pb/^{204}Pb$一般为15.405～15.642、$^{206}Pb/^{204}Pb$为 16.615～18.00、$^{208}Pb/^{204}Pb$为 36.168～36.854),花岗岩类长石铅同位素组成值相对较高;与同时代的新生代玄武岩相比,海南岛岛北玄武岩$^{206}Pb/^{204}Pb$值普遍低于 18.55,大多介于 18.41～18.53 之间。而华夏地块的普遍高于18.55;扬子地块的则主要介于 17.25～18.05,三者明显不同(图 5a);作为海南岛花岗岩类,无论是元古代还是古生代和中生

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 2　海南岛地壳岩石铅同位素组成

Table 2　Pb isotopic compositions of crustal rocks for Hainan block

序号	岩　性	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	时代	资料来源
TJ-2	变基性火山岩长石铅	16.966	15.525	36.854	古元古代晚期	本文
TJ-3		17.948	15.633	38.108		
TJ-4		16.615	15.405	36.168		
H90043A	变花岗岩长石铅	18.442	15.598	38.373	中元古代	本文
H90043B		18.555	15.705	38.627		
TIV3-W		18.224	15.657	37.752		
TIV4-W		18.272	15.613	38.125		
TZK7-95		18.441	15.664	38.096		
TN-3	煌斑岩长石铅	18.452	15.626	38.564	早古生代	本文
TZK7-66		18.302	15.631	38.403		
86-45		18.347	15.601	38.463		
87026	似斑状混合花岗岩长石铅	18.405	15.570	38.190	海西 - 印支期(古生代 - 中生代)	本文
H90001		18.385	15.623	38.534		
H90002		18.467	15.599	38.373		
H90022		18.448	15.641	38.524		
T19-1	钾长花岗斑岩长石铅	18.507	15.767	38.938	燕山晚期(中生代)	本文
SG33		18.506	15.692	38.765		
T26-1		18.539	15.608	38.379		
岛北(11 个样)	玄武岩	变化范围	18.141～18.529	15.179～15.638	38.099～38.776	新生代	据文献[35]
		平均值	18.432	15.487	38.499		

代的,其长石铅$^{206}Pb/^{204}Pb$值主要为 18.30～18.55,并基本上都小于 18.51,介于华南地区华夏地块和扬子地块之间(华夏地块$^{206}Pb/^{204}Pb$值主要集中在 18.45～19.05,扬子地块的主要集中在17.95～18.55) (图 5b)。Pb 同位素特征说明海南地块介于华南地区华夏地块和扬子地块两者之间,它们可能分属不同的构造块体。

6　初步结论

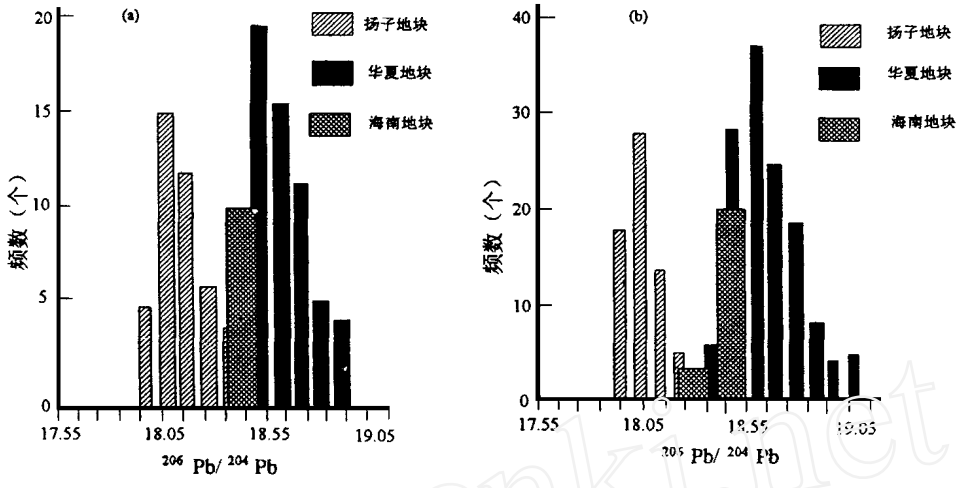
(1) 海南岛基底变质岩变质程度深(以角闪岩相—高绿片岩相为主)、原岩成分以大洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩、岛弧和活动大陆边缘火山岩(火山碎屑 - 沉积岩)等正变质岩为主,$\varepsilon_{Nd}(t)$值均较高,来源于长期亏损的地幔源区,形成时代主要为古元古代晚期 - 新元古代,这些特点与华南地区华夏地块明显不同。

(2) 海南岛地壳主要是在 1.9～2.1 Ga、1.6～1.70 Ga、1.0～1.3 Ga 三个时期增生形成的。其中在 2.0 Ga、1.7 Ga、1.2 Ga 出现高峰,具幕式增生的特点,与华南地壳的主要形成时期和地壳增生时期不同。但 Sm、Nd 同位素研究初步显示,海南岛地块在古元古代晚期具有地幔不均一性及地壳增生方式上的差异。

(3) 与同时代的中国东南部花岗岩相比,海南岛地块花岗岩具有较高的$\varepsilon_{Nd}(t)$值和较低的 Nd 模式年龄,其主要来源于幔源物质参与下的或地幔成分较多的初生地壳再循环,说明海南岛地块地壳成熟度低。

(4) Pb 同位素组成显示海南岛地块介于扬子地块与华夏地块之间,并和 Nd 同位素组成所显示的特征一致或相互耦合,进一步表明了海南岛构造块体有其独特性。

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net



(扬子地块及华夏地块数据引自文献[18, 32, 33, 36], 海南地块部分数据引自文献[35])

a. 新生代玄武岩(Cenozoic basalts); b. 元古代-中生代花岗岩长石铅(feldspar lead in Proterozoic-Mesozoic granites)

图5 海南岛和华南地区不同块体$^{206}Pb/^{204}Pb$分布柱状统计图

Fig. 5 $^{206}Pb/^{204}Pb$ histogram of Hainan island and South China blocks

(5) 以上表明,不能单纯地将海南岛地块解释为华南统一地块的南延部分或属华夏古陆的一部分,可能应分属不同的构造块体。

第一作者简介: 许德如,男,1966年生,助理研究员。主要从事大地构造及岩石地球化学研究。

参考文献(References):

[1] 张业明,张仁杰,姚华舟,等. 海南岛前寒武纪地壳构造演化. 地球科学, 1997, 22(4): 395-400. [Zhang Yeming, Zhang Renjie, Yao Huazhou, et al. Proterozoic tectonic evolution of Hainan Island. Earth Science, **1997**, 22(4): 395-400.]

[2] 侯威,陈惠芳,梁新权,等. 海南岛前寒武纪地层的确定及其大地构造演化. 长春地质学院学报, 1992, (2): 133-143. [Hou Wei, Chen Huifang, Liang Xinquan, et al. Identification of Precambrian strata and geotectonic evolution in Hainan Island. Journal of Changchun College of Geology, **1992**, (2): 133-143.]

[3] 丁式江. 琼西戈枕侵入体的地质特征及其发现意义. 大地构造与成矿学, 1995, 19(4): 336-343. [Ding Shijiang. The geological characteristics and discovery implications of the Gezhen intrusive body in western Hainan. Geotectonica et Metallogenia, **1995**, 19(4): 336-343.]

[4] 付建明,赵子杰. 海南岛加里东花岗岩的特征及构造环境分析. 矿物岩石, 1997, 17(1): 29-34. [Fu Jianming, Zhao Zijie. The characteristics and tectonic settings of Caledonian granite in Hainan Island. J. Miner. Petrol., 17(1): 29-34.]

[5] 张业明,徐安武,付建明,等. 海南岛几个重大基础地质问题的探讨. 地质论评, 1997, 44(6): 568-575. [Zhang Yeming, Xu Anwu, Fu Jianming, et al. Discussion of several important basic geological problems in Hainan Island. Geological Review, **1997**, 44(6): 568-575.]

[6] 陈海泓,肖文交. 多岛海型造山作用——以华南印支期造山带为例. 地学前缘, 1998, 5(增刊): 95-101. [Chen Hai-

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

hong, Xiao Wenjiao. A kind of orogenesis model: polyisland ocean type —Taking the south China Indosinian orogenic belt as an example. Earth Science Frontiers, **1998**, 5(supplement): 95-101.]

[7] 殷鸿福,吴顺宝,杜远生,彭元桥. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分. 地球科学, 1999, 24(1): 1-11. [Yin Hongfu, Wu Shunbao, Du Yuansheng, et al. South China defined as part of the Tethyan archipelagic ocean system. Earth Science, **1999**, 24(1): 1-11.]

[8] 陈国达. 地洼学说 ——活化构造及成矿理论体系概论. 长沙:中南工业大学出版社, 1996, 340-418. [Chen Guoda. Diwa theory —The outlines on activated tectonics and metallogenic theoretical system. Changsha: Central-South University of Technology Press, **1996**, 340-418.]

[9] 梁新权. 海南岛前寒武纪花岗岩 - 绿岩系 Sm-Nd 同位素年龄及其地质意义. 岩石学报, 1995, 11(1): 72-76. [Liang Xinquan. Sm-Nd ages of the Precambrian granitic-greenstone series in Hainan Island and their geological significance. Acta Petrologica Sinica, **1995**, 11(1): 72-76.]

[10] 梁新权、范蔚茗、许德如. 海南岛屯昌玄武质科马提岩 Sm-Nd 同位素年龄及其地质意义. 地质科学, 2000, 35(2): 240-244. [Liang Xinquan, Fan Weiming, Xu Deru. Sm-Nd age of Tunchang basaltic komatiite and its geological significance in Hainan Island. Scientia Geologica Sinica, **2000**, 35(2): 240-244.]

[11] 许德如. 海南岛戈枕金矿带煌斑岩的岩石地球化学研究. 大地构造与成矿学, 1999, 23(4): 353-360. [Xu Deru. A study on the rock chemistry of lamprophyre in the Gezhen gold-bearing zone, Hainan Island. Geotectonica et Metallogenia, **1999**, 23(4): 353-360.]

[12] 沈渭洲,徐士进. 扬子板块周边晋宁期花岗岩类的同位素地球化学特征. 见:郑永飞主编. 化学地球地力学. 北京:科学出版社, 1999, 317-333. [Shen Weizhou, Xu Shijin. The isotopic geochemical characteristics of granites around the Yangtze plate during the Jinning period. In: Zheng Yongfei, ed. Chemical Geodynamics. Beijing: Science Press, **1999**, 317-333.]

[13] McCulloch M T, Wasserburg G J. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. Science, **1978**, 200: 1003-1011.

[14] Nelson B X, DePaolo D J. Rapid production of continental crust 1.7 —1.9 b.y. ago: Nd and Sr isotopic evidence from the basement of the North American Midcontinent. Geol. Soc. Amer. Bull., **1985**, 96: 746-754.

[15] Awwiller D N, Mack L E. Diagenetic modification of Sm-Nd model ages in Tertiary sandstones and shales, Texas Gulf coast. Geology, **1991**, 19(4): 311-314.

[16] DePaolo D J, Wasserburg G J. Nd isotopic variations and petrogenetic models. Geophys. Res. Lett., **1976**, 3: 249-252.

[17] 胡霭琴,张国新,张前锋,等. 天山造山带基底时代和地壳增生的 Nd 同位素制约. 中国科学(D 辑), 1999, 29(2): 105-112. [Hu Aiqin, Zhang Guoxin, Zhang Qianfeng, et al. The basement age of Tianshan orognic belt and crust growth: Evidences from Nd isotopes. Science in China (Series D), **1999**, 29(2): 105-112.]

[18] 沈渭洲,朱金初,刘昌实,等. 从 Nd 模式年龄谈华南陆壳的形成时间. 南京大学学报(地球科学), 1989, (3): 82-91. [Shen Weizhou, Zhu Jinchu, Liu Changshi, et al. Age of formation of Southeast China continental crust: The Nd isotopic model age evidence. J. of Nanjing University (Earth Sciences), **1989**, (3): 82-91.]

[19] 朱炳泉. 地球的块体化学不均一性与地球动力学. 见:郑永飞主编. 化学地球地力学. 北京:科学出版社, 1999, 30-45. [Zhu Bingquan. Chemical inhomogeneity and geodynamics in Earth. In: Zheng Yonyfei, ed. Chemical Geodynamics. Beijing: Science Press, **1999**, 30-45.]

[20] 吴福元. 大陆地壳的形成时间及增生机制. 见:郑永飞主编. 化学地球地力学. 北京:科学出版社, 1999, 224-261. [Wu Fuyuan. The formation ages and growth mechanism for continental crust. In: Zheng Yongfei, ed. Chemical Geodynamics. Beijing: Science Press, **1999**, 224-261.]

[21] 李献华,赵振华,桂训唐,等. 华南前寒武纪地壳形成时代的 Sm-Nd 和锆石 U-Pb 同位素制约. 地球化学, 1991, (3): 255-263. [Li Xianhua, Zhao Zhenhua, Gui Xuntang, et al. The formed ages of the Precambrian crust in eastern China: Evidences from Sm-Nd isotope and U-Pb isotope in zircon. Geochimica, **1991**, (3): 255-263.]

[22] 沈渭洲,朱金初,刘昌实,等. 华南基底变质岩的 Sm-Nd 同位素及其对花岗岩类物质来源的制约. 岩石学报, 1993, 9(2): 114-124. [Shen Weizhou, Zhu Jinchu, Liu Changshi, et al. Sm-Nd isotopic study of basement metamorphic rocks in South China and its constraint on material sources of granitoids. Acta Petrologica Sinica, **1993**, 9(2): 114-124.]

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

[23] 薛怀民,陶硅元,沈加林. 中国东南沿海中生代酸性火山岩的锶和钕同位素特征与岩浆成因. 地质学报, 1996, 70(1): 34-47. [Xue Huaimin, Tao Guiyuan, Shen Jialin. Sr and Nd isotopic characteristics and magma genesis of Mesozoic volcanic rocks along the coastal region of southeastern China. Acta Geologica Sinica, **1996**, 70(1): 34-47.]

[24] 广东区测队. 广东省区域地质志(第一册). 1964. [Guangdong Geological Survey Team. Regional Geology of Guangdong Province (Volume 1). **1964**.]

[25] 张业明,付建明,赵子杰,等. 海南岛西部变基性火山岩的岩石特征及 Sm-Nd 同位素定年. 矿物岩石, 1998, (1): 78-84. [Zhang Yeming, Fu Jianming, Zhao Zijie, et al. The petrological characteristics and Sm-Nd isotopic ages of the metabasic rocks in western Hainan Island. J. Mineral. Petrol., **1998**, (1): 78-84.]

[26] 谭忠福,蒋大海,马国干,等. 海南抱板群同位素年龄及其地质意义. 中国区域地质, 1991, (3): 240-245. [Tan Zhongfu, Jiang Dahai, Ma Guogan, et al. The isotopic ages of Baoban Group and its geological significance in Hainan Island. Regional Geology of China, **1991**, (3): 240-245.]

[27] 张仁杰,马国干,冯少南,等. 海南石碌铁矿的 Sm-Nd 法年龄及其意义. 地质科学, 1992, (1): 38-43. [Zhang Renjie, Ma Guogan, Feng Shaonan, et al. The Sm-Nd isotopic age of Shilu iron ore in Hainan Island and its implications. Scientia Geologica Sinica, **1992**, (1): 38-43.]

[28] 马大铨,黄香定,陈哲培,等. 海南岛抱板群研究的新进展. 中国区域地质, 1997, 16(2): 130-136. [Ma Daquan, Huang Xiangding, Chen Zhepei, et al. The new researching achievements about Baoban Group in Hainan Island. Regional Geology of China, **1997**, 16(2): 130-136.]

[29] 俞受鋆,夏辉,邓铁殷,等. 海南抱板地区中元古代花岗岩副矿物锆石的特征及 U-Pb 同位素测定. 地球化学, 1992, (3): 213-219. [Yu Shoujun, Xia Hui, Deng Tieyin, et al. Characteristics of the accessory mineral zircon in Mesoproterozoic granitoids and its measurements of U-Pb isotope in Baoban area, Hainan Province. Geochimica, **1992**, (3): 213-219.]

[30] DePaolo D J, Wasserburg G J. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. Geochim. Cosmochim. Acta, **1979**, 43: 615-627.

[31] 李献华,韦刚健,刘颖,等. 华夏古陆古元古代高度亏损地幔的 Nd 同位素证据. 地球科学 ——中国地质大学学报, 1999, 24(2): 197-200. [Li Xianhua, Wei Gangjian, Liu Ying, et al. Neodymium isotopic evidence for extremely depleted mantle in Paleoproterozoic in Cathaysia block. Earth Science, **1999**, (24)2: 197-200.]

[32] 沈渭洲,凌洪飞,李武显,等. 中国东南部花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究. 高校地质学报, 1999, 5(1): 22-32. [Shen Weizhou, Ling Hongfei, Li Wuxian, et al. Study on the Nd-Sr isotopic compositions of granitoids in SE China. Geol. J. of China Universities, **1999**, 5(1): 22-32.]

[33] 朱炳泉. 从壳幔同位素体系看不同地体的化学不均一性. 科学通报, 1990, 35: 1653-1655. [Zhu Bingquan. The chemical inhomogeneity in different terrains: Evidences from crust-mantle isotopic systems. Chinese Science Bulletin, **1990**, 35: 1653-1655.]

[34] 张理刚. 东亚岩石圈块体地质 ——上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学. 北京:科学出版社, 1995. 15-350. [Zhang Ligang. Block geology of Eastern Asia Lithosphere —Isotope geochemistry and dynamics of upper mantle, basement and granite. Beijing: Science Press, **1995**, 15-350.]

[35] 朱炳泉,王慧芳. 雷琼地区 MORB-OIB 过渡型地幔源火山作用的 Nd-Sr-Pb 同位素证据. 地球化学, 1989, (3): 193-201. [Zhu Bingquan, Wang Huifang. MORB-OIB type transitional mantle volcanism: Evidences from Nd-Sr-Pb isotopes. Geochimica, **1989**, (3): 193-201.]

[36] 陈江峰,江博明. 钕、锶、铅同素示踪和中国东南大陆地壳演化. 见:郑永飞主编. 化学地球动力学. 北京:科学出版社, 1999, 263-287. [Chen Jiangfeng, Jiang Boming. Nd, Sr, Pb isotopic track and the crust evolution of south-eastern China. In: Zheng Yongfei, ed. Chemical Geodynamics. Beijing: Science Press, **1999**, 263-287.]

[37] 张理刚,邢凤鸣. 安徽中生代花岗岩铅同位素组成与铅同位素省划分. 岩石学报, 1993, 9(2): 105-114. [Zhang Ligang, Xing Fengming. Lead isotope compositions of Mesozoic granitoids and lead isotopic provinces from Anhui province. Acta Petrologica Sinica, **1993**, 9(2): 105-114.]

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Characteristics of Proterozoic Metamorphic Basement in Hainan Island and Its Implications for Crustal Growth: Nd and Pb Isotope Constraints

XU De-ru, FAN Wei-ming, LIANG Xin-quan, TANG Hong-feng

(Changsha Institute of Geotectonics, Academia Sinica, Hunan Changsha 410013, *China)*

Abstract: The metamorphic basement in the Hainan Island is mainly composed of Baoban and Shilu Groups. The Baoban Group is dominated by amphibolite-facies gneisses, metasedimentary rocks (quartz muscovie-biotite schists), whereas the Shilu Group consists mainly of metamorphic volcano-sedimentary associations. There also occur voluminous granitic plutons of different ages from the Mid-Proterozoic to the Late Mesozoic, indicating multi-stage modification and complicated accretion history of the crust. Nd and Pb isotope data of 63 samples in different lithological associations in Hainan Island demonstrate that the major crustal accretion age ranged from the Early Proterozoic to the Late Proterozoic, with three peak stages of 2.0 Ga, 1.7 Ga and 1.2 Ga. The regional crust is characterized by low degree of maturation, and the mafic metamorphic basement was mainly derived from a chronically depleted mantle source. The $\varepsilon_{Nd}(t)$ values for the Baoban Group vary from 2.2 to 2.8, with the T_{DM} mainly about 2.00 Ga and $\varepsilon_{Nd}(t)$ values for Proterozoic metabasic rocks vary from 4.7 to 8.1. The granitic plutons of different ages generally show higher $\varepsilon_{Nd}(t)$ values (- 19.1～+ 3.5 for the Proterozoic granitic plutons and - 6.3～- 0.1 for the Phanerozoic granitic plutons) and lower T_{DM} values (1.68～2.02 Ga for the Proterozoic granitic plutons and 0.99～2.34 Ga for the Phanerozoic granitic plutons) than those in southeast China, suggesting their origin from a younger lower/middle crust with involvement of depleted mantle-derived materials. The Pb and Nd isotope data of the metamorphic basement in Hainan Island are somewhat different from those in the Cathaysia Block and Yangtz Block, indicating that the metamorphic basement of these three blocks might be different in formation ages and evolution histories. The metamorphic basement beneath the Hainan Island should not be regarded as the southern extended segment of the Cathaysia Block.

Key words: metamorphic basement; crust growth; Nd and Pb isotopes; Hainan Island

© 1994-2007 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net