

doi:10.3969/j.issn.1007-3701.2015.02.003

苏门答腊岛(印尼)成矿带的岩浆作用和源区及其对比

高小卫, 吴秀荣, 杨振强

GAO Xiao-Wei, WU Xiu-Rong, YANG Zhen-Qiang

(中国地质调查局武汉地质调查中心, 武汉 430205)

(Wuhan Center of China Geological Survey, Wuhan 430205, China)

摘要:本文介绍了苏门答腊岛上两个成矿带(即铜-金矿成矿带和锡矿成矿带)的矿产分布,岩浆岩的岩石类型和地球化学特征。根据本研究课题在巴东地区岩石化学资料,本文总结了铜-金矿成矿带含矿母岩的地球化学特征,探讨其岩浆成因和源区。同时,将其锡矿成矿带岩浆岩的岩石类型和地球化学-大地构造环境与其相邻地体进行对比。研究表明:西苏门答腊地体的铜-金矿成矿带的含矿母岩为SI-型埃达克质花岗岩,形成于活动大陆边缘(ACM)火山弧构造环境,其岩浆物质主要来源于俯冲洋壳板片局部熔融叠加弱的地幔楔熔融-混染作用(MASH)。而东苏门答腊地体‘锡岛’和“暹罗马苏”地体的锡矿带含矿母岩为过铝质(S-型)花岗岩类,其形成构造环境为碰撞带的弧后盆地和陆内裂谷,物质源区来自地壳重熔和岩浆分异。地球化学资料表明,该两地体具有共同的深部岩浆源区。

关键词:岩浆作用和源区;铜-金成矿带;锡成矿带;SI-型花岗岩;S-型花岗岩;苏门答腊岛

中图分类号:P581

文献标识码:A

文章编号:1007-3701(2015)02-136-15

Gao X W, Wu X R and Yang Z Q. Magmatism and provenances of mineralization zones in Sumatra (Indonesia) and their comparisons to adjacent terrains. *Geology and Mineral Resources of South China*, 2015, 31(2):136-150.

Abstract: This paper introduces the mineral distribution, igneous rock types and their geochemical characteristics within two mineralization zones (i.e. Cu-Au- and Sn-mineralization zones). Based on the litho-chemical data taken from our research project, the authors summary the geochemical characteristics of ore-bearing igneous parent rock and discusses the magmatic origin and source area in Cu-Au-mineralization zone. Meanwhile, a comparison of rock types of magma and geochemistry-tectonic setting for Sn-mineralization zones in Sumatra Island to the adjacent Terrains is made here. The results of this study indicate that the ore-bearing parent rocks of Cu-Au mineralization zones in the West Sumatra Terrain are adakitic granitoids (SI-Type) were formed in the tectonic setting of volcano-arc in active continental margin(ACM) and the igneous matter came from partly melting of subducted ocean-slab plus weakly melting-assimilation within mantle wedge (MASH), Whereas the ore-bearing igneous parent rock in tin mineralization zones within the ‘tin island’ of East Sumatra Terrain as well as “Sibumasu Terrain” are peraluminum granitoids(S-Type) belonging to tectonic setting of backed arc basin or rift within continent after collision zone and were derived from the re-melting of crust and igneous fraction crystal. The geochemical data show that the East Sumatra Terrain and the West Sumatra Terrain may have the same deep igneous source area.

收稿日期:2014-08-20;修回日期:2015-03-11.

基金项目:中国地质调查局大调查项目“印尼中苏门答腊岛铜金等多金属矿产成矿规律研究”(编号:1212011120339);“海上丝绸之路境外资源潜力综合分析与应用”(编号:12120115067001).

第一作者:高小卫(1968—),男,高级工程师,长期从事地质矿产勘查与研究,E-mail:574006680@qq.com.

Key words: magmatism and source areas; Cu-Au-mineralization zones; Sn-mineralization zones; SI-type granitoids; S-type granitoids; Sumatra island

苏门答腊岛是印度尼西亚盛产金、银、铜和锡等矿产的火山岛。岛上贵金属和有色金属矿分布于苏门答腊大断裂的两侧;锡矿产于东苏门答腊、廖内岛、班加岛和勿里洞岛(锡岛),以河流和滨外砂锡矿为主^[1]。海西期岩浆旋回以来的金属矿产类型有:斑岩型 Cu-Mo 矿、密西西比型(MVT)铅-锌矿、花岗岩型锡矿(“锡岛”)、火山喷气型 Au-Ag 矿等。区域金属矿产的分布受控于不同地体中的岩浆-构造带。

苏门答腊岛在构造上位于巽他古陆西南边缘。根据不同的地层系统、沉积古地理、古生物地理区系、岩浆旋回和构造运动特征可将该岛晚海西-印支期的板块构造划分为东苏门答腊地体(亲冈瓦纳)和西苏门答腊地体(亲华夏地体),以及燕山期的沃伊拉群洋壳-洋岛推覆体。两者之间的界限为梅迪亚(中)苏门答腊构造带(MSTZ)^[2-6]。西苏门答腊地体侵入岩的岩浆活动特征与东马来半岛 I-型相似,具有强烈的石炭-二叠纪中-酸性岩浆侵入和基性火山活动,对贵金属和有色金属成矿和分布起着重要的控制作用,而东苏门答腊地体的 S-型花岗岩与冈瓦纳体系的“暹罗马苏”地体的岩浆活动特征相似,对锡矿的成矿起着控制作用^[7-8]。

本文是中国/印度尼西亚地学国际合作研究项目的初步成果。项目的重点研究区域为西苏门答腊地体巴东-明古鲁地区。笔者根据 2010 年以来在该研究区野外实地地质工作期间所采集的火成岩样品的岩石化学分析结果,并参考研究区周围火山-侵入岩的岩石化学分析数据(表 1),对苏门答腊岛上不同地体的含矿性及其岩浆作用进行分析研究,探讨其含金(银)、铜和锡多金属矿产构造环境和源区。目的在于揭示本区含铜的岛弧型火成岩与相邻地体的含锡花岗岩的地球化学特征,并对其岩浆成因进行对比。

1 苏门答腊岛及其相邻区域成矿带

苏门答腊岛在构造上被划分为东苏门答腊地体和西苏门答腊地体。根据地体划分的标志和原则,大体上可划分为两条成矿带:西苏门答腊地体

铜-金矿成矿带、东苏门答腊地体锡矿带成矿带、燕山期的沃伊拉群推覆体铜-金成矿带以及新生代金-银成矿带。各成矿带的分布特征受岩浆岩分布规律的控制^[1]。位于东、西苏门答腊地体两者之间的印支期梅迪亚(中间)苏门答腊构造带(MSTZ)的含矿性特征更加接近东苏门答腊地体锡矿成矿带。东苏门答腊地体锡矿成矿带与西苏门答腊地体的含矿差异很大,而与“暹罗马苏”地体及其相邻地体的含矿性可以对比。新生代金-银矿沿苏门答腊-巴厘散大断裂两侧成带分布,受控于大陆边缘火山弧的岩浆活动,为印度洋俯冲的结果^[1,9]。

1.1 铜-金成矿带

铜-金矿成矿带呈 NW-SE 向延伸,在构造上隶属于西苏门答腊地体(断块)和沃伊拉群推覆体。该矿带的走向分布与海西-燕山期以来的岩浆活动带的走向一致,其中包括有石炭纪-中三叠世火山-侵入岩(Rb-Sr 等时线年龄和白云母 K-Ar 法年龄 287~246 Ma)带、晚三叠-早侏罗世火山-侵入岩带(黑云母 K-Ar 法、全岩 Rb-Sr 法和长石 Rb-Sr 法年龄 224~181 Ma)、中侏罗世-白垩纪(沃伊拉群)火山岩带(黑云母、白云母 K-Ar 法年龄 169~75 Ma)和新生代火山岩带(全岩 K-Ar 法同位素年龄 65~1.6 Ma)^[2-6]。海西-印支期的成矿带受印支期的 MSTZ 构造带的控制。燕山期的沃伊拉群及其加积复合体成矿带受中侏罗世-白垩纪火山弧的控制(见参考文献^[4]中图 1),与燕山早期巽他古陆边缘古裂谷的海底扩张、闭合和洋岛逆冲碰撞作用有关。

在本矿带内的矿化富集地带和地球化学异常带,自北西方向的穆阿拉西邦基铅-锌矿起,向东南方向依次分布的有: Mudik 斑岩型铜金矿床,马塔比(Martabe)金矿群(Purnama 金-银矿床等)、Padang 铜(锌)矿、Lubuksulasih 大型铜锌矽卡岩型矿床、苏利特河(Sulit Air)矽卡岩型铜-金多金属矿、苏里安矽卡岩型铜-铅-锌矿点,再向南东至邦科花岗岩南部一带,长度达 250 km 以上^[9]。

铜-金矿成矿带的形成是海西-印支期以来多次的火山-侵入活动的结果。岩浆活动的范围与成矿带的走向一致,起始于北苏门答腊省的实武

牙花岗岩 (Rb-Sr 法年龄 264 ~ 257 Ma; 219 ~ 144 Ma), 向东南方向依次分布的有: 穆阿拉西邦基闪长花岗岩(黑云母 K-Ar 年龄 197 ~ 158 Ma)^[8]、辛卡拉克(Ombilin, 翁比林)花岗岩(白云母 K-Ar 法、全岩 Rb-Sr 法等时线和白云母 Rb-Sr 法年龄 246 ~ 287 Ma 和 206 Ma)、苏利特河(Sulite Air)花岗岩(白云母 K-Ar 法和角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法年龄 209 ~ 138 Ma)、苏里安(Surian)花岗岩和燕山期至喜山期的班科南(Bango South)花岗岩(白云母和角闪石 K-Ar 法年龄 169 ~ 131 Ma)和拉西(Lassi)花岗岩(白云母、角闪石 K-Ar 法和白云母 Rb-Sr 法素年龄 122 Ma; 52 ~ 57 Ma)等。岩浆岩的岩石类型为岛弧型的基性至中-酸性火山-侵入岩套, 包括闪长岩、二长花岗岩、闪长花岗岩、花岗岩、石英斑岩, 以及辉石粗安岩、安山岩和辉石玻基安山岩、安山质火山角砾岩、晶屑玻屑凝灰岩。岩石产状为中-酸性侵入岩、脉岩和层状基-中性火山岩。据报道, 分布于北苏门答腊的马迪纳勒根西地区(Madina Regency)的玄武岩、安山岩和 I-型闪长花岗岩是属于岛弧型-弧后钙碱性中-基性火山岩和活动大陆边缘火山弧侵入岩^[9]。本项目的最新研究结果也表明, 该成矿带出露于辛卡拉克湖东南的诸多花岗岩侵入岩体和火山喷发岩均为埃达克质岩^[9]。

白垩-新近纪的铜-金(银)矿成矿带沿苏门答腊-巴厘散大断裂两侧成带分布, 受控于大陆边缘火山弧的岩浆活动, 为印度洋俯冲的结果。侵入岩为 I-型花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩, 火山岩为玄武岩、安山岩和高钾橄榄玄粗岩系列, 构成典型的陆缘火山弧型岩浆类型^[3-6]。

1.2 锡矿成矿带

据文献记载, 在中苏门答腊省钻孔中曾获得花岗岩的 Rb-Sr 法年龄(427 ~ 335 Ma, 相当于志留纪~早石炭世)^[5-7], 证明了东苏门答腊地体是一个具有前石炭纪结晶基底(加里东期造山褶皱带)的古大陆壳的一部分。而与锡有关的海西-印支期花岗岩广泛分布于东苏门答腊地体, 个别分布于西苏门答腊地体(例如二叠纪实武牙含锡花岗岩和加巴含锡花岗岩等等)。

1.2.1 “锡岛”锡矿成矿带

东苏门答腊地体是印度尼西亚重要的锡矿成矿带。地理位置位于北苏门答腊省、中苏门答腊省和南苏门答腊省的范围内, 在构造上夹于梅迪亚

(中间)苏门答腊构造带(MSTZ)和著名的文冬-劳勿缝合线之间的广大区域, 可以划分为两条分支: 一条分支包括宾坦(Bintan)岛、廖内群岛、新及岛、班加岛至勿里洞岛(“锡岛”)等一系列滨外岛屿, 是位于西马来半岛上的“暹罗马苏”(Sibumasu)地体的主要山脉(Main Range)锡矿带向东南延伸的部分(图 1), 成矿时代为印支期(252 ~ 193 Ma), 与主要山脉锡矿带比较, 其成矿时代(247 ~ 143 Ma)要早得多。典型产地为: 位于“锡岛”北西方向的丹绒潘当(Tanjungpandan)锡矿和克拉帕坎皮特(Kelapa Kampit)锡矿。

丹绒潘当锡矿为云英岩型和砂锡矿。含矿母岩为中三叠世(215 Ma)岩基。含锡岩浆岩为钛铁矿系列, 由石英二长岩套和花岗岩套以及微粒花岗岩和细晶岩组成。黑云母花岗岩套包括花岗岩主相(19 个平均样品)和伟晶微粒花岗岩(19 个平均样品); 石英二长岩套包括了辉长堆晶岩(3 个平均样品)、含黑云母角闪石石英二长岩(8 个平均样品)和碱性长石角闪花岗岩质伟晶岩^[11]。

克拉帕坎皮特锡矿是东南亚最具有重要经济价值的层控型锡矿之一。它是同沉积物质来源的含锡沉积-变质岩, 后期被花岗岩岩浆热液运移和叠加的例子, 也是解释陆壳元素矿化与镁铁火山物质共生概念的重要范例^[11]。含矿层(Nam Salu)是石炭-二叠纪低变质岩石系列(碎屑沉积与灰岩、燧石和铁矿互层, 伴随海相镁铁火山物质), 包含有变玄武岩(K K7)和绿泥石片岩(K 3), 类似板块碰撞缝合线所常见的岩石类型。整个层系被三叠纪含锡花岗岩侵入。

1.2.2 梅迪亚(中)苏门答腊构造带锡矿成矿带

东苏门答腊地体锡矿成矿带的另一条分支位于北苏门答腊省和中苏门答腊省, 包括梅迪亚(中)苏门答腊构造带(MSTZ)的两侧。主要产地有: 哈塔邦(Hatapang)锡矿、洛干(Rokan)、双溪伊萨汉(Sungei Isahen)锡矿、Tigapuluh、加巴(Garba)等, 成矿时代为印支晚期至燕山期, 属于 S-型含锡花岗岩成矿带(K-Ar 法年龄 203 ~ 186 Ma)^[12], 比西马来半岛上主要山脉锡矿带的时代要晚。成矿时代与古特提斯消亡和东、西苏门答腊地体拼合、碰撞, 以及碰撞后地壳伸展时期完全一致。

1.2.3 “暹罗马苏”地体及其相邻的锡成矿带

东南亚三条重要锡矿带由主要山脉锡矿带西

花岗岩省锡矿带和东花岗岩省锡矿带所组成。西马来半岛的主要山脉花岗岩带与东苏门答腊地体属于同一个岩浆岩省(图 1),构成“暹缅马苏”地体锡矿带的主体,是马来西亚最具经济价值的锡矿带。

(1) 主要山脉花岗岩带锡成矿带

主要山脉花岗岩带(MR)是由过铝质、S-型黑云母花岗岩组成(Rb-Sr 法年龄 220~200 Ma)^[11],为陆-陆碰撞和后碰撞的产物。该带向北方向延伸,在泰国境内演变为混合花岗岩带,以罗勇(Rayong)岩基为例^[13]。

坚打谷锡矿区主要的含锡花岗岩相为三叠纪的斑状黑云母花岗岩(Rb-Sr 等时年龄 207 Ma)。细粒的含电气石花岗岩年龄为 203~206 Ma(K-Ar 法)。白云母花岗岩为强烈过铝质 S-型花岗岩。吉隆坡周围和坚打谷锡矿区是马来西亚最大的砂锡矿产地。

泰国的罗勇岩基的侵入时代也为三叠纪。岩性为 K-长石伟晶黑云母和黑-白云母花岗岩过铝质(S-型),(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 为 0.7193,未见锡矿化。

(2) 西花岗岩省锡成矿带

西花岗岩省是与主要山脉花岗岩带相邻的另一条锡矿带,位于中南半岛的中西部(泰国的西北部)和缅甸。含锡花岗岩侵入体由准铝质角闪石-黑云母花岗岩(I-型)和过铝质黑云母花岗岩(S-型)组成,主要成矿期为白垩-新近纪(Rb-Sr 法年龄 95~55 Ma),锶同位素初始值为 0.708~0.735,与印度洋板块俯冲成因有关。代表性的分界山脉(Border Range)岩体有:皮洛克(Pilok)、赫敏之(Hermiyingi, Rb-Sr 年龄 95.5 Ma)浅色花岗岩^[10]和邦克拉辛(Pongkrathing)花岗岩。主要锡矿区为:位于缅甸土瓦东北的赫敏之钨锡矿和泰国南部的普吉(Phuket)和潘纳(Phangna)锡矿田,其中 Takua Pa 岩基的 Rb-Sr 年龄为 78 Ma^[11]。

(3) 东花岗岩省地体成矿带

东花岗岩省位于东马来半岛(即主要山脉花岗岩省之东),在构造上属于印支地体的海西-印支造山带的南延部分,此带锡矿不发育。该花岗岩省由二叠-三叠纪(白云母、角闪石 K-Ar 和 Rb-Sr 法年龄 265~230 Ma)的角闪石-黑云母花岗岩和黑云母花岗岩组成;含角闪石花岗岩为 I-型花岗岩,而庄他武里黑云母花岗岩更加靠近 S-型花岗岩,为火山弧花岗岩。但是,它是否可能延伸入印度

尼西亚境内值得怀疑,因为上述“锡岛”花岗岩也是以 S-型花岗岩为主,叠加有东花岗岩省特有的 I-型花岗岩。

2 地球化学特征

2.1 铜-金矿成矿带(西苏门答腊地体)的岩浆岩

地球化学分析资料证明,分布于北苏门答腊马迪纳勒根西的钙碱性中-基性火山岩和活动大陆边缘陆缘火山弧花岗岩侵入岩的主量元素 SiO₂ 变化于 46.28%~68.57%,MgO 为 1%~5.93%。一般 K₂O 低于 Na₂O,只有穆阿拉西邦基闪长花岗岩 K₂O (5.24%)高于 Na₂O (2.75%)。安山岩和花岗岩类具有较高的不相容元素(Ba、Rb、K)、Th 和 P,含有较高的高场强元素 Zr、Nb、Hf、Ta,而 Sr 和 Ti 较低(表 1)。除了闪长花岗岩以外,在蛛网图上所有样品都显示 Nb 和 Ta 的低谷,为岛弧和主动大陆边缘环境的特征。

从辛卡拉克(亦称为翁比林,Ombilin)花岗岩、苏利特河闪长花岗岩至班科南(Bango)花岗岩一带是本项目的重点研究岩体。该花岗岩带中出露的埃达克质岩有花岗岩、闪长花岗岩、含铜石英斑岩、含铜石英脉岩和凝灰质岩等等^[9]。其中,埃达克质花岗岩以高硅、高钾和低钛、低镁、低磷为特征(表 1)。

本成矿带的埃达克质岩地球化学特征与典型埃达克岩的地球化学特征接近,其主量元素 SiO₂ (63.81%~95.25%)和 MgO (0.09%~1.88%)变化很大,且钛低(0.01%~0.73%)。在 SiO₂-K₂O 判别图上,大多数样品落在拉斑玄武岩系列范围,少数落在钙碱性岩石系列中。印支期的苏里安至班科南(Bango)的埃达克质花岗岩为高钾钙碱性系列(图 2a、2c),在 A/NK-A/CNK 图解上,落在过铝质花岗岩类的范围内(图 2b)。

本区埃达克质岩的微量元素表现为 Th、Hf、Sr 较低,亲石元素 Rb 不富集,也不太富集高场强元素,Sr 比阿留申群岛的 C-型埃达克岩低(表 1)。Th 变化于 0.09×10⁻⁶~10.5×10⁻⁶之间。在微量元素蛛网图上显示为 Ba、Ta、Nb、Sr、P、Ti 低谷(图 2c)。岩石的 Sr/Y 较低(图 4a),大多数埃达克岩的 Sr/Y 小于 C-型埃达克质岩(≤20)。在 Harker 图解上,埃达克质岩的 Sr 和 TiO₂ 与 SiO₂ 略成反比关系(图 3a、b);Y 和 Nb 与 SiO₂ 不成比例关系(图 3c、d)。在 Rb-Y+Nb)图解上(图 6b)大多数埃达克岩样品落

表1 苏门答腊岛及其相邻地体岩浆岩主量元素(wt%)和微量元素($\times 10^{-6}$)组成

Table 1 Major and trace element composition for igneous rocks in Sumatra and terrains nearby

位置	样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	参考文献
西 苏 门 答 腊 地 体	勒 MS-16	61.04	0.56	15.37	6.69		3.18	3.36	1.73	0.13	[8]
	MS-14	48.42	1.09	17.05	12.49		5.93	5.31	0.23	0.09	
	根 PYB-15A	68.57	0.46	13.85	3.43		1	2.75	5.24	0.12	
	KNP-7	46.28	1.29	17.4	14.37		5.36	1.91	0.63	0.08	
	西 PYB-3	57.31	0.65	17.15	7.49		3.9	2.95	1.67	0.13	
	01-a	76.19	0.19	13.32	0.35	0.09	0.32	3.54	3.60	0.04	[9]
	巴 01-b	75.24	0.26	14.28	0.46	0.13	0.56	3.71	3.42	0.06	
	01-c	77.07	0.15	12.74	0.24	0.1	0.26	3.02	4.24	0.03	
	东 01-d	77.92	0.16	13.08	0.19	0.03	0.16	2.44	4.36	0.01	
	地 DA021-1	70.49	0.23	14.85	0.71	1.86	0.72	0.30	1.62	0.06	
区 DA021-2	42.68	0.61	15.01	17.41	6.39	3.88	0.11	2.54	0.09		
体 K3H-1	62.31	0.59	18.62	5.88	1.85	0.98	0.28	1.94	0.02		
K6OH-1	52.58	0.71	13.75	7.58	2.16	2.68	0.06	0.02	0.07		
HQ-4	73.00	0.24	13.92	0.92	1.25	0.99	2.53	3.23	0.08		
HQ-5	69.12	0.48	14.14	4.72	0.77	1.65	2.56	0.72	0.1		
东 苏 门 答 腊 地 体	TJPD-1	48.65	1.85	14.72	10.60		6.05	2.56	1.68	0.34	[11]
	锡 TJPD-2	65.14	0.47	16.11	4.03		0.22	3.62	6.99	0.07	
	TJPD-3	75.54	0.18	12.2	1.79		0.13	2.46	5.23	0.03	
	TJPD-4	76.1	0.14	12.06	1.63		0.07	2.51	5.2	0.02	
	TJPD-5	76	0.07	12.61	1.05		0.02	3.01	5.1	0.01	
	TJPD-6	75.84	0.09	12.63	0.7		0.04	2.15	6.72	0.02	
	岛 KK-5	90.33	0.14	3.25	2.68	0.01	0.81	0.13	0.79	0.02	
	KK-3	53.68	1.21	12.80	19.42		3.36	0.57	2.28	0.12	
KK-7	48.20	3.27	12.95	14.42		5.55	2.07	0.68	0.4		
暹 缅 马 苏 东 马	R-3	72.60	0.31	13.80	2.08		0.66	2.74	5	0.16	
	B-4	73.42	0.25	13.53	1.88		0.35	2.92	5.11	0.090	
	P-5	76.18	0.03	13.16	0.52		0.01	3.920	4.43	0.04	
	H-6	76.00	0.03	12.83	0.99		0.01	3.45	4.38	0.01	
	L-1	63.34	0.59	15.86	4.99		2.2	3.43	2.99	0.17	
	C-2	70.28	0.41	14.34	3.38		0.46	3.76	3.39	0.09	

样品的岩性如下:MS-16穆阿拉西邦基闪长花岗岩;MS-14穆阿拉西邦基辉石玄武岩;PYB-15A闪长花岗岩;KNP-7变辉长岩;PYB-3新生代辉石安山岩;01-a~01-d苏利安花岗岩;DA021-1苏利特河含铜石英斑岩;DA021-2苏利特河变闪长斑岩;K3H-1蚀变安山岩;K6OH-1铜矿化安山岩;HQ-4邦科南花岗岩;HQ-5邦科南蚀变火山岩;TJPD-1丹绒潘当辉长岩;TJPD-2丹绒潘当石英二长岩;TJPD-3~TJPD-5丹绒潘当微晶花岗岩;TJPD-6丹绒潘当细晶岩;K K-3克拉帕坎皮特(Kelapa kampit)绿泥石片岩;K K-5克拉帕坎皮特燧石;K K-7克拉帕坎皮特细碧岩;L-1黎(Loei)花岗闪长岩;C-2庄他武里花岗岩;R-3罗勇花岗岩;B-4分界山脉花岗岩;P-5皮洛克浅色花岗岩;H-6赫敏之浅色花岗岩^[10]。

续表1 表1 苏门答腊岛及其相邻地体岩浆岩主量元素(wt%)和微量元素($\times 10^{-6}$)组成

位置	样品号	Sr	Zr	Nb	Th	Y	La	Yb	Zr/Nb、	La/Yb	参考文献
	MS-16	371	84	3	3.8	24	11.4	2.5	28	4.56	
	MS-14	814	53	2	1.3	22	8.4	2.3	26.5	3.65	[8]
勒	PYB-15A	247	266	17	28.7	33	62.3	3.2	15.64	19.47	
根	KNP-7	372	26	1	0.7	14	2.6	1.3	26	2.00	
西	PYB-3	349	110	4	7.6	23	16.5	2.4	27.5	6.88	
西	01-a	55.6	94.7	6.04	4.08	13.3	19.2	1.88	15.67	10.21	
苏	01-b	110	94.9	5.69	4.22	17.0	21.9	2.34	16.68	9.36	
门	01-c	83.6	79.0	5.48	5.09	12.4	25.8	1.77	14.42	14.58	
答	01-d	44.4	75.8	6.68	2.26	14.2	23.4	1.87	11.35	12.51	
腊	DA021-1	269	128	6.74	2.87	14.50	11.5	1.97	18.99	5.84	[9]
地	DA021-2	127	93.7	4.08	4.41	14.10	11.3	1.92	23	5.89	
体	K3H-1	36.4	139	8.63	6.11	27.50	18.4	3.53	16.11	5.21	
	K6OH-1	676	57.2	4.11	3.45	16.40	7.01	2.02	13.92	3.47	
	HQ-4	141	80	3.55	10.5	8.15	21.4	1.08	22.54	19.81	
	HQ-5	54	96.4	2.47	1.72	6.95	2.92	1.23	39.03	2.37	
东	TJPD 1	330	219	15	19	38.00	83.0		14.6		
苏	TJPD 2	124	653	21	62	43.00	212.0		31.1		
门	TJPD 3	72	165	15	75	85	95		11		
答	锡 TJPD 4	48	145	17	77	80	77		8.53		
腊	TJPD 5	26	81	19	66	114	40		4.26		
地	TJPD 6	102	53	6	25	16	25		8.83		
体	岛 K K-5	135	30	5	21	7	13		6		
	K K-3	54	32	12	24	33.00	70.0		2.67		
	K K-7	201	204	13	12	44.00	176		15.70		[11]
暹	R-3	51	146	15	24	42.00	26.0		9.73		
缅	B-4	65	149	24	43	63.00	34.0		6.21		
马	P-5	17	53	47	21	102.00	11.0		1.13		
苏	H-6	4	75	36	37	190.00	81.0		2.1		
东	L-1	381	147	7	10	22	19.9		21		
马	C-2	118	256	9	23	51	39		28.44		

在火山弧花岗岩范围内。

埃达克质岩的 $Y(1.16 \times 10^{-6} \sim 16.7 \times 10^{-6})$ 变化很大, $Yb(0.11 \times 10^{-6} \sim 2.02 \times 10^{-6})$ 也很低(表 1)。在 $La/Yb-Yb$ 图解上, 埃达克质岩分别落在 C-型和 O-型埃达克质岩的范围内(图 4b)。其中, 苏里安埃达克质花岗岩 $La/Yb(=10.2 \sim 14.58)$ 比阿留申群

岛的埃达克岩 $La/Yb(>20)$ 低。根据埃达克质花岗岩 REE 配分曲线类型为右倾铲状型确定其为 C-型埃达克质岩。

2.2 锡矿成矿带(东苏门答腊地体)的岩浆岩

东苏门答腊地体岩浆岩的分布比较零星, 主要岩体有哈塔邦花岗岩和双溪伊萨汉及其邻近地区

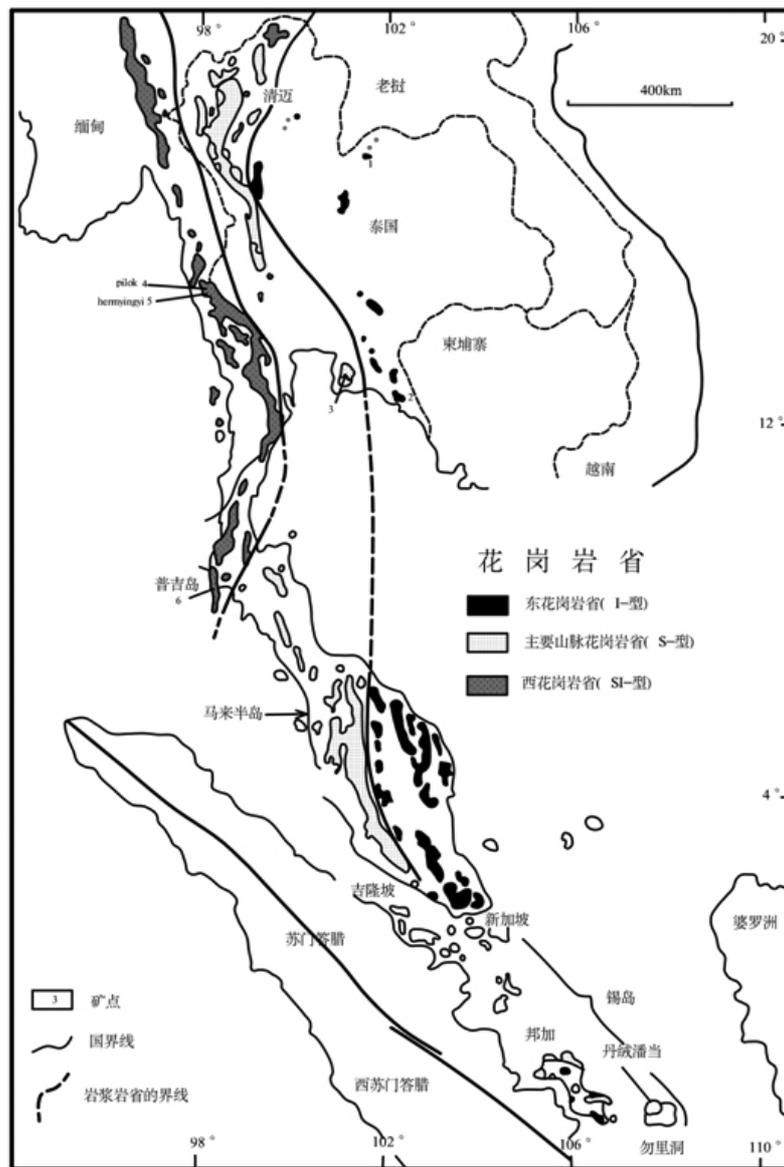


图1 东南亚锡矿带的花岗岩省的地理分布图(据Cobbing 等,1986^[11])

Fig. 1 Geographic distribution of granitic province in south-east Asian tin belt(after Cobbing et al., 1986^[11])

花岗岩体: 1. 黎府花岗岩闪长岩; 2. 庄他武里花岗岩; 3. 罗勇含锡花岗岩; 4. 皮洛克含锡花岗岩; 5. 赫敏之含钨锡浅色花岗岩。

花岗岩。前者(Rb-Sr 等时线年龄为 80 Ma), 位于托巴(Toba)湖以南, Sr 的原始比值为 0.7151, 属于大陆板内 S-型花岗岩的性质; 后者及其邻近地区为云英岩化和钾长石巨晶黑云母花岗岩(白云母石 K-Ar 法年龄 198 ~ 193 Ma), SiO_2 值皆大于 71%^[14]。

位于巴东 NE 方向巴里散山脉以东的锡朱琼(Sijunjung)花岗岩岩基(白云母、角闪石 K-Ar 法年龄 246 ~ 206 Ma) 与西苏门答腊地体的岩浆岩带十分接近, 具有高 SiO_2 (72.71%) 的地球化学特征, 但其含矿性却类似于西马来半岛和“锡岛”的 S-型花岗岩。

东苏门答腊地体岩浆岩的地球化学分析数据主要来源为“锡岛”丹绒潘丹含锡花岗岩套和克拉帕坎皮特含锡变质岩套^[11]。

2.2.1 丹绒潘丹岩浆岩套

丹绒潘丹锡矿的含锡岩浆岩的主量元素变化很大。花岗岩套的主量元素以高硅、高钾、低钙、低镁铁、低钛、低锰、低磷为特征。 SiO_2 (75.549% ~ 76.10%) 变化不大, MgO 低 (0.13% ~ 0.02%), K_2O (5.10% ~ 6.72%) > Na_2O (2.15% ~ 3.01%), 和低的 TiO_2 (0.07% ~ 0.18%)。在 A/NK - A/CNK 图解上, 落在准铝质 - 和过铝质花岗岩类过渡的范围内 (图

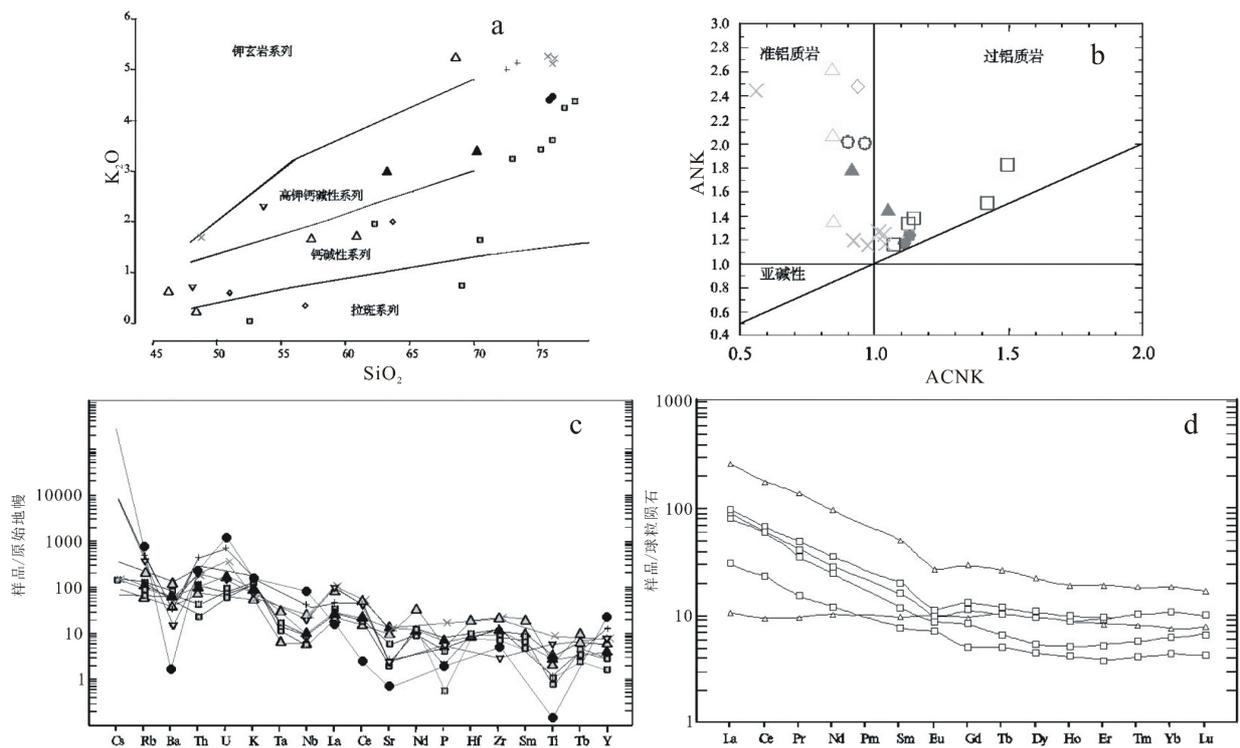


图2 火成岩的地球化学图解

Fig. 2 Geochemical discrimination diagrams for igneous rocks

(a) $K_2O - SiO_2$ 图解: Shoshonite series-钾玄岩系列, High-K calc-alkaline-高钾钙碱性系列, Calc-alkaline-钙碱性系列, Tholeiitic-拉斑系列; (b) ANK - ACNK 图解: metaluminous-准铝质岩, peraluminous-过铝质岩, peralkaline-亚碱性; (c) 微量元素蛛网图; (d) C1球粒陨石标准化的 REE图解

图例符号: Δ . 马迪纳勒根玄武岩-花岗岩侵入岩套, \square . 铜-金矿带埃达克质花岗岩, \blacktriangle . 东马来半岛(印支造山带)辉长-花岗岩, \circ . 楠榜第四纪火山岩^[13], \times . 丹绒潘丹火山-花岗岩侵入岩套, $+$. 暹罗马苏地体S-型花岗岩, ∇ . 克拉帕坎皮特基性变质火山岩, \diamond . 古新-始新世兰萨基性火山岩组, \triangleright . 沃伊拉群洋壳(MORB)

2b)。微量元素 Ba、Nb、Th、Y 有富集的趋势。Sr ($26 \times 10^{-6} \sim 102 \times 10^{-6}$)和 Zr ($53 \times 10^{-6} \sim 165 \times 10^{-6}$)较低。F ($715 \times 10^{-6} \sim 1856 \times 10^{-6}$)相当富集。在 Rb-(Y+Nb)图解上(图 5b)样品落在同碰撞带花岗岩和板内花岗岩的分界线上。

石英二长岩套的主量元素 SiO_2 变化于 48.65% ~ 65.14% 之间。石英二长岩则以低钙、低镁铁、低钛和低磷为标志, K_2O (6.66%) > Na_2O (3.62%), 微量元素富集 Zr (653×10^{-6}), 稀土元素 La (212×10^{-6})、Ce (322×10^{-6}) 和 Y (43×10^{-6}) 相当富集; 在 Rb-Y+Nb)图解上(图 5b), 样品落在同碰撞带花岗岩的范围内; 辉长岩以高钙、高镁铁和富集钛为标志, Na_2O (2.56%) > K_2O (1.68%), 微量元素富集 Ba (403×10^{-6})和 Sr (330×10^{-6}), 稀土元素 La (83×10^{-6})、Ce (120×10^{-6})和 Y (38×10^{-6})有富集的趋势,

富集 F (707×10^{-6}); 在 Rb-(Y+Nb)图解上(图 5b)样品落在同火山弧花岗岩(VAG)的范围内丹绒潘丹含锡花岗岩套的 Sr 同位素初始比值为 0.7140, 表明物质来源为地壳, 而石英二长岩套 Sr 同位素初始比值为 0.7049 ~ 0.7153, 显示壳-幔物质之间的混合过程。

2.2.2 克拉帕坎皮特含锡花岗岩和变质岩套

克拉帕坎皮特锡矿含矿岩系显示同碰撞带岩浆侵入和热液交代的地球化学特征, 其主量元素 SiO_2 (32.49% ~ 90.33%)、MgO (0.81% ~ 3.64%)、 K_2O (0.31% ~ 4.16%)和 TiO_2 (0.14% ~ 1.463%)变化很大。微量元素 Rb、Ba、Nb、Th、Y 有富集的趋势。Ta (小于 5×10^{-6})、Sr ($4 \times 10^{-6} \sim 201 \times 10^{-6}$)和 Zr ($7 \times 10^{-6} \sim 89 \times 10^{-6}$)较低。在 Rb-Y+Nb)图解上(图 5b)落在同碰撞带花岗岩的范围内。

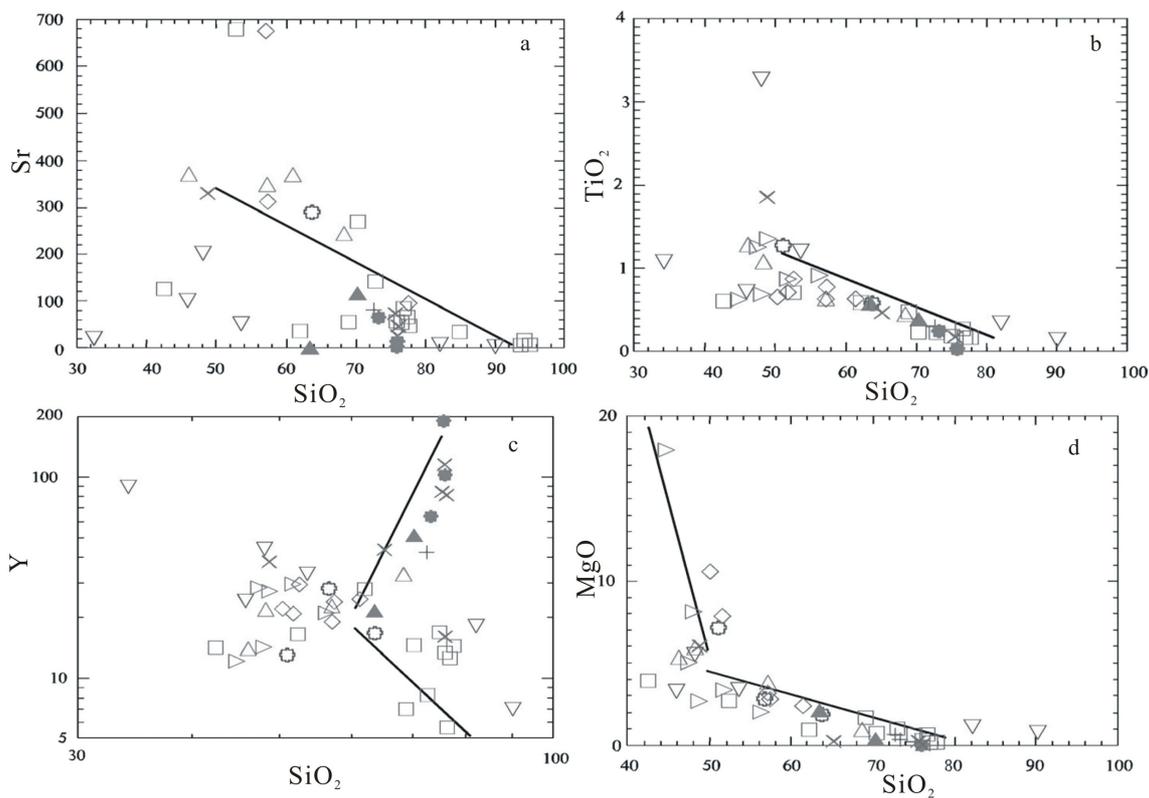


图3 火山岩的Harker图解

Fig. 3 Harker diagrams for igneous rocks

(a) Sr - SiO₂图解; (b) TiO₂ - SiO₂图解; (c) Y - SiO₂图解; (d) MgO - SiO₂图解; 图例符号同图2.

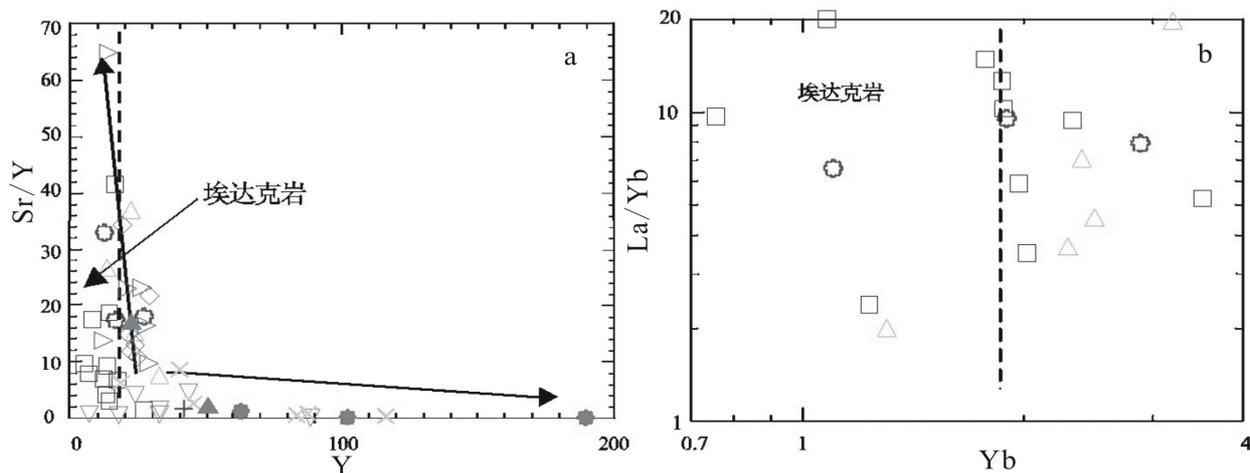


图4 火成岩的Sr/Y - Y (a)和La/Yb - Yb (b)图解

Fig. 4 Sr/Y - Y (a) and La/Yb - Yb diagrams (b) for igneous rocks

(a) Sr/Y - Y图解; 虚线左侧部分为埃达克质岩范围; (b) La/Yb - Yb图解; 虚线左侧部分为埃达克质岩范围. 图例符号同图2.

2.2.3 “暹罗马苏”地体及其相邻地体的岩浆岩

(1) 主要山脉花岗岩带

在主要山脉花岗岩带内坚打谷锡矿区花岗岩的锶同位素初始值(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 为 0.715 ~ 0.751。其中, 斑状黑云母花岗岩的(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 为 0.7193, 过铝质的

白云母花岗岩的微量元素模式为高度的结晶分离和强烈的热水叠加作用^[11]。

“暹罗马苏”地体花岗岩的地球化学分析数据来自罗勇(Rayong)岩基。其主量元素以高硅、高钾、低钙、低镁铁、低钛、低锰、低磷为特征。大多数样品

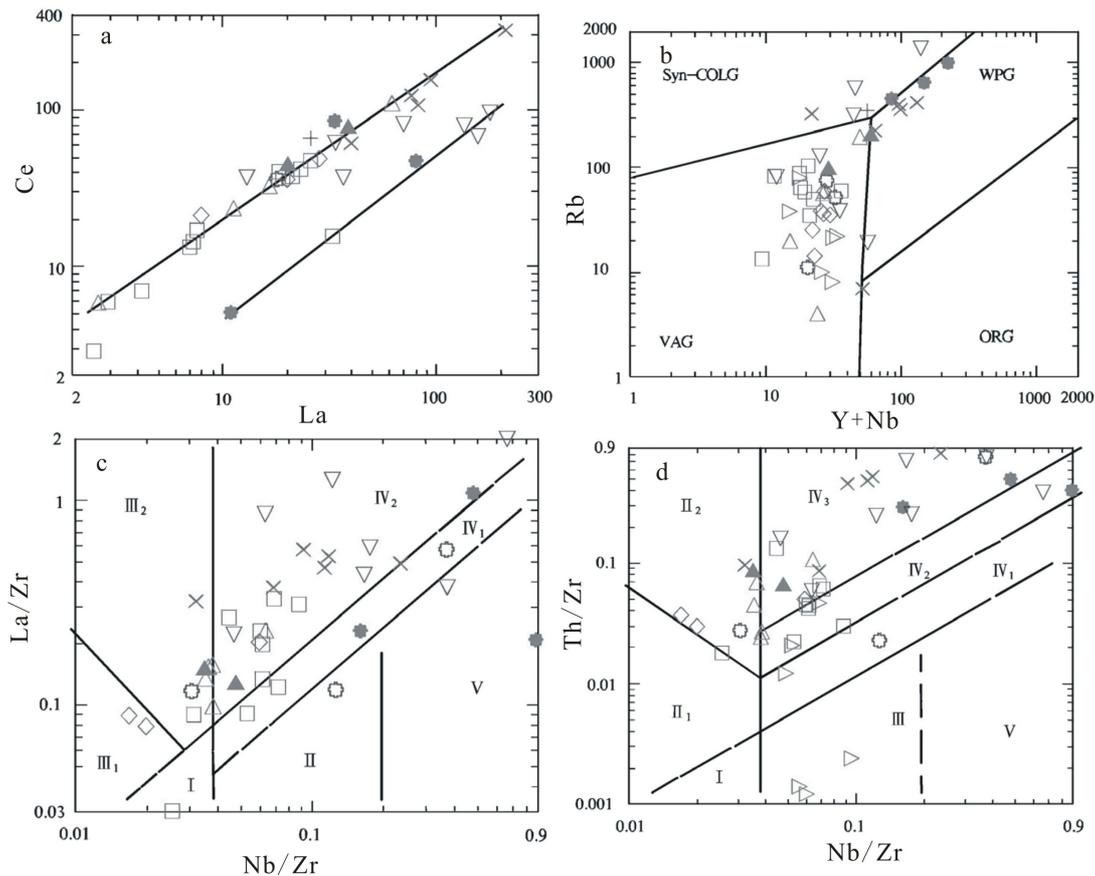


图5 火成岩的地球化学-构造环境判别图解

Fig. 5 Discrimination diagrams of geochemical - tectonic setting for igneous rocks

(a) La-Ce图解; (b) Rb-(Y+Nb) 构造环境判别图解:syn-COLG同碰撞花岗岩, VAG火山弧花岗岩, WPG板内花岗岩, ORG洋中脊花岗岩. (c) La/Zr - Nb/Zr(图式仿武莉娜等, 2003^[15]): I 大洋板块离散边界N-MORB, II 大洋板内海山及T-和E-MORB玄武岩区, III 板块汇聚边缘(III₁ 大洋岛弧, III₂ 陆缘岛弧及陆缘火山弧), IV 大陆板内(IV₁-裂谷、拉张带及陆缘裂谷拉张玄武岩区; IV₂ 陆-陆碰撞带玄武岩区), V 地幔热柱; (d) Th/Zr-Nb/Zr(图式仿朱章显等, 2007^[4, 16]): I 大洋板块离散边界N-MORB, II 板块汇聚边缘(II₁ 大洋岛弧, II₂ 陆缘岛弧及陆缘火山弧), III 大洋板内海山及T-和E-MORB玄武岩区, IV 大陆板内(IV₁ 裂谷及陆缘裂谷玄武岩区; IV₂ 拉张带(初始裂谷)玄武岩区; IV₃ 陆-陆碰撞玄武岩区, V 地幔热柱); 图例符号同图2.

(25 个样品平均)SiO₂ 为 72.60%, K₂O (5.00%) > Na₂O(2.74%), MgO 为 0.66%, 钛 0.313%(表 1, 样品号为 R-3)。在 SiO₂-K₂O 判别图上, 样品落在高钾钙碱性岩石系列和钾玄岩交界处(图 2a)。微量元素表现为 Sr 含量较低, 亲石元素 Rb(351 × 10⁻⁶)、Ba(476 × 10⁻⁶)和 Th(24 × 10⁻⁶)比较富集, 高场强元素不太富集。在微量元素蛛网图上显示为 Sr、P、Ti 低谷(图 2b)。Nb(15 × 10⁻⁶)趋向富集。Y(42 × 10⁻⁶)也比较富集, 岩石的 Sr/Y 比值较低(图 4a), 表明岩浆源的长石结晶分离作用非常发育。

(2) 西花岗岩省含锡花岗岩

西花岗岩省含锡花岗岩的代表性样品的地球化学分析数据见于表 1 (样品号为 B-4、P-5 和

H-6)。花岗岩的主量元素特征与泰国南部的罗勇岩基相似, 都是以高硅、高钾、低钙、低镁铁、低钛、低锰、低磷为特征。大多数样品(平均)SiO₂ 为 73.42% ~ 76.18%, K₂O (4.38% ~ 5.11%) > Na₂O (2.92% ~ 3.92%)。MgO 为 0.01% ~ 0.35%, 钛 0.03% ~ 0.25%(表 1, 样品号为 R-4、P-5 和 H-6)。微量元素表现为 Sr 较低(4 × 10⁻⁶ ~ 65 × 10⁻⁶), 亲石元素 Rb(442 × 10⁻⁶ ~ 979 × 10⁻⁶)比较富集, Ba(13 × 10⁻⁶ ~ 255 × 10⁻⁶)变化较大。Nb (24 × 10⁻⁶ ~ 47 × 10⁻⁶)、Y(63 × 10⁻⁶ ~ 190 × 10⁻⁶)、Th(21 × 10⁻⁶ ~ 43 × 10⁻⁶)、U (19 × 10⁻⁶ ~ 31 × 10⁻⁶)比较富集。在 Rb-(Y+Nb)图解上(图 5b)样品落在同碰撞带花岗岩和板内花岗岩的分界线上。

该花岗岩省铷同位素初始值为 0.708 ~ 0.735。普吉 - 潘纳锡矿田的 Takua Pa 岩基的铷同位素初始值为 0.7346。

(3) 东花岗岩省花岗岩

东花岗岩省花岗岩代表性样品的地球化学分析数据见于表 1, 分别为庄他武里花岗岩 (样品号为 C-2) 和黎府花岗闪长岩 (样品号为 L-1 和 C-2)。

黎府花岗闪长岩 SiO_2 (平均) 为 63.32%, Na_2O (3.43%) > K_2O (2.99%), 微量元素富集 Ba (538×10^{-6}) 和 Sr (381×10^{-6}), 而 Rb (99×10^{-6})、Nb (7×10^{-6})、Y (22×10^{-6}) 和 Th (10×10^{-6}) 不富集。在 ANK - ACNK 图解上, 落在准铝质花岗岩类的范围内 (图 2b)。在 Rb-(Y+Nb) 图解上 (图 5b) 样品落在火山弧花岗岩的范围内。

庄他武里花岗岩以高硅、高碱、低钙、低镁铁、低钛、低锰和低磷为特征。 SiO_2 (平均) 为 70.26%, K_2O (3.96%) > Na_2O (3.76%), 微量元素富集 Ba (368×10^{-6})、Rb (368×10^{-6})、Y (51×10^{-6}) 和 Th (23×10^{-6}), 而不富集 Sr (118×10^{-6})、Nb (9×10^{-6})。在 Rb-(Y+Nb) 图解上 (图 5b) 样品落在火山弧花岗岩和板内花岗岩的分界线上, 而在 ANK - ACNK 图解上, 落在过铝质花岗岩类的范围内 (图 2b)。

3 不同成矿带的岩浆 - 构造环境及其岩浆源区的对比

研究苏门答腊岛晚古生代不同地体的岩浆作用及其含矿性和成因具有重要的理论意义。它涉及到古特提斯构造域中与板块碰撞有关的岛弧和主动大陆边缘岩浆岩 (包括埃达克质岩) 岩浆 - 构造环境的判别和岩浆源区地球化学特征的对比研究。

众所周知, 微量元素的比值及其图解是解释大陆边缘岩浆 - 环境重要手段。据文献记载, 微量元素 Th-Nb-Zr、Th-Ta-Hf 和 La-Nb-Zr 地球化学图解^[14, 17-18]对板块汇集边缘 (或大陆边缘) 玄武 - 英安岩的大地构造环境有很好的判别效果, 对与其共生的大陆边缘中 - 酸性岩浆系列也能起到很好的判别作用。笔者实践证明, 这些地球化学 - 构造环境判别图 (图 5 c、d) 以及 Th/Yb-Ta/Yb 判别图^[20]不但适合于中 - 基性岩浆系列, 也适合于主动大陆边缘

长英质岩浆岩的环境判别和解释^[9, 19, 21]。

3.1 岩浆 - 构造环境

3.1.1 铜 - 金矿带岩浆岩

本岛铜 - 金矿成矿带的大多数岩浆岩样品在 Rb-(Y+Nb) 图解上 (图 5e) 落在火山弧花岗岩类的范围内。在 La/Zr - Nb/Zr 和 Nb/Zr - Th/Zr 判别图 (图 5c、d) 上, 多数岩浆岩样品分布于岛弧及其相邻的海、陆分界线 (Nb/Zr=0.04) 附近, 落在岛弧和陆 - 陆碰撞带的范围内, 少数落在大陆环境的拉张带 (初始裂谷)、板内裂谷内, 个别样品落在大洋板块离散边界 N-MORB 区的范围内, 形成于洋壳环境 (图 5c)。这些图解表明, 本矿带的岩浆岩主要形成于陆缘火山弧构造环境, 与北苏门答腊省的马迪纳勒根西地区的岩浆岩套和南苏门答腊省楠榜第四纪火山岩的构造环境 (图 5c、d) 几乎一致。

3.1.2 锡矿带岩浆岩

锡矿带岩浆岩的地球化学 - 构造环境判别数据主要以“暹罗马苏”地体花岗岩套为依据。其中, 包括了取自东苏门答腊地体“锡岛”的丹绒潘丹含锡花岗岩套、克拉帕坎皮特含锡变质岩套和泰国南部罗勇花岗岩岩基, 以及西花岗岩省的分界山脉岩体、皮洛克岩体和赫敏之岩体的岩石化学分析样品的平均值。该带的地球化学分析数据的缺点是缺乏高场强元素 Hf、Ta 和 Yb, 因而在地球化学 - 构造环境判别图的作图方面受到了极大的限制, 没办法完成 Th/Yb-Ta/Yb 的图解的判别。

主要山脉罗勇花岗岩岩基和西花岗岩省 3 个岩体的样品 (平均值), 在 Rb-(Y+Nb) 图解上, 都落在同碰撞带花岗岩带与大陆板内花岗岩带分界线上 (图 5e)。在 La/Zr - Nb/Zr 和 Nb/Zr - Th/Zr 判别图 (图 5c、d) 上, 这些岩浆岩样品分布于陆内拉张带 (初始裂谷) 和陆 - 陆碰撞区内 (图 5d)。其中, 有一个西花岗岩省样品的 Nb (平均值) 高达 47×10^{-6} , 落在地幔热柱的范围内 (图 5c; 表 1, 样品号 P-5), 表明“暹罗马苏”地体锡矿带的成矿的构造环境与地幔热柱隆起或陆内内地壳减薄和拉伸引起的地幔热流活动有关。

东苏门答腊地体“锡岛”的样品 (平均值) 在 Rb-(Y+Nb) 图解上 (图 5e) 落在同碰撞带花岗岩带与大陆板内花岗岩带分界线附近的范围内 (图 5e)。在 La/Zr - Nb/Zr 和 Nb/Zr - Th/Zr 判别图 (图 5c、d) 上, 大多数样品分布于陆 - 陆碰撞区内, 个别

基性岩样品(TJPD-1)落在陆缘岛弧环境的范围内。其中,克拉帕坎皮特锡矿含矿岩系似乎富集微量元素 Rb 和 Nb,而丹绒潘丹岩浆岩有更加富集微量元素 Ba、Th、Y 的趋势。前者的陆-陆同碰撞的特征更加明显。

3.1.3 东花岗岩省岩浆岩

东花岗岩省岩浆岩的地球化学-构造环境可与北苏门答腊省马迪纳勒根西的岛弧-陆缘火山弧岩浆岩带对比,为准铝质至过铝质花岗岩类的过渡类型(图 2b)。在 Rb-(Y+Nb)图解上,2 个样品(平均值)落在火山弧花岗岩和与大陆板内花岗岩带分界线上(图 5e)。在 La/Zr-Nb/Zr 和 Nb/Zr-Th/Zr 判别图(图 5c、d)上,样品分布于陆缘岛弧及其相邻的大陆板内分界线(Nb/Zr=0.04)附近,显示岛弧和活动大陆边缘环境。

3.2 岩浆成因和源区对比

岛弧型钙-碱性岩浆岩(特别是埃达克岩)以及活动大陆边缘的火山弧花岗岩的成因和源区是近十年来化学地球动力学所探讨的重要内容。通过对与洋壳板块俯冲有关的埃达克岩的 Sr/Y 和 La/Yb 比值以及稀土元素图解的研究,可以认为岛弧型岩浆岩(包括埃达克岩)具有岩石类型和成因多样化的特点^[2],其岩浆岩区可以归纳为:俯冲板块的部分熔融、地幔楔局部交代和部分熔融、下地壳的拆沉和熔融 MASH(熔融-混染-储存-均一化)和上地壳 AFC(混染-分异-结晶)作用有关^[23]。

从以上 Harker 图解(图 3)所示,本岛岩浆岩样品的 Sr、MgO 和 TiO₂ 与 SiO₂ 含量呈反比关系,暗示其岩浆源区,除了俯冲板块部分熔融作用以外,还有上地壳 AFC 作用(包括角闪石和长石的结晶分离作用)。但是,在 Y-SiO₂ 图解(图 3c)上,随着 SiO₂ 含量达到 60% 以后,Y 明显地显示出有两种不同的演化轨迹:西苏门答腊地体的 Y 出现与 SiO₂ 成反比关系的现象,而东苏门答腊地体(以及“暹罗马苏”地体)的 Y 却与 SiO₂ 成正比关系,暗示前者的岩浆作用以俯冲板块部分熔融作用为主,而后者则以长石结晶沉淀作用为主。这表明西苏门答腊地体(主要为埃达克质岩)的岩浆成因与洋壳板块俯冲部分熔融作用有关,其岩浆源区达到地幔楔之下的深度(相当于 80~100 km),位于俯冲板片的残留相为高压矿物相(榴辉岩相)的位置。由于在 A/NK-A/CNK 图解上,有部分埃达克质岩落在过铝质花

岗岩类的范围内(图 2b),可以肯定其岩浆成因与上地壳的长石的结晶分离作用也有密切联系。与此相似,K₂O、Sr 和 Sr/Y 也与 SiO₂ 呈反比关系(图略),暗示上地壳岩浆源区钾长石结晶分离作用比较强烈,其源区的位置深度不可能超过 70 km。

另一方面,岛弧型岩浆岩中 MgO 含量变化,也是岩浆岩物源区的重要标志。西苏门答腊地体岩浆岩的 MgO 不高于 6%,其 MgO 的高值样品出现在中侏罗世-白垩纪(沃伊拉群)火山岩和新生代始新世火山岩中。本岛岩浆岩 MgO 含量随着 SiO₂ 含量增加呈现递减的趋势(图 3)。Zr/Nb-MgO 图解是揭示熔体中俯冲沉积物混入到地幔楔中的程度的可靠方法^[24-25]。从 Zr/Nb-MgO 图解(图 6a)上可以看出,本岛大多数岩浆岩样品的 Zr/Nb 比值小于 40,落在洋壳 MORB 及以下的范围内(40~20),其物质源区受俯冲洋壳 MORB 板片的局部熔融作用影响十分强烈。而沃伊拉群始新世火山岩的样品普遍具有 Zr/Nb > 40 比值,充分证明新生代火山岩的岩浆确实起源于被交代的地幔楔的部分熔融,极少有俯冲沉积物混入。在巴东地区,有一个变质火山岩样品(HQ-5)具有较高的 Zr/Nb 比值(=39),并且 MgO 含量较低(1.65%),表明俯冲洋壳之上的地幔楔受到一定的交代作用,其主要来源为俯冲的洋壳 MORB 的部分熔融和地幔楔局部熔融区。本区内大多数样品 MgO 含量小于 2%,显然代表俯冲的洋壳板片和海沟深海沉积物局部熔融作用。对比之下,北苏门答腊马迪纳勒根西地区岛弧型火山-侵入岩的样品,其 MgO(3.07%~3.86%)相对较高,暗示其物质源区是来自被交代作用的地幔楔,局部熔融的俯冲岩层熔体物质和热水对地幔楔的混染作用较强,与研究区内埃达克质岩的成因和岩浆岩源区略有不同,可能比西苏门答腊地体遭受过更强烈地幔楔局部熔融和交代作用。

除了俯冲洋壳板片和海沟深海沉积物局部熔融作用以外,上地壳 AFC 作用也很重要。本岛样品在 Zr/Nb-Zr 图解(图 6b)上分别显示两种不同的岩浆演化趋势:强烈的俯冲洋壳板片局部熔融的演化趋势(左箭头)和相对较弱的来源于上地壳分离结晶(右箭头)演化趋势。本岛岩浆演化是两种不同岩浆作用结果:即西苏门答腊地体为洋壳板片和海沟深海沉积物局部熔融叠加弱的 MASH 作用和东苏门答腊地体强烈的 AFC 作用的结果。在 Ba/Nb-Nb

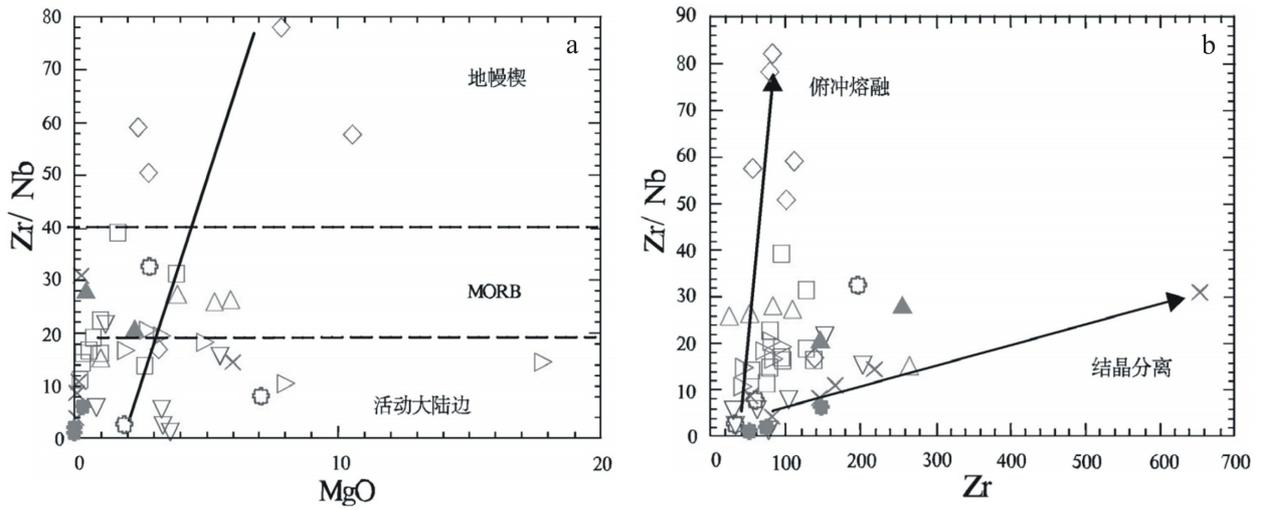


图 6 火成岩的Zr / Nb-MgO图解(a)^[25]和Zr / Nb-Zr图解(b)^[26]

Fig. 6 Zr / Nb-MgO (a)^[25] and Zr / Nb - Zr (b) discrimination diagrams^[26] for igneous rocks

图例符号同图2.

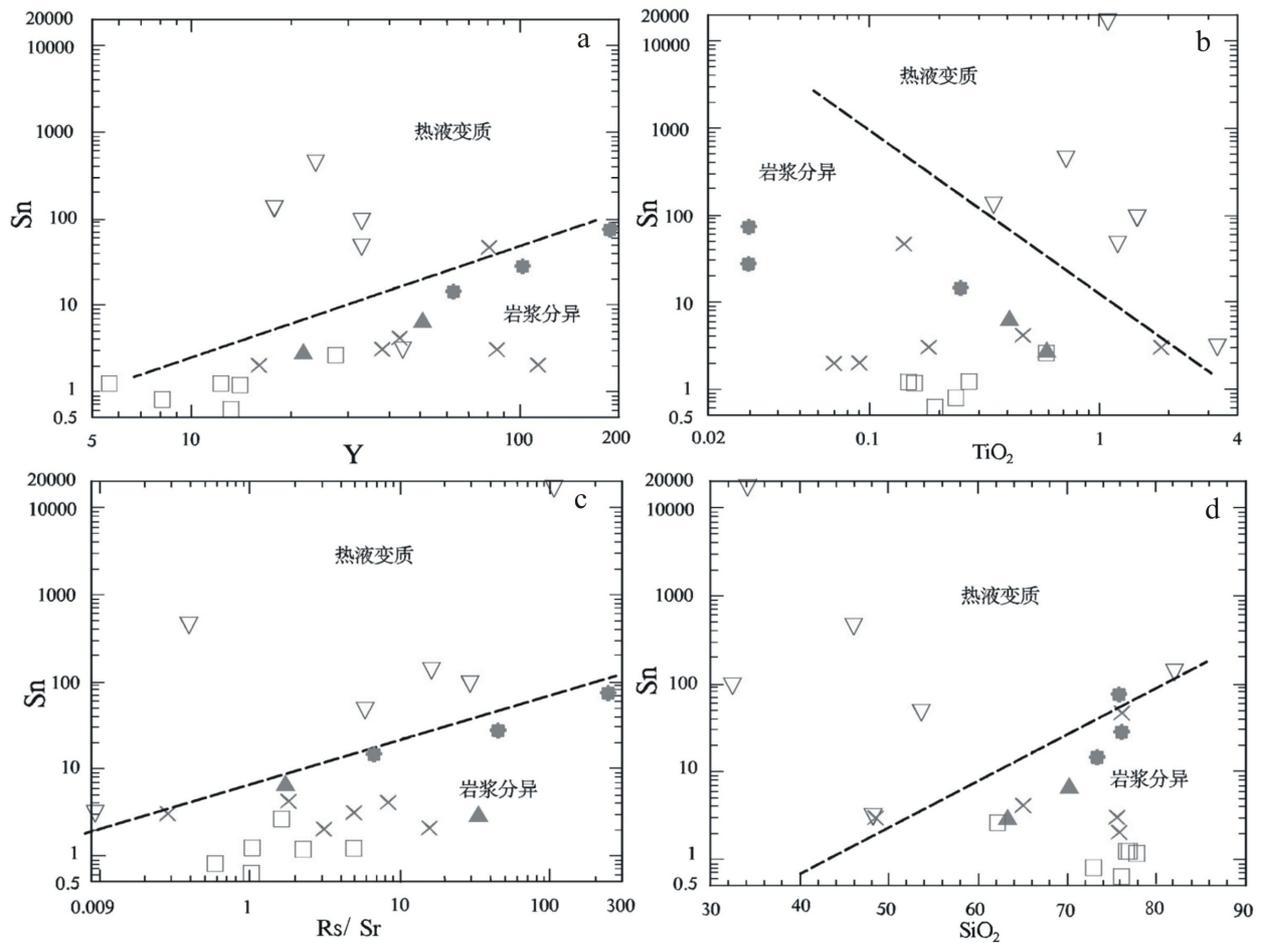


图7 含锡花岗岩及变质岩石的 Sn含量变化图解

Fig. 7 Variation diagram of Sn content for tin-bearing granite as well as metamorphic rocks

(a) Sn-Y图解; (b) Sn-TiO₂图解; (c) Sn-Rb/Sr图解; (d) Sn-SiO₂图解.图例符号同图2.

图解和 Sr/Y-Y 图解(图略)上,都显示与 Zr/Nb-Zr 图解上所表示的岩浆演化趋势。

但是,不管岩浆演化的途径不同,其岩浆演化机制和源区却相同。因此,铜-金矿成矿带的岩浆岩套以及丹绒潘丹岩浆岩表现在 Ce-La 图上(图 5a)呈线性关系,与南苏门答腊省楠榜第四纪火山岩的岩浆演化规律一致,显示其岩浆成因都是与俯冲板片机制有关,属于来源于深部相似性质的岩浆源区^[13],而克拉帕坎皮特锡矿含矿岩系和西花岗岩省浅色花岗岩则排列成另一条直线,表示其岩浆源区不同于西苏门答腊地体。

4 含锡母岩的含矿性特征探讨

根据上述资料,笔者认为:西苏门答腊地体铜-金矿成矿带的成因与埃达克质岩的成因相同,岩浆演化过程以俯冲洋壳板片局部熔融叠加上弱的 MASH 为主,以上地壳 AFC 作用为次,而东苏门答腊地体锡成矿带以及与其相邻的“暹罗马苏”地体锡成矿带则都是 AFC 的结果。铜-金矿成矿带与壳-幔相互作用形成的 I-型(岛弧型)花岗岩岩浆侵入有关^[7],而锡成矿带与大陆碰撞带的后造山岩浆 AFC 作用和大陆边缘的扩张过渡带(弧后盆地)以及陆内裂谷的构造环境有关。实际上,锡矿成因机制十分复杂,包括成矿环境、岩浆系统、岩浆-热液交换系统和热液系统等因素。

本岛含锡母岩(花岗岩和变质岩)样品在 Sn 含量的图解上(图 7),可以划分为热液变质区域和岩浆分异区域。在图 7a、c 和 d 上显示,母岩的 Sn 与 Y、Rb/Sr 和 SiO₂ 都呈正比关系,而与 TiO₂ 含量呈反比关系,其中巴东地区的埃达克质岩含有最低的 Sn 含量。

本岛丹绒潘丹锡矿岩浆岩主要相带 Sn 含量很低,平均为(2~4)×10⁻⁶。含锡母岩的 Sn 与 Y(或 Y+Nb)和 SiO₂ 和 Rb/Sr 比值成正比关系,而 SiO₂ 与 TiO₂ 成正比关系(图 7)。含锡岩浆岩套的 F 含量(273~1856)×10⁻⁶ 富集,表明岩浆-热液交换系统对成矿的富集作用。

克拉帕坎皮特锡矿含矿岩系样品 Sn 含量落在热液变质的范围内。Sn 与微量元素 Ba、Rb 以及稀土元素 La 和 Ce 皆成正比关系。由图 7 上所示,该锡矿含矿岩系 Sn 与 Y(以及 Sn 与 Rb/Sr 比值)之间成正比关系,而 Sn 与 SiO₂(或与 TiO₂)呈分散分

布(图 7)。资料表明,含矿岩系的 F(542~603)×10⁻⁶ 十分富集,岩浆热液对成矿起着富集作用。

相比之下,“暹罗马苏”地体主要山脉含 Sn 花岗岩的样品 Sn 的平均值为 10×10⁻⁶,在 TiO₂-Sn 图解上(图 7b),总体上显示比较分散,其中的白云母花岗岩的 Sn 在该图解上比黑云母花岗岩的含量高些。表明其含锡模式受碰撞后岩浆的结晶分离作用所控制,并受到热水交代作用的影响。

西花岗岩省岩浆岩主要相带 Sn 较高,平均为(14~72)×10⁻⁶。Sn 富集受热水交代作用的影响比主要山脉和丹绒潘丹锡矿岩浆岩更强。

5 结论

(1) 根据地体划分的标志和原则,本岛大体上可划分为西苏门答腊地体铜-金矿成矿带、东苏门答腊地体锡矿成矿带和燕山期的沃伊拉群推覆体铜-金成矿带以及新生代金-银成矿带。

(2) 铜-金成矿带的岩浆岩系列为准铝质至过铝质岩浆岩类型,其中含矿母岩为高硅、高钾的埃达克质(过铝质)花岗岩(属 SI-型花岗岩)。锡矿成矿带为准铝质(I-型)和过铝质(S-型)花岗岩的过渡岩浆岩系列,以 S-型花岗岩为主。I-型为岛弧-活动大陆边缘(ACM)型火山弧花岗侵入岩,S-型为大陆碰撞带的后造山岩浆分异的产物。构造环境为碰撞带的弧后盆地和陆内裂谷。

(3) 岛弧-活动大陆边缘(ACM)型火山弧花岗岩的源区为俯冲洋壳板片局部熔融和弱的 MASH 为主,上地壳源区的 AFC 作用比较次要;而东苏门答腊地体锡成矿带及其相邻的“暹罗马苏”地体锡成矿带的的岩浆源区来自地壳重熔和岩浆 AFC 作用,其中西花岗岩省锡矿成因与局部的地幔柱(或幔隆)构造环境引起的陆内地壳减薄和拉伸构造和地幔热流活动有关。

(4) 西苏门答腊地体和东苏门答腊地体岩浆岩在 Ce-La 图上呈线性关系,显示都是来源于地壳深部与俯冲板片机制有关的岩浆源区和相似的岩浆演化机制。

参考文献:

- [1] Crow M J, van Leeuwen. Metallic mineral deposits [M]// In: Barker A J, Crow M J and Milson J S (eds). Sumatra: Geology, Resources and Tectonics. Geological Society, London, Mem-

- oir, 2005, 31: 147-174.
- [2] Hutchison C S. Gondwana and Cathaysian blocks, Palaeotethys sutures and Cenozoic tectonics in Southeast Asia [M]. New York: Offord University Press, 1994:388 - 405.
- [3] 高小卫, 吴秀荣, 杨振强. 苏门答腊(印度尼西亚)火山岩的地层时代及其中、新生代地球化学-构造环境判别[J]. 华南地质与矿产, 2012,28(2):107-113.
- [4] 高小卫, 吴秀荣, 杨振强. 初论苏门答腊(印尼)的岩浆-构造旋回及其板块构造背景[J]. 华南地质与矿产, 2013,29(4):259 - 270.
- [5] 高小卫, 杨振强, 吴秀荣. 苏门答腊岛岩浆旋回中的成矿作用[J]. 华南地质与矿产, 2013,29(4):299-307.
- [6] 高小卫, 杨振强, 吴秀荣. 苏门答腊岛(印尼)两类地体划分及其区域成矿背景[J]. 地质通报, 2015, 待刊.
- [7] Barley M E, Rak P and Wyman D. Tectonic controls on magmatic-hydrothermal gold mineralization in the magmatic of SE Asia[M]. //In: Blundell D J, Neubauer F and von Quadt A (eds). The Timing and Location of Major Deposits in a Evolving Orogen. Geological society, London, Special Publication, 2002, 204:39 - 47.
- [8] Zulkarnain I. Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication [J]. Indonesian Journal on Geoscience, 2009, 14(2):117 -131.
- [9] 朱章显, 杨振强, 胡鹏. 印尼苏门答腊岛巴东地区埃达克岩地球化学特征和构造环境意义[J]. 中国矿业, 2014,23(8):92-99, 109.
- [10] 王宏, 林方成, 施美凤, 石洪召, 王疆丽. 滇缅腾冲-毛淡棉构造岩浆岩带钨锡成矿系统与典型矿床研究[J]. 地质与勘探, 2013, 49(1): 89-98.
- [11] Lehmann B. Metallogeny of Tin. Berlin: Spring-Verlag, 1990: 1-211.
- [12] Koning T, Darmono F X. The geology of the Beruk Northeast Field, Central Sumatra: Oil productin from Pre-Tertiary basement rocks[M]. // In: Indonesian Petroleum Assosiation Proceeding of the 13th Annual convention, Jakarta, 1984, 1: 385-406.
- [13] Zulkarnain I. Geochemical evidence of island-arc origin for Sumatra Island: a new perspective based on volcanic rocks in Lampung Province, Indonesia [J]. Jurnal Geologi Indonesia, 2011, 6(4): 213-225.
- [14] Cobbing E J. Granite [M]. //In: Barker A J, Crow M J and Milson J S(eds), Sumatra: Geology, Resources and Tectonics. Geological Society, London, Memoir, 2005, 31: 54-62.
- [15] 武莉娜, 王志畅, 汪云亮. 微量元素La、Nb、Zr在判别大地构造环境方面的应用[J]. 华东地质学院学报, 2003,26(4): 343-317.
- [16] 朱章显, 杨振强. 巴布亚新几内亚新生代两类埃达克岩的构造环境意义[J]. 华南地质与矿产, 2007, (2):1-6.
- [17] 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 玄武岩类形成的大地构造环境的Th/Hf - Ta/Hf图解判别 [J]. 岩石学报, 2001,17(3):413 -421.
- [18] 孙书勤, 张成江, 黄润秋. 板块汇聚边缘玄武岩大地构造环境的Th、Nb、Zr判别 [J]. 地球科学进展, 2006, 21(6): 593-598.
- [19] 朱章显, 赵财胜, 杨振强. 苏拉威西埃达克岩、类埃达克岩分布和特征[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2009, 39(1):80-88.
- [20] Gorton M P, Schandl ES. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist, 2000, 38(5):1065-1073.
- [21] 胡鹏, 朱章显, 杨振强. 爪哇和加里曼丹(印尼)新生代埃达克岩地球化学特征、成因及构造环境对比[J]. 华南地质与矿产, 2015, 31(2):125-135.
- [22] 张旗, 许继峰, 王焰, 肖龙, 刘红涛, 王元龙. 埃达克岩的多样性[J]. 地质通报, 2004, 23(9-10):959-965.
- [23] Richards J P, Kerrich R. Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis [J]. Economic Geology, 2007, 102(4): 537-576.
- [24] Crow M J, Tertiary volcanicity [M]. //In: Barker A J, Crow M J, and Milson J S (eds), Sumatra - Geology, Resources and Tectonics. Geological Society, London, Memoir, 2005, 31: 98-119.
- [25] Macpherson C G, Hall R. Tectonic controls of geochemical evolution in arc magmatism in SE Asia (C). // In: Proceedings PACRIM 99 congress, Australian Institute of mining and metallurgy Publications, Series, 1999: 359-368.
- [26] Maulana A. Petrology, Geochemistry and Metamorphic Evolution of South Sulawesi Basement Rock Complexes, Indonesia [D]. Canberra :The Australian National University, 2009:1-89.
- [27] 向文师, 高小卫, 程湘, 印尼苏门答腊岛苏利特河铜矿地质特征[J]. 华南地质与矿产, 2014, 30(4):361-367.