第34卷 第2期
2004年4月

吉林大学学报(地球科学版)
Journal of Jilin University(Earth Science Edition)

Vol. 34 No. 2
Apr. 2004

东南亚北加里曼丹新生代碰撞造山带演化与成矿

丁清峰,孙丰月,李碧乐

(吉林大学 地球科学学院,吉林 长春 130061)

摘要:在确定出北加里曼丹大地构造单元的基础上,结合分析其内新生代岩浆岩性质及其大地构造环境,认为新生代北加里曼丹是卢卡尼亚(Luconia)陆块和巽他陆块碰撞的造山带,并提出"北加里曼丹新生代碰撞造山带"的概念。该造山带经历了边缘造山带—内部造山带—边缘造山带相继转化的过程,它控制了加里曼丹的区域成矿作用,特别是晚渐新世—中中新世北加里曼丹内部造山带的逆冲叠瓦阶段是加里曼丹区域成矿的最重要时期。

关键词:加里曼丹;内部造山带;边缘造山带;成矿作用;逆冲叠瓦阶段

中图分类号:P542.2;P611 **文献标识码**:A **文章编号**:1671-5888(2004)02-0193-08

Evolution of Cenozoic collision orogen of north Kalimantan and its metallogenesis

DING Qing-feng, SUN Feng-yue, Li Bi-le

(College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China)

Abstract: Based on confirming the geotectonic units in north Kalimantan and analyzing the nature of Cenozoic magmatic arcs and related geotectonic settings, the author thought North Kalimantan was an collision orogen formed by the collision between the Luconia continental block and the north margin of Sundaland. It is called "Cenozoic collision orogen of north Kalimantan" by the author. This orogen saw a very complicated history from interior orogen to peripheral orogen and to interior orogen again. It is suggested that regional metallogenesis in Kalimantan be controlled by these geological and tectonic processes. The imbricate thrusting stage during late Oligocene—middle Miocene interior orogen was the most important epoch of regional metallogenesis in Kalimantan.

Key words: Kalimantan; interior orogen; peripheral orogen; metallogenesis; imbricate thrusting stage

位于南中国海南部的加里曼丹(旧称婆罗洲)是东南亚最大的一个岛屿,其中部和南部隶属于印度尼西亚;北部隶属于马来西亚和文莱,所谓的"北加里曼丹"包括加里曼丹的北部和中北部。近20年来,前人在加里曼丹岛找到了大量的金矿床,且获得了诸多金矿床的地质资料,并对加里曼丹的地球动力学背景有过初步研究[1~3]。Hutchison在讨论东南亚的地质演化时[3],指出北加里曼丹有一中新世碰撞造山带存在[4]。Soeria-Atmadja等[1]在此基础上,总结了加里曼丹新生代各时代岩浆作用的特

收稿日期:2003-06-13

基金项目:吉林大学地球科学学院与加拿大TMC公司国际合作项目资助(3B6010014015)

作者简介:丁清峰(1976-),男,江西安福人,博士研究生,主要从事热液成矿作用研究,Tel:13019213153,E-mail:dqf-mailbox@sina.com.

通讯联系人:孙丰月(1963-),男,山东淄博人,教授,博士生导师,主要从事热液矿床成矿理论及预测研究,Tel:0431-8502617.

万方数据

点,将北加里曼丹的新生代地球动力学演化过程划分为4个阶段,但是原作者并没有认识到这些演化阶段实质上是该碰撞造山带的不同发育时期的表现。我国学者在探讨南中国海演化时,也都提到加里曼丹的地球动力学演化[5~8],但是大都不确切也不具体。另外,前人虽对加里曼丹的主要金矿床进行过深入系统的总结[2],但是,至于是何种因素造成加里曼丹独特的成矿特点鲜有研究,特别是没有认识到其地球动力学背景的制约作用。笔者于2000年8月~2001年8月期间,有幸参加了吉林大学地球科学学院与加拿大TMC矿业公司在东南亚北加里曼丹进行的国际合作项目,对上述问题进行了较为详尽的研究。笔者在前人工作基础上,提出"北加里曼丹新生代碰撞造山带"的概念,并依据内部造山带和边缘造山带的理论[9],诠释其地球动力学演化过程,最后结合新生代加里曼丹区域成矿特点,进一步探讨该碰撞造山带的演化对北加里曼丹区域成矿作用的控制。

1 加里曼丹区域地质

加里曼丹处于西太平洋岛弧带中部,被3个边缘洋盆和几个东南亚大陆及华南来源的微陆块包围(图1),北面有南中国海,东面有苏禄海和西里伯斯海,东南侧为望加锡海峡,西部为巽他陆块,南邻苏门答腊—爪洼岛弧。Kutai盆地是加里曼丹面积最大的第三纪沉积盆地;拉让(Rajang)群和Embaluh群浊积物从西北部一直向东延伸呈一个NW—EW—NE向弧形;北西角为三叠纪—侏罗纪变质岩和火山岩、晚三叠纪—始新世沉积物等组成的穹隆;南东角的Meratus山脉和Laut岛为早白垩纪火山弧和蛇绿岩序列;南西角的Schwaner山脉主要由早—晚白垩世花岗岩和英云闪长岩侵入的古生代变质岩组成[10]。

另外,加里曼丹区域性的线性构造发育,在北加里曼丹,主要有走向南东、倾向南西的卢帕(Lupar)构造线和默辛(Mersing)构造线以及走向北北西、近垂直的巴兰(Baram)构造线。其中,巴兰构造线是一条板块转换边界,性质为右旋走滑,我国学者称之为"廷贾断裂"[5],它错切了北面的巴拉望(Palawan)海沟[11](或称之为"南沙海槽"[5])。卢帕构造线是一条向南西倾的板块缝合线,在Marup Quarry东400m有露头可见,沿该缝合线发育了一系列晚白垩世—渐新世呈叠瓦状产出的蛇绿岩[1]。默辛构造线则是一向南西倾的逆冲断层,沿构造线出露有古新世至始新世放射虫燧石和蛇绿混杂岩[8]。其南部的拉让群增生杂岩通常是向南倾的,且向北变年轻,它们是一系列逆冲岩片,每个岩片组成宽10~15 km的单元[12]。另外,在中加里曼丹,还有一右旋走滑性质的Adang断裂[1]。

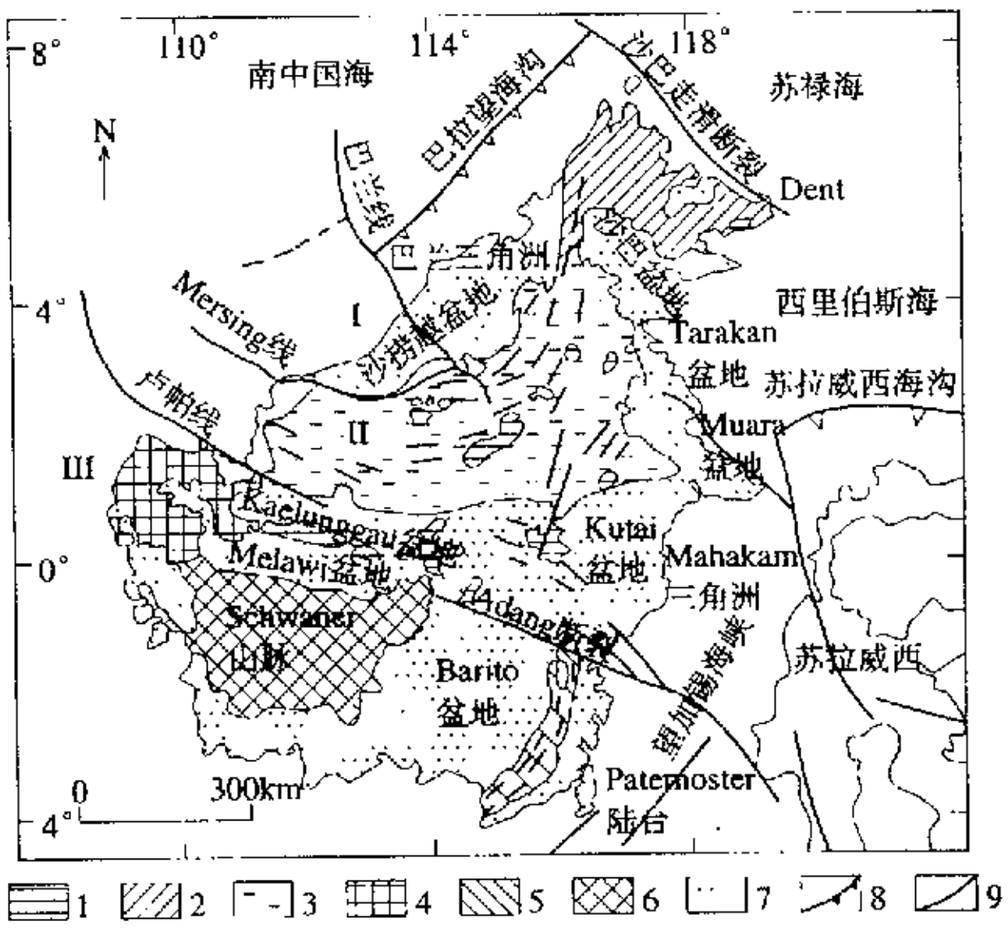


图1 加里曼丹区域地质简图(据文献[1],[10]等修编)

Fig. 1 Simplified geological map of Kalimantan

1. 上新世—更新世火山岩;2. 渐新世—早中新世Crocker和Temburong复理石建造;3. 拉让群和Embaluh群浊积物;4. NW加里曼丹三叠纪—侏罗纪变质岩火山岩穹隆;5. Meratus山脉和Laut岛早白垩纪火山弧和蛇绿岩序列;6. Schwaner早—晚白垩世花岗岩和英云闪长岩侵入的志留纪—二叠纪变质岩;7. 第三纪盆地和现代沉积物;8. 海沟;9. 区域性线性构造;Ⅰ. 米里—卢卡尼亚构造带;Ⅱ. 诗巫—拉让构造带;Ⅲ. 古晋构造带

2 北加里曼丹的大地构造单元

北加里曼丹的大地构造单元复杂,Hutchison[3]将其从北西到南东划分为3个主要的构造带,即米里(Miri)—卢卡尼亚,诗巫(Sibu)—拉让和古晋(Kuching)构造带(图1)。根据现有资料,笔者认为上述3个构造带分别代表了不同特征的大地构造单元。

2.1 米里—卢卡尼亚构造带——卢卡尼亚陆块

米里—卢卡尼亚构造带指限制在巴拉望海沟和默辛构造线之间的部分[3]。这个带出露最老的岩石是强烈褶皱的晚白垩纪—始新世的Long Bawan和Kalalan组河流三角洲沉积物,上覆有始新世—渐新

万方数据

世含有灰岩的 Mulu 组沉积物[11]。Hutchison[3] 认为，米里—卢卡尼亚构造带代表了卢卡尼亚陆块的一部分。根据现有资料分析，卢卡尼亚陆块在巴兰线以西的部分就是“曾母地块”，为印支陆块来源[5]。卢卡尼亚陆块北缘为巴拉望海沟，而上述沉积物主要形成于相对稳定的大陆架，推测当时卢卡尼亚陆块南缘一直处于被动陆缘环境，而其北缘为南中国海。

2.2　诗巫—拉让构造带——古南中国海

诗巫—拉让带是限制在卢帕构造线和默辛构造线之间的部分[3]，强烈褶皱、弱变质的拉让群复理石建造和 Embaluh 群浊积物呈 NW—EW—NE 走向的大弧形分布。强烈变形的晚白垩世—始新世 Embaluh 群复理石建造则主要分布于更南东面[3]。在卢帕缝合线及其北部，许多地方可见蛇绿岩性质的细碧岩、层状辉长岩、斜方橄榄岩等[10]。拉让群和 Embaluh 群的浊积岩覆盖在这些蛇绿岩之上[12]，一般都认为是代表了白垩纪—古近纪的增生楔[3]。可见，现在的诗巫—拉让构造带曾经有洋盆存在，该洋盆就是古南中国海[5,6]，NW—EW—NE 走向延伸的诗巫—拉让增生楔以及加里曼丹的岩浆岩和抬升历史都表明曾经有古南中国海洋壳的俯冲[3,4]。最近的层析成像结果也表明在北加里曼丹下面存在一个 300 km 长的古洋壳残片[13]。

2.3　古晋构造带——巽他陆块

卢帕构造线是古晋构造带的北边界，东西走向的 Adang 断层则为古晋构造带的南边界[3]。带内中生代到古近纪碳酸盐岩和硅质碎屑沉积物覆盖在古生代结晶片岩之上，包括古近纪 Piyabung 火山岩和新近纪 Sintang 侵入岩在内的新生代岩浆岩广布其中[1]。古晋构造带可能向东延伸进入上 Kutai 盆地，向北延伸进入上 Tarakan 盆地[3]。据 Hutchison[3]，古晋构造带代表巽他陆块在加里曼丹的出露部分，卢帕板块缝合带是巽他陆块的北部边界。

3　加里曼丹新生代岩浆岩

据前人资料[1,14]，加里曼丹出露有大量的新生代岩浆岩，它们分布于古晋构造带和诗巫—拉让构造带内呈弧形展布。Soeria—Atmadja 等[1]综合整理了该岩浆弧内主要岩浆岩发育地区 Basang、Kelian、Muyup、Mt. Muro、Masuparia、Muara Wahau 和 Sintang 等地的岩浆岩及其年龄资料，通过分析一些样品的常量元素和微量元素含量，利用 $w(K_2O)-w(SiO_2)$ 图解和原始地幔标准化蛛网图判定了不同时代岩浆岩的性质及产出的大地构造环境（表 1）。从表中可见，加里曼丹新生代的岩浆作用以钙碱性为主，大都和俯冲作用有关。不过，一般认为，晚中新世—更新世 Dent 半岛及苏禄山脉等地的火山岩与苏禄海沟处的俯冲作用有关[3]。始新世—中中新世的钙碱性岩浆作用则与北加里曼丹北缘向南的俯冲作用有关[14,15]。另外，加里曼丹还发育有大量的上新世—更新世拉斑玄武岩，它们常与板内岩浆作用有关[1]。这些岩浆岩资料，为恢复北加里曼丹的地球动力学环境提供了重要依据。

表 1　加里曼丹新生代岩浆岩及其大地构造环境[1]

Table 1　Cenozoic magmatism in Kalmantan and their geotectonic settings[1]

年代	岩浆作用		岩浆岩分布
上新世—更新世	板内	拉斑玄武岩系列	Busang：玄武岩岩体和岩脉；Kelian 和 Mt. Muro：高原玄武岩；Masuparia：橄榄玄武岩溢流；Sintang：玄武岩；Usun Apau：玄武岩溢流；Linau—Balui：玄武岩
晚中新世—更新世	与俯冲有关	钙碱性，一些富镁	Dent 和 Semporna 半岛：熔岩流，凝灰岩和玄武岩；上 Tarakan 盆地：安山岩、玄武岩和凝灰岩；苏禄山脉：安山岩、玄武质熔岩流和火山碎屑岩系列
中中新世—上新世	与俯冲有关	高钾钙碱性	Usun Apau：英安岩、熔结凝灰岩；Kinabalu：花岗质侵入岩；Hose Mt.：英安质凝灰岩和熔岩；Linau—Balui 英安岩、安山岩和玄武岩高原；Cagayanridge：玄武岩和闪长玢岩
晚渐新世—中新世	与俯冲有关	钙碱性	Busang：酸性凝灰岩（安山岩、英安岩和流纹岩）；Masuparia：花岗质侵入岩，安山质—英安岩质火山碎屑岩和熔岩流；Mt. Muro：安山岩和玄武安山质熔结角砾岩和凝灰岩；Kelian 和 Muyup：安山岩岩株、岩脉；Muara Wahau：安山质熔岩流和火山碎屑凝灰岩（英安岩），英安岩脉；Sintang：玄武岩、安山岩、英安岩和流纹岩
始新世—早渐新世	与俯冲有关	钙碱性	Singkawang：英安岩；Mandai：英安岩；Piyabung：火山碎屑凝灰岩和角砾岩；Kelian：硅质火山碎屑岩（流纹岩）；Nyaan：集块岩、熔结凝灰岩和英安岩

4　北加里曼丹碰撞造山带的演化

Soeria—Atmadja 等[1]根据上述岩浆作用的有

万方数据

关数据,将北加里曼丹新生代的地球动力学演化划分为4个阶段,但是原作者并没有认识到它们实质上是一个陆－陆碰撞造山带在不同发育时期的表现。笔者在其工作基础上,考虑南中国海的形成过程,结合重新确定的北加里曼丹大地构造单元,提出一个全新的"北加里曼丹新生代碰撞造山带"的概念,并依据 Murphy 等[9]的内部造山带和边缘造山带理论及马文璞[16]碰撞造山带演化阶段的认识,厘定出北加里曼丹新生代碰撞造山带的演化史,认为它可能经历了边缘造山带－内部造山带－边缘造山带相继转化的过程,反映了北加里曼丹大陆在新生代的增生及裂解历史。

4.1 始新世－早渐新世边缘造山作用阶段

据 Daines[17],始新世－早渐新世亚洲边缘发生裂谷作用(南海运动[6]),产生了南中国海,致使卢卡尼亚陆块向南东漂移,它与巽他陆块之间的古南中国海开始收缩,该洋盆北边界为卢卡尼亚被动陆缘,而南面的洋壳向巽他陆块北缘下俯冲,使巽他陆块北缘成为具弧形拉让海沟和大陆岩浆弧的主动陆缘(图2A),为典型的科迪勒拉弧,属于边缘造山作用阶段;对应的始新世－早渐新世岩浆岩主要发育在古晋构造带内的 Sintang、Kelian 至上 Tarakan 盆地等地,属钙碱性系列(表1)。

4.2 中渐新世－中中新世的内部造山作用阶段

中渐新世南中国海洋壳不断向南扩张,中央海盆基本形成,菲律宾岛弧向西推覆和仰冲,澳大利亚板块向北推挤;导致加里曼丹陆块的逆时针旋转[18],加速了古南中国海的闭合和消亡[7,8]。拉让增生楔中强烈褶皱的沉积岩最年轻的是早渐新世的,该时期的变形也在 Melawi 盆地中的早渐新世不整合中有所反映[3]。所以,一般认为卢卡尼亚大陆块与巽他陆块北缘的碰撞发生在中渐新世,卢帕构造线中中渐新世－白垩纪呈叠瓦状产出的蛇绿岩表明,它是与此碰撞作用有关的缝合线[1]。此时的北加里曼丹已经发展成为一个典型的内部造山带[9]。由于古南中国海的闭合,卢卡尼亚陆块与巽他陆块碰撞拼贴成一个更大规模的大陆,致使早渐新世的拉让海沟内的年轻沉积物遭受了强烈的褶皱,形成了拉让增生楔,部分残余洋壳仰冲进增生楔中成为蛇绿岩。

晚渐新世－中中新世时期,北加里曼丹内部造山带抬升迅速,陆壳增厚作用发生,出现山根,这个时期的该内部造山带大致处于马文璞[16]提出的"逆冲叠瓦阶段",导致默辛线及其南部一系列南倾的逆冲断层和岩片形成。在陆壳增厚过程中,巽他陆块北缘下消亡的始新世古南中国海洋壳残片发生部分熔融,产生以钙碱性系列为主的岩浆作用(图2B),与之有关的晚渐新世－中中新世岩浆岩叠加在始新世岩浆带上,它们沿着 Mangkalihat 和 Sesayap 的北侧分布于 Sintang(岩浆带的最西部分)、Mount Muro、Kelia、Muyup、Busang、Muara Wahau 等地区(表1)。

4.3 中中新世－上新世的边缘造山作用阶段

卢卡尼亚陆块与巽他陆块间的古南中国海洋盆在中中新世时完全闭合,而同时,其北面的南中国海洋盆在来自南面、东南面的挤压力作用下也停止了扩张,随后冷凝沉降且因吕宋弧的向西仰冲而向东被动俯冲于马尼拉海沟之下[8];向南则被动俯冲于增生的北加里曼丹北缘卢卡尼亚陆块之下,以巴拉望海沟形式发育(图2C)。此时,内部造山作用结束,但增生的加里曼丹大陆的北缘,有南中国海洋壳的被动俯冲,使之又成为一边缘造山带[9](图2C)。对应的中中新世－上新世岩浆活动是沿着诗巫－拉让带和 Cagayan 洋中脊以及 Mount Kinabalu 和菲律宾的 Panay 岛分布,属富钾钙碱性系列(表1)。有化石表明,拉让增生楔(Mount Hose、Usun Apau 和 Niewenhuis)、Kinabalu 和 Cagayan Ridge 等地区的火山岩也是中中新世－上新世的[1]。

4.4 上新世－更新世内部造山带坍塌、边缘造山带部分结束阶段

上新世至更新世,北加里曼丹古晋构造带和诗巫－拉让构造带内发生大面积大陆玄武岩溢流,主要包括 Busang 玄武岩岩体和岩脉、Kelian 和 Mt. Muro 高原玄武岩、Masuparia 橄榄玄武岩溢流、Sintang 玄武岩、Usun Apau 玄武岩溢流和 Linau－Balui 玄武岩。虽然对于上述拉斑质玄武岩(表1)目前尚缺乏任何地球化学方面的资料,不过笔者推测,它们可能属于指示碰撞后伸展阶段(坍塌或拆沉阶段)的双峰式岩浆岩组合[16]。另外,在 Niewenhuis Mts. 和 Mabakam 地区的上新世－更新世火山岩一般都是玄武质成分,岩石化学组成也表明它们与大陆玄武岩有亲和关系[19]。

由于巴兰转换断裂切割巴拉望海沟,一般都认为巴兰转换断层西边巴拉望海沟处南中国海洋壳的俯冲作用比其东部的俯冲作用结束得要早些[20]。由此笔者推测,巴兰构造线以西的北加里曼丹上新

万方数据

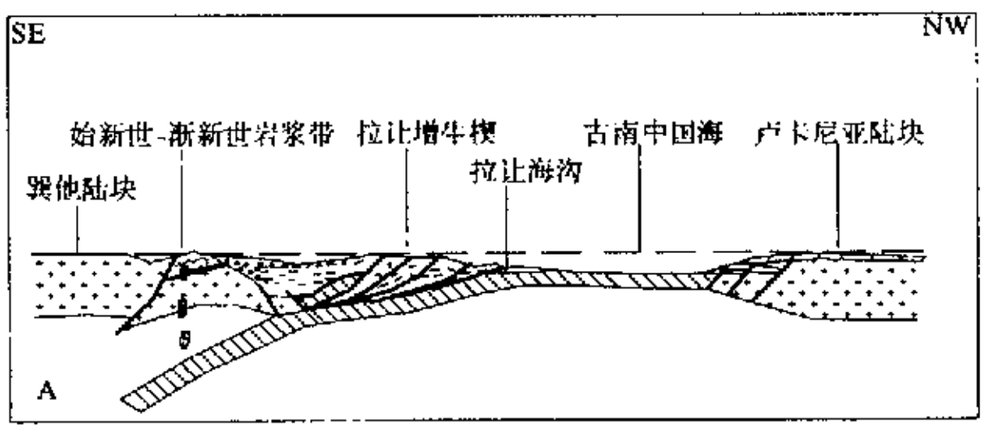


图 2　新生代北加里曼丹碰撞造山带的演化过程

Fig. 2　Evolutionary process of the north Kalimantan collision orogen in the Cenozoic era

A. 始新世—早渐新世边缘造山作用阶段；B. 中渐新世—中中新世的内部造山作用阶段；C. 中中新世—上新世的边缘造山作用阶段；D. 上新世—更新世内部造山带坍塌、边缘造山带部分结束阶段；1. 陆壳；2. 洋壳；3. 逆冲断层；4. 混杂堆积；5. 岩浆作用

世内部造山带的山根在其自重下发生了拆沉作用，使地壳减薄、岩浆上涌，才造成加里曼丹上新世—更新世拉斑玄武岩的广泛分布(图 2D，表 1)。

此阶段是北加里曼丹内部造山带坍塌、边缘造山带部分结束的阶段，Murphy 等[9]曾指出，盆地的闭合和边缘造山带的结束反映了超大陆的裂解和离散。因此，可以相信拼贴后的北加里曼丹大陆此时已进入部分裂解时期。

5　加里曼丹区域成矿特点

加里曼丹的内生金属矿产丰富，其中又以金矿床较多，且其类型也多样(图 3)，尤其新生代岩浆岩内或其附近发育了大量浅成低温热液型金矿床。目前主要的金矿床有：4 个浅成低温热液型金矿床(Mt. Muro[21]、Mirah[2]、Masupa Ria[22]、Muyup[3,15])和一个浅成低温热液型与斑岩型过渡类型的 Kelian 铜金矿床[10,23]以及一个多成因类型的 Bau 金矿床[24,25]。

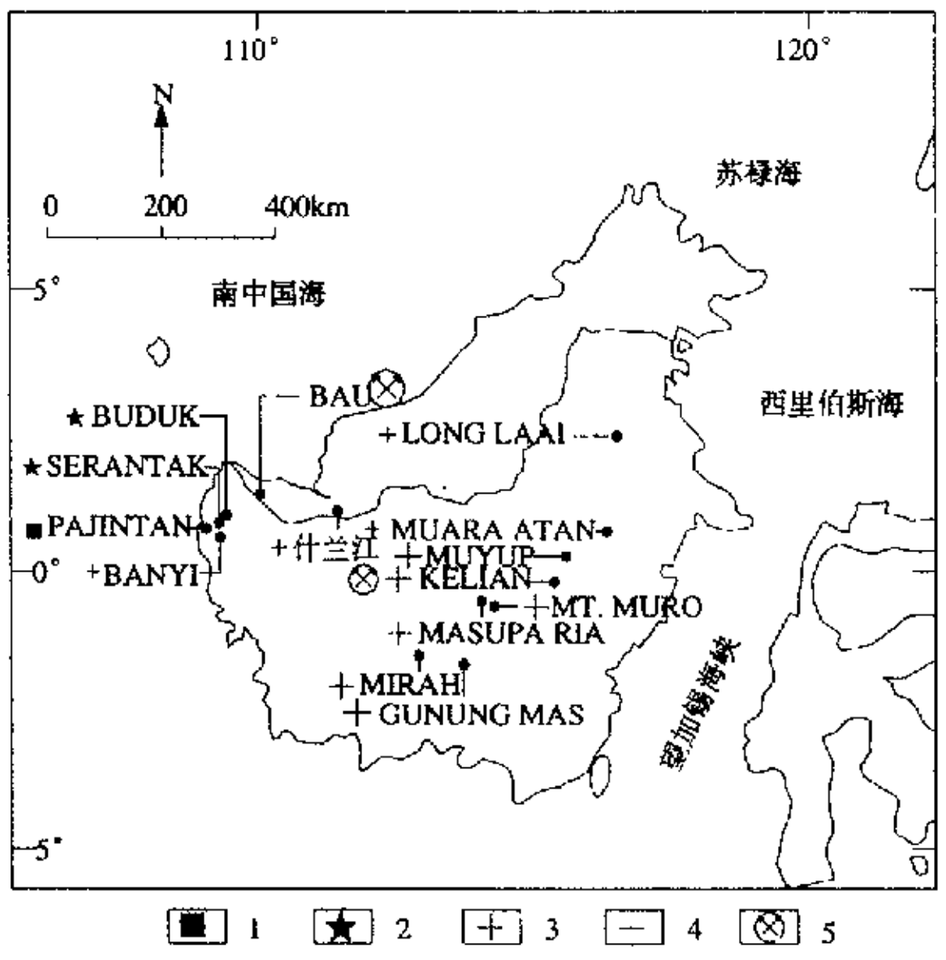


图 3　加里曼丹金矿床及主要金矿点分布图(据文献[2]和实际工作成果修编)

Fig. 3　Location of the gold deposits and major prospects in Kalimantan(After literature[2] etc.)

1. 斑岩型；2. 夕卡岩型；3. 低硫化型浅成低温热液型；4. 层控型；5. 生产矿山

根据上述金矿床和现有矿床资料[2]对比研究，加里曼丹的区域成矿特点可以概括如下：(1)加里曼丹地区金矿床最为发育，铜矿床次之。(2)金矿床的类型主要以低硫化型浅成低温热液金矿床为主，另外还有部分高硫化型、斑岩型或它们之间的过渡类型。(3)金矿床和控矿岩浆岩沿北加里曼丹古晋构造带大致呈 NW—EW—NE 方向的弧形展布，成岩成矿受大地构造环境控制明显。(4)金矿床容矿主岩以第三纪陆相钙碱性火山岩系列为主，控矿岩浆

万方数据

岩及其同源侵入岩主要是晚渐新世－中中新世中性侵入岩和安山质－长英质火山岩。

6 新生代北加里曼丹碰撞造山带区域成矿作用

众所周知，大地构造环境对成矿作用有着宏观的控制作用[25]，比如浅成低温热液金矿床、富金斑岩型矿床和夕卡岩型矿床一般形成于俯冲带上方洋岛或者大陆岩浆弧的浅部，即总体挤压背景体制下的局部拉张环境内[27]。另外，一般而言，钙碱性岩浆岩对浅成低温热液型金矿床和斑岩型铜(金)矿床具有成矿专属性。实际上，在陆相火山、次火山岩地区，无论是拉斑质的还是碱性系列的，都未发育浅成低温热液型金矿床[28]。其原因在于斑岩型成矿作用是与酸性到中酸性侵入体(钙碱性系列的)相伴的，而浅成低温热液矿床虽是远离这种岩浆侵入体的成矿作用在地壳内相对较低温度(<300℃)和较浅深度(地表到地下 1～2 km)形成的，但仍有证据表明，其成矿流体中存在此种岩浆成分，所以斑岩型和浅成低温热液型矿床在成因上都与钙碱性岩浆岩有关[29]。

从前面的论述知，北加里曼丹新生代的岩浆岩大都是钙碱性系列的，且是北加里曼丹新生代碰撞造山带不同演化阶段的产物(表 1)，而板块构造等大地构造活动对于内生矿床的制约作用，主要是通过对岩浆活动的控制[30]。北加里曼丹碰撞造山带的演化也会控制着加里曼丹区域成矿作用，因此，笔者认为有必要对该碰撞造山带各演化阶段与成矿的关系进行更为深入的探讨，这样才能更好地解释加里曼丹的区域成矿特点。

6.1 始新世－早渐新世边缘造山带与成矿

始新世－早渐新世时期，北加里曼丹为边缘造山作用阶段，巽他陆块北缘发育拉让海沟和始新世－早渐新世钙碱性系列岩浆岩(大陆岩浆弧)，有利于浅成低温热液型金矿床和斑岩型铜(金)矿床等的形成。但由于后期进入内部造山作用阶段，矿化岩浆弧因遭受强烈抬升，剥蚀深度大，现在仅在 Sintang、Kelian 和上 Tarakan 盆地等少数地区有始新世－早渐新世岩浆岩露头，未见同期矿化。笔者推测，由于强烈剥蚀，在古晋构造带内会有大量同时期砂金矿床的形成；另外，当时的卢卡尼亚陆块南缘是被动陆缘，故滨海砂矿应发育，部分可能保存在拉让增生楔的逆冲岩片中。

6.2 中渐新世－中中新世的内部造山带与成矿

中渐新世是卢卡尼亚大陆块与巽他陆块北缘发生碰撞时期，拉让增生楔及卢帕缝合线中的蛇绿岩有找到与蛇绿岩有关矿化的潜力，如豆荚状铬铁矿、铂、镍矿和塞浦路斯型块状硫化物矿床[26,30]等。晚渐新世－中中新世时期，北加里曼丹内部造山作用进入逆冲叠瓦阶段，主要在古晋构造内发生同时期钙碱性系列为主的岩浆作用，已知的加里曼丹低硫化型浅成低温热液金矿床，在成因上大都与它们有关，如 Masuparia、Mt. Muro、Kelian 和 Muyup 金矿床[10,3,15,21～23]。另外，马来西亚西沙捞越的 Bau 层控金矿床也被认为是具有浅成低温热液成因[31]。本次国际合作项目研究矿点之一的西沙捞越什兰江(Selanjan)金矿点，笔者研究结果也认为是属于和中中新世的斑状花岗闪长岩有关的浅成低温热液型金矿床，主要发育在一浅成、半浅成角砾岩筒内[32]；而另一研究矿点——沙捞越 Punda 铜矿点的控矿走滑双重构造则是由于卢卡尼亚大陆块与巽他陆块碰撞后引起的卢帕断裂右旋走滑形成的次级走滑构造[33]。因此笔者认为，北加里曼丹内部造山带的逆冲叠瓦阶段不仅是重要的控矿岩浆岩形成时期，更是控矿构造(包括控矿角砾岩筒和断裂构造)发育时期。

实际上，Sillitoe[31] 早就指出，印尼的矿床主要以斑岩型铜矿和浅成低温热液金矿床为主，它们通常与新生代俯冲作用形成的大陆岩浆弧有关，特别是低硫化型浅成低温热液金矿床大都限于大陆岩浆弧内[14]。而且，大多数加里曼丹的浅成低温热液金矿床至少在空间上与安山质－英安质岩浆弧有关，这种安山质岩浆弧(一般也包括英安质)主要是钙碱性系列的，并且多是近地表侵入或喷发的[14]，属于晚渐新世－中中新世钙碱性系列岩浆作用的产物[1]，也即北加里曼丹内部造山作用逆冲叠瓦阶段的产物。中中新世后该造山带进入造山后伸展阶段，剥蚀作用不强烈，故其内晚渐新世－中中新世岩浆弧得以较好地保存下来，与之有关的浅成低温热液金矿床也就大都保存下来，成为加里曼丹最为主要的矿床类型。

6.3 中中新世—上新世的边缘造山带与成矿

中中新世—上新世，卢卡尼亚陆块北缘巴拉望海沟发育[1]，北加里曼丹增生的大陆上发育有与之对应的富钾钙碱性系列岩浆岩，主要在诗巫－拉让构造带内(Mount Hose、Usun Apau 和 Niewen-

万方数据

huis)。可能因岩石富钾，不利于浅成低温热液型和斑岩型矿床的形成，找矿潜力不大。

6.4　上新世—更新世内部造山带坍塌与成矿

到了上新世至更新世，是北加里曼丹造山带坍塌阶段，加里曼丹古晋构造带和诗巫—拉让构造带内大陆溢流玄武岩广泛发育，有找到与之有关的铜镍硫化物矿床的潜力，目前尚未发现有工业意义的矿化。

7　结　论

通过上述分析和讨论，可以得出如下结论：

(1)北加里曼丹新生代碰撞造山带经历了边缘造山带—内部造山带—边缘造山带相继转化的过程。

(2)北加里曼丹新生代钙碱性系列为主的岩浆岩是北加里曼丹新生代碰撞造山带各演化阶段的产物。

(3)北加里曼丹新生代碰撞造山带的演化控制着其区域成矿作用，就已知矿床和矿种而言，晚渐新世—中中新世的内部造山带逆冲叠瓦阶段是加里曼丹区域性成岩成矿的重要时期。

参考文献(References)：

[1] Soeria - Atmadja R, Noeradi D, Priadi B. Cenozoic magmatism in Kalimantan and its related geodynamic evolution[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 1999, **17**:25 - 45.

[2] Van Leeuwen T M. 25 years of mineral exploration and discovery in Indonesia[J]. Journal of Geochemical Exploration, 1994, **50**:13 - 90.

[3] Hutchison C S. Geological evolution of southeast Asia [M]. London: Oxford University Press, 1996.

[4] Hutchison C S, Bergman S C, Swauger D A, et al. A Miocene collisional belt in north Borneo: uplift mechanism and isostatic adjustment quantified by thermochronology[J]. J Geol Soc, 2000, **157**:783 - 793.

[5] 杨木壮，吴进民. 南海南部新生代构造应力场特征与构造演化[J]. 热带海洋，1996，**15**(2)：45 - 52.
YANG Mu-zhuang, WU Jin-min. Tectonic stress field and tectonic evolution in the south of South China Sea [J]. Tropical Oceanography, 1996, **15**(2):45 - 52.

[6] 姚伯初. 南海海盆新生代的构造演化史[J]. 海洋地质与第四纪地质，1996，**16**(2)：1 - 13.
YAO Bo-chu. Tectonic evolution of the South China Sea [J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 1996, **16**(2):1 - 13.

[7] 钟建强，黄慈流，詹文欢. 南海新生代沉积建造的基本特征[J]. 海洋地质与第四纪地质，1996，**16**(4)：25 - 34.
ZHONG Jian-qiang, HUANG Ci-liu, ZHAN Wen-huan. Basic characters of Cenozoic sedimentary formation in the South China Sea[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 1996, **16**(4):25 - 34.

[8] 刘海龄. 南沙超壳层块边界断裂的运动学与动力学特征[J]. 热带海洋，1999，**18**(4)：8 - 16.
LIU Hai-ling. On dynamic process and kinematic characteristics of boundary faults of Nansha transcrustal layering block[J]. Tropical Oceanography, 1999, **18**(4):8 - 16.

[9] Murphy J B, Nance R D. Supercontinent model for the contrasting character of late Proterozoic orogenic belts [J]. Geology, 1991, **19**(5):469 - 472.

[10] Moss S J, Finch E M. Geological implications of new biostratigraphic data from east and west Kalimantan, Indonesia[J]. Journal of Asia Earth Sciences, 1997, **15**(6):489 - 506.

[11] Morley C K. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike - slip faults and rift basins in SE Asia [J]. Tectonophysics, 2002, **347**:189 - 215.

[12] Honza E, John J, Banda R M. An imbrication model for the Rajang accretionary complex in Sarawak, Borneo[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2000, **18**:751 - 759.

[13] Rangin C, Spakman W, Pubellier M, et al. Tomographic and geological constraints on subduction along the eastern Sundaland continental margin (South — East Asia)[J]. Bull Soc Geol Fr, 1999, **170**:775 - 788.

[14] Carlile J C, Mitchell A H G. Magmatic arcs and associated gold and copper mineralization in Indonesia (Special Issue)[J]. Journal of Geochemical Exploration, 1994, **50**:91 - 142.

[15] Hamilton W B. Tectonics of the Indonesian region [M]. Washington: USGS Professional Paper 1078, 1979:345.

[16] 马文璞. 当前造山带研究的几个重要问题[J]. 地学前缘，1999，**6**(3)：103 - 111.
MA Wen-pu. Some important problems on current orogen researching[J]. Earth Science Frontiers, 1999, **6**(3):103 - 111.

[17] Daines S R. Structural history of the west Natuna Basin and the tectonic evolution of the Sunda region [M]. Proceedings 14th Annual Convention, Indone-

万方数据

sian Petroleum Association, 1985: 39 - 65.

[18] Hall R. Reconstructing Cenozoic SE Asia[A]. In: Hall R, Blundell D J, eds. Tectonic evolution of southeast Asia[C]. 106 Geological Society of London Special Publication, 1996: 153 - 184.

[19] Pieters P E, Trail D S, Supriatna S F. Correlation of early Tertiary rocks across Kalimantan[M]. Proceedings 16th Annual Convention, Indonesia Petroleum Association, 1987: 291 - 306.

[20] Hazebroek H P, Tan D N K. Tertiary tectonic evolution of the NW Sabah continental margin[A]. In: Teh G H, ed. Proceedings of the symposium on tectonic framework and energy resources of the western margin of Pacific Basin[C]. Bull Geol Soc Malaysia, 1993, **33**: 195 - 210.

[21] Simmons S F, Browne P R L. Mineralogic alteration and fluid inclusion studies of epithermal gold-bearing veins at the Mt Muro, Prospect, central Kalimantan (Borneo), Indonesia[J]. Journal of Geochemical Exploration, 1990, **35**: 63 - 103.

[22] Thompson J F H, Abidin H Z, Both R A. Alteration and epithemal mineralization in the Masupa Ria volcanic center, center Kalimantan[J]. Journal of Geochemical Exploration, 1994, **50**: 429 - 456.

[23] Van Leeuwen T M, Leach T, Hawke A A, et al. The Kelian disseminated gold deposit, east Kalimantan, Indonesia [J]. Journal of Geochemical Exploration, 1990, **50**: 1 - 61.

[24] Mustard H. The Bau gold district —— east Malaysia [A]. In: World Gold 97 Conference[C]. Singapore, 1997.

[25] Sillitoe R H, Bonham H F JR. Sediment-hosted gold deposits: distal products of magmatic-hydro thermal systems[J]. Geology, 1990, **18**: 157 - 161.

[26] Mitchell A H G, Garson M S. Mineral deposits and global tectonic settings [M]. London: Academic Press, 1981: 405.

[27] Groves D, Goldfarb R J, Gebre — Mariam et al. Orogenic gold deposits: aproposed classfication in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. Ore Geology Reviews, 1998, **13**: 7 - 27.

[28] 庞奖励. 浅成低温热液金矿研究现状及其趋势[J]. 黄金地质, 1995, **1**(3): 34 - 38.
PANG Jiang-li. Current status and trend about epithermal gold deposits researching[J]. Gold Geology, 1995, **1**(3): 34 - 38.

[29] Hedenquist J W, Lowenstern J B. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits[J]. Nature, 1994, **370**: 519 - 52.

[30] 金性春. 板块构造学基础[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1984: 256 - 263.
JIN Xing-chun. Basis of plate tectonics[M]. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press, 1984: 256 - 263.

[31] Sillitoe R H. Indonesia mineral deposits —— introductionary comments, comparisons and speculations [J]. Journal of Geochemical Exploration, 1994, **50**: 1 - 11.

[32] 丁清峰, 孙丰月, 李碧乐. 马来西亚什兰江金矿床控矿角砾岩筒构造研究意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2003, **33**(增刊): 43 - 46.
DING Qing-feng, SUN Feng-yue, LI Bi-le. Ore — controlling breccia pipe structure study at Sclanjan gold deposit, Malaysia[J]. Journal of Jinlin University: Earth Science Edition, 2003, **33**(Sup.): 43 - 46.

[33] 赵财胜, 孙丰月, 李碧乐, 等. 马来西亚沙捞越 Punda 走滑构造及其动力学成因[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2003, **33**(4): 419 - 427.
ZHAO Cai-sheng, SUN Feng-yue, LI Bi-le, et al. Punda strike — slip faults in Sarawak Malaysia and its dynamic process [J]. Journal of Jinlin University: Earth Science Edition, 2003, **33**(4): 419 - 427.

万方数据