

# 非洲东北部阿拉伯-努比亚地盾(ANS)构造演化与金成矿作用

魏浩<sup>1</sup>, 徐九华<sup>1</sup>, 王建雄<sup>2</sup>, 张国瑞<sup>1</sup>, 张辉<sup>1</sup>, 徐清扬<sup>1</sup>

(1. 北京科技大学资源工程系, 北京 100083;

2. 中国地质调查局武汉地质调查中心, 湖北武汉 443000)

**[摘要]**阿拉伯-努比亚地盾(Arabian Nubian Shield, 简称ANS)是900~550Ma期间冈瓦纳超大陆汇聚过程中形成的增生造山带, 这一造山过程也被称为泛非造山运动。它记录了一个长期的造山演化历史, 经历了从大洋俯冲、岛弧形成及弧后的岩浆作用到大陆板块碰撞地体的拼合, 再到新生地壳的逃逸构造、走滑剪切、张性断裂一系列的构造演化过程。这个演化可以分为四个阶段:(1)洋盆形成阶段(870~800 Ma); (2)洋壳俯冲阶段(800~670 Ma); (3)造山阶段(750~550 Ma); (4)后造山阶段(550 Ma~三叠纪), 其中后三个阶段都有金的富集成矿作用。洋壳俯冲阶段的金矿化主要赋存在Algo-ma型含铁建造层(BIF)、凝灰质变质碎屑岩, 以及火山成因的块状硫化物矿床内。造山阶段的主要金矿化类型为含金石英-碳酸盐脉状金矿化、与斑岩铜矿化有关的金矿化, 以及与辉长岩类岩体有关的含金石英脉状矿化。与后造山阶段有关的金矿化以少量浸染状、网脉状并伴有Sn-W-Ta-Nb矿化的石英脉为特征。目前在ANS中发现了大量金矿床或矿点, 它们具有各种不同的成因类型。根据构造背景及赋矿围岩, ANS原生金矿化可以划分为三类:(1)与火山沉积序列有关的金矿化, 包括VMS型、浅成热液型;(2)空间分布上与碳酸盐化蛇绿岩带相关的金矿化;(3)与后造山或造山晚期闪长岩-花岗岩岩体或次火山岩有关的金矿化。

**[关键词]**阿拉伯-努比亚地盾 构造演化 洋壳俯冲 造山 金矿类型

**[中图分类号]**P618 **[文献标识码]**A **[文章编号]**0495-5331(2015)02-0383-12

Wei Hao, Xu Jiu-hua, Wang Jian-xiong, Zhang Guo-rui, Zhang Hui, Xu Qing-yang. Tectonic evolution and gold mineralization in the Arabian nubian Shield(ANS), Northeastern Africa[J]. *Geology and Exploration*, 2015, 51(2): 0383-0394.

## 1 引言

阿拉伯-努比亚地盾(Arabian Nubian Shield, 简称ANS)指晚前寒武纪到早古生代的东非造山带(EAO)北缘部分, 分布在红海沿岸从以色列到索马里一带。该区在其漫长的地质演化历史中, 经历了多阶段复杂的构造、岩浆、变质和沉积作用, 尤其是前寒武纪的构造演化在地史中占有特别重要的地位, 新生代的构造岩浆活动也独具特色, 是研究新元古代冈瓦纳大陆的形成与裂解及非洲大陆中生代裂谷作用的理想场所。

许多国外学者对该区构造演化过程及成矿背景

进行了研究。Stoeser *et al.* (1988)指出ANS与前新元古代东西部的大陆板块相撞, 使阿拉伯-努比亚地盾发生变形, 产生了沿正北走向的缩短区域和多数北西向左旋走滑断层及少量北东向右旋走滑断层。Abdelsalam *et al.* (1996)认为该区构造主要表现为缝合带及区域变形带, 例如褶皱-冲断带、冲断层带和走滑断层系, 并对ANS缝合带及各种剪切变形带做了详细的描述。Johnson(2011)认为ANS是900~550 Ma期间冈瓦纳超大陆汇聚过程中形成的增生造山带, 经历了从大洋俯冲、岛弧形成及弧后的岩浆作用(>700 Ma)到大陆板块碰撞地体的合并(700~620 Ma), 再到新生地壳的逃逸构造、走滑剪

[收稿日期]2014-4-22; [修订日期]2015-01-06; [责任编辑]郝情情。

[基金项目]中国地质调查局工作项目(编号1212011220911): 非洲东北部苏丹等国重要矿床地质背景、成矿作用和找矿潜力研究资助。

[第一作者]魏浩(1981年-), 男, 博士后, 长期从事矿床学研究工作。E-mail: ronghaiwei@163.com。

切、张性断裂(620~550 Ma)一系列的构造演化过程。Botros(1991)指出 ANS 的金矿成矿经历了多个地质年代,与从寒武纪到第三纪的 ANS 周期性反复发生的火山活动有关。另外,我国学者对该区典型矿床也进行了一些研究。任小安等(1998)认为苏丹洁比特金矿主要赋存于 Nafirdeib 群安山质岩组和凝灰质岩组接触带内一套细粒岩屑凝灰岩和碳质页岩中发育的构造剪切带里。胡建勇等(2011)在对苏丹东北部金矿区域构造背景、含金建造及金地球化学特征研究成果的基础上,分析了哈塞、洁比特、瑞达和哈马迪等 4 个研究程度较高的典型金矿床的矿体赋存规律、矿床类型和金矿石的结构构造等特征,认为该地区至少存在石英脉型、火山成因块状硫化物和韧性剪切带等 3 种以上金矿床类型。近年,姚伟等(2014)利用遥感技术在努比亚地盾 Wadi Halfa 地区开展了勘查工作,指出该区具有很大的金矿找矿潜力。

该区金矿资源丰富,新世纪以来发现了多个大型金矿,典型的金矿床有苏丹的哈塞金矿(Hassai)、洁比特金矿(Gebeit)、哈马迪金矿(Hamadi)和瑞达(Rida)金矿,埃塞俄比亚的 Tulu Capi、Dul 金矿,埃及的 Barramiya, Atud, Hangaliya, Umm Rus、Sukari 及 El-Sid 金矿(Botros, 1998, 2002; Tadesse *et al.*, 2003; Helmy *et al.*, 2004)。为了进一步分析该区金矿的形成规律,有必要对该区构造演化及其与金矿形成时空分布规律的联系做细致研究。

## 2 阿拉伯-努比亚地盾构造特征

阿拉伯-努比亚地盾位于东非造山带的北部地区,是该造山带的重要地质单元之一,同时也是重要的成矿带。以红海为界,该地质可分为两部分(图 1),阿拉伯地盾位于红海以东,为晚前寒武纪岛弧型火山沉积系列,伴生蛇绿岩和广泛分布的时代较新的花岗岩;努比亚地盾位于红海以西,由角闪岩相至麻粒岩相的基性-酸性片麻岩、中低级变质火山-沉积岩以及各类侵入岩组成。二者构造特征相似,都出现大量的缝合带及区域变形带(主要是高应变带,例如褶皱-冲断带、冲断层带和走滑断层系)。这些构造带可分为(表 1):

(1) 缝合带,包括一些被分割的单个弧地体(弧-弧缝合带)和那些将 ANS 从前新元古代大陆板块分离出来的东、西部地体(弧-陆缝合带);

(2) 走滑断层系,包括正北向压缩的区域和多数北西向的左旋走滑断层,以及少量北东向的右旋

走滑断层。

### 2.1 弧-弧缝合带

阿拉伯-努比亚地盾中的蛇绿岩带可以反映不同年代分离的弧-弧缝合带(Shackleton, 1994; Johnson *et al.*, 2011)。主要的缝合带有:Allaqi-Heiani-Onib-Sol Hamed-Yanbu (YOSHGAH) 缝合带、Nakasib-Bir Umq 缝合带、Baraka-Tulu Dimtu 缝合带、Adola-Moyale 缝合带和 Hafafit 隆升带。

这些构造带推测为弧-弧缝合带的依据有:(1)构造带和高应变力的区域联系在一起。大部分构造带为褶皱带、冲断层及走滑断层系统,具有弧-弧缝合带特征;(2)高应变带中存在的蛇绿岩碎片,代表了被侵蚀的褶皱推覆体,这些推覆体和它们所对应的缝合带分隔了一段距离,然而,大多数蛇绿岩碎片存在于较宽的岩层碰撞产生的变形带中;(3)这些缝合带将具有不同年龄的弧地体分割,例如 Nakasib 缝合线将大约 800~900 Ma 前的 Haya 地体和大约 720~830 Ma 前的 Gebeit 地体分隔(Stern and Küster, 1993)。

(1) Allaqi-Heiani-Onib-Sol Hamed-Yanbu (YOSHGAH) 缝合带

该缝合带走向 E-NE,是一条围绕苏丹 Allaqi-Heiani-Gerf 蛇绿岩带、埃及东南部的 Onib-Sol Hamed 蛇绿岩带和沙特阿拉伯西北部的 Jebel al Wask 蛇绿岩带的变形带(Bakor *et al.*, 1976; Fitches *et al.*, 1983; Stern *et al.*, 1990)。该缝合带将南部的 720~830 Ma Hijaz-Gebeit 地体与北部埃及地体的 Midyan-south 东部沙漠分隔开。该缝合带显示苏丹沿正北走向的 Hamisana 剪切带具有很明显的右旋水平错段,阿拉伯沙乌地沿北西走向 Najd 断层系统左旋水平错断(Stoeser *et al.*, 1985; Miller *et al.*, 1992)。

(2) Nakasib-Bir Umq 缝合带

Johnson(2011)认为 Nakasib 和 Bir Umq 缝合线在地层学上和变形历史上有一定的联系。二者构成北东向变形带,从西部尼罗河附近一直延伸到阿拉伯中部。该缝合线记录了南部约 800~900 Ma 的 Asir-Haya 地体与北部约 720~830 Ma 的 Hijaz-Gebeit 地体的拼接。Nakasib-Bir Umq 缝合带的北东部边界与 Nabitah 正北向的缝合带交汇,然而,东南边界无法确定。

(3) Baraka-Tulu Dimtu 缝合带

该缝合带是由苏丹东北部和 Eritrea 北部的正北走向的 Baraka 缝合线(Drury *et al.*, 1993)、埃塞俄

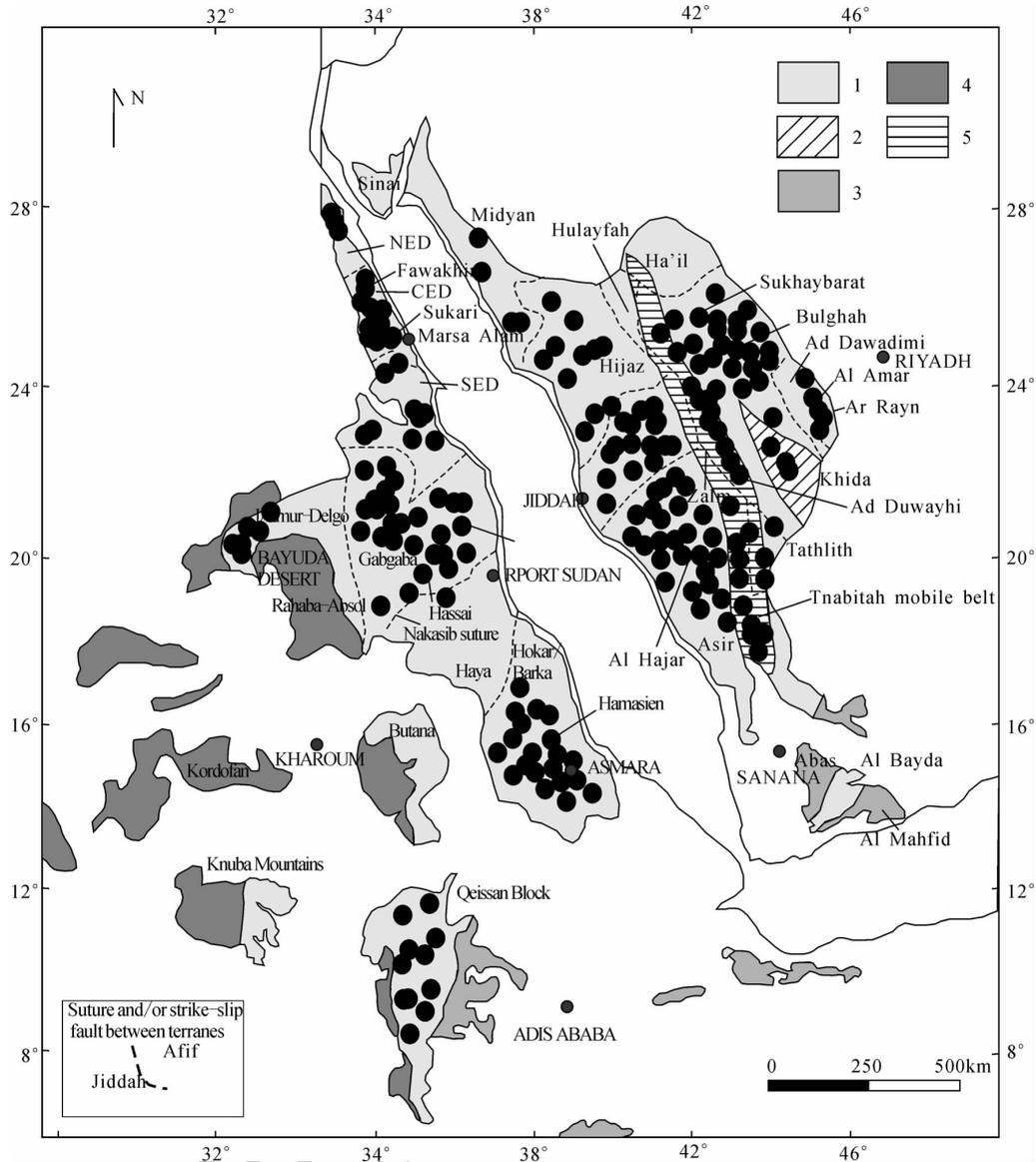


图 1 阿拉伯-努比亚地盾(ANS)区域地质及金矿点分布图(据 Johnson *et al.*, 2011, 改绘)

Fig. 1 Regional geology and gold deposit distribution map of the ANS(modified from Johnson *et al.*, 2011)

- 1 - 努比亚地盾岩层; 2 - 古元古代岩层露头及 Khida 地体; 3 - 太古代-元古代地体; 4 - 撒哈拉克拉通岩层露头; 5 - 努比亚地盾活动带
- 1 - Other rocks of the Nubian Shield; 2 - Paleoproterozoic outcrop and Khida terrance; 3 - Archean - Proterozoic terrance;
- 4 - outcrops of Saharan craton ; 5 - Nubian active zone

比亚西部的 Tulu Dimtu 蛇绿岩带 (Berhe, 1990) 和埃塞俄比亚西南的 Gore-Gambella 南部变形带 (Ayalew *et al.*, 1990) 组成的, 南部与 Sekerr 蛇绿岩带相连, 北部一直延伸到 Afaf 变形带 (Sultan, 1994)。Baraka 缝合线将大约 800~900 Ma 的 Ma Haya 西部地体和 Tokar 东部的地体分割开 (图 1)。

埃塞俄比亚西部的正北走向的 Tulu Dimtu 蛇绿岩带将东部的片麻岩带和西部的火山岩带分割 (Warden *et al.*, 1982)。Ayalew 等 (1990) 指出 Tulu Dimtu 蛇绿岩带标志着 Gore-Gambella 区域大约 820

Ma 经历了洋壳形成阶段, 之后引发了与俯冲作用有关的岩浆活动。洋盆的闭合发生在大约 760 Ma, 大约 635 Ma 形成了正北走向的平移断层。

(4) Adola-Moyale 缝合带

埃塞俄比亚南部和肯尼亚北部的正北走向的 Adola-Moyale 蛇绿岩带 (图 1) 将高级变质的片麻岩带分开 (Bonavia *et al.*, 1993), 为阿拉伯-努比亚地盾和尼罗河克拉通碰撞后的产物。

(5) Hafafit 隆升带

埃及中东部荒漠地带存在大量的蛇绿岩, 因此

表 1 阿拉伯-努比亚地盾主要变形带的走向、年代和构造形式 (Abdelsalam *et al.*, 1996)

Table 1 Main trends, ages and structure styles in deformation zones of ANS

	变形带	走向	变形年代 (Ma)	构造类型
	YOSHGAH	E - NE	750 ~ 720	早期 S - SE 延展的蛇绿岩推覆体 晚期 E - NE 走向的直立褶皱
弧 - 弧	Nakasib-Bir Umq	NE	800 ~ 750	早期 SE 延展的蛇绿岩推覆体 晚期 NE 走向的直立褶皱
	Baraka-Tulu Dimtu	N	820 ~ 760	走向 N 的左旋压剪
闭合线	Adola-Moyale	N	830 ~ 620	早期 E 或 W 延展的蛇绿岩推覆体 晚期走向 N 的直立褶皱 走向 N 的左旋挤压
	Keraf	N	700 ~ 610	走向 N 左旋压剪
	Kabus	NNE		向 E 延展的蛇绿岩推覆体
	Sekerr	N	820 ~ 620	向 W 延展的推覆体
弧 - 大陆	Al Amar	N	680 ~ 640	早期 E 或 W 向延展的蛇绿岩推覆体 晚期走向 N 的直立褶皱
	Nabitah	N	720 ~ 680	早期走向 N 的直立褶皱 晚期 E - 边缘延展或者走向 N 左旋挤压
缩短区	Hamisana 剪切带	N	660 ~ 610	早期走向 N 直立褶皱 晚期走向 NE 的右旋走滑断层
后增生构造	Oko 剪切带	N - NW	700 ~ 560	早期走向 N 直立褶皱 晚期走向 NW 左旋走滑断层
NW 断层	Najd 断层	NW	630 ~ 530	早期右旋走滑断层或剪切带 晚期左旋走滑断层或剪切带

这里可能存在一条缝合线。然而,这个区域和 YOSHGAH 及 Nakasib-Bir Umq 缝合线又不相似,不是一条发育褶皱变形和逆冲断层的延伸带。北部和中东部荒漠地带被侵入体切穿,中部地体和东南部荒漠地体被构造分隔 (Stern *et al.*, 1985)。这种构造认为是 Hafafit 隆升带。

## 2.2 弧 - 陆缝合带

阿拉伯和非洲的东北部的整个区域造山运动导致冈瓦纳东西部之间的莫桑比克洋盆的打开与关闭,和莫桑比克洋有关的岩浆弧也被认为是阿拉伯地盾的一部分 (Abdelsalam *et al.*, 1991)。在洋盆消失之后,弧与大陆板块的拼接形成了弧 - 陆缝合带。

以 Nabitah 缝合带为例,该缝合带是阿拉伯中部一个正北走向的变形带,延伸大约 1000 km,这个变形带的标志是不连续的蛇绿岩系。早期的模型把 Nabitah 带解释为一个弧 - 弧缝合线。然而,根据地质年代学体系和同位素资料,Nabitah 缝合线西部弧地体之间在 680 ~ 690 Ma 发生过碰撞 (Stoeser *et al.*, 1984); Agar (1985) 认为东部是一个微板块

(Afif 地体); Stacey *et al.* (1985) 进一步提出 685 ~ 720 Ma 在 Afif 地体西部边缘已发育了一个安第斯型弧。Nabitah 缝合线的构造资料被解释为两种模型:(1) 与 Nabitah 缝合带相关的构造为正北向直立褶皱,与老片麻岩呈不整合接触关系的被动陆缘沉积层受其影响 (Agar, 1985)。随着向东的逆冲推覆,变形更加强烈。(2) 与 Nabitah 缝合线有关的构造是由于左旋转换挤压作用而形成的。

## 2.3 后增生构造

阿拉伯 - 努比亚地盾受到区域早期新元古代变形的影响,这一影响要晚于弧弧之间的碰撞,也不同于阿拉伯 - 努比亚地盾和冈瓦纳大陆碎屑物之间的碰撞。变形带基本都是沿北或北西方向的纯剪切或简单剪切带。这些地质构造被认为是增生后构造,发育弧弧缝合带。

### (1) 正北向挤压带

这些变形带以介于 700 ~ 650 Ma 形成的正北走向的直立褶皱、紧闭褶皱为主 (Abdelsalam, 1994)。其中两个带位于苏丹的东北部: Hamisana 剪切带

(Stern *et al.*, 1990) 和 Oko 剪切带 (Abdelsalam, 1994)。大约 660 ~ 610 Ma, 正北走向的 Hamisana 剪切带右旋错断了 YOSHGAH 缝合带。构造研究表明该带是东西方向挤压缩短的产物 (Miller *et al.*, 1992)。Hamisana 剪切带区域的蛇绿岩碎屑的排列就是由于向北运动的 YOSHGAH 推覆体的变形而形成的, 该推覆体受 Hamisana 剪切带内的直立褶皱影响而发生变形 (Stern *et al.*, 1990)。

正北或北西走向的 Oko 剪切带左旋水平错断了 Nakasib 缝合带。Oko 剪切带的演化限于 560 ~ 700 Ma 之间, 和同时代的 Hamisana 剪切带相似 (Abdelsalam, 1994)。它发生过两个阶段的变形。早期的变形特点是正北-北西走向, 紧闭、直立褶皱, 第二个变形的特点是北西走向、左旋走滑断层, 形成了共轭的脆性剪切带。

(2) 北西向断层带

ANS 地盾大部分北西向走滑断层带属于阿拉伯和埃及的 Najd 断层系 (Sultan *et al.*, 1986), 与沿莫桑比克带的冈瓦纳大陆东西部之间的碰撞而形成的逃逸构造有关 (Stern, 1994)。其他北西向滑移断层出露在苏丹的红海山脉, 埃塞俄比亚的南部地区 (Berhe, 1990; Bonavia *et al.*, 1993) 和肯尼亚 (Mosely, 1993)。北西走向的 Najd 断层体系长 1200 km、宽 300 km (Agar, 1987), 是一条左旋走滑

断层, 它水平错断了正北向的 Al Amar 和 Nabatah 缝合线, 以及北东向的 Bir Umq 和 Yanbus 缝合线 (Stoeser *et al.*, 1988)。Najd 断层系累计位移达 240 km (Agar, 1987), 活跃期大约是 580 ~ 530 Ma (Fleck *et al.*, 1980), 然而, Stacey *et al.* (1985) 认为其活动期最早在 630 Ma 就开始了, 630 ~ 600 Ma 是右旋系统, 530 Ma 变为左旋系统。

3 阿拉伯-努比亚地盾构造演化

阿拉伯-努比亚地盾也是全球研究的热点, 因为它含有一整套年轻大陆地壳形成的完整记录, 并且因为含有大量的蛇绿岩, 可以提供贯穿整个新元古代时期有别于现代板块构造边界的过程 (Abdelsalam *et al.*, 1996)。它记录了一个长期的造山演化历史, 经历了从大洋俯冲、岛弧形成及弧后的岩浆作用 (>700 Ma) 到大陆板块碰撞地体的合并 (700 ~ 620 Ma), 再到新生地壳的逃逸构造、走滑剪切、张性断裂 (620 ~ 550 Ma) 一系列的构造演化过程 (Küster, 2009; Johnson *et al.*, 2011) (图 2)。根据本区构造特征及年代数据, 可以分为以下几个构造演化阶段, 现分述如下。

3.1 洋盆形成阶段 (870 ~ 800 Ma)

新元古代末, 大约 870 ~ 800 Ma 罗迪尼亚泛大陆开始发生的裂解事件, 被认为是冈瓦纳旋回的前

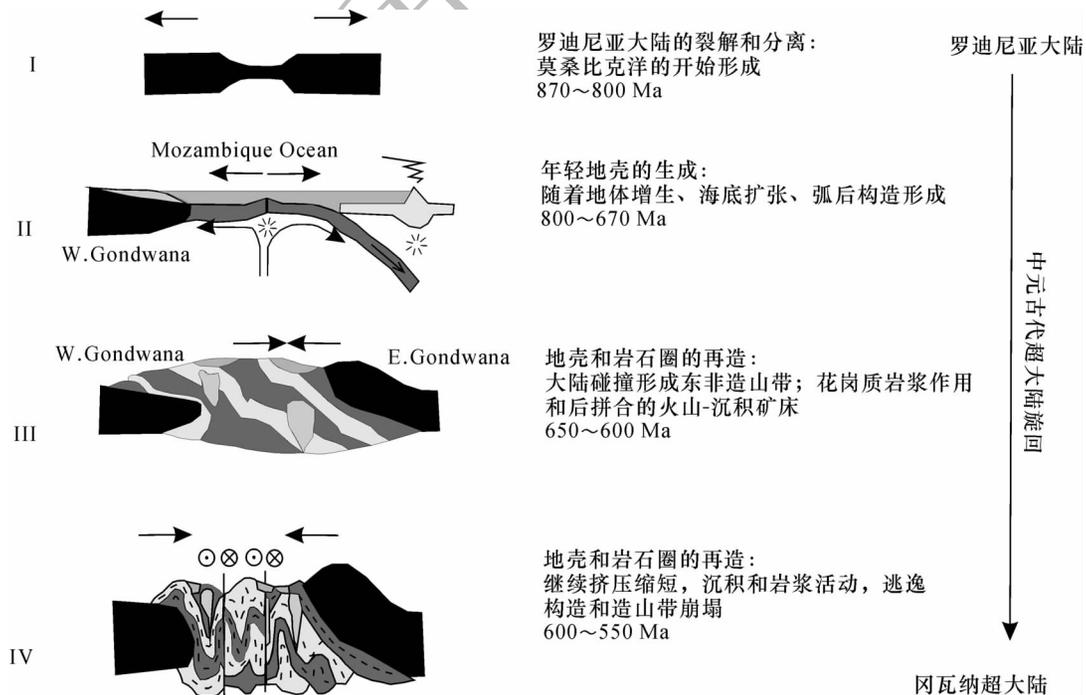


图 2 ANS 不同演化阶段的简要图解 (据 Stern *et al.*, 2010 改编)  
 Fig. 2 Evolution of different stages of ANS (modified from Stern *et al.*, 2010)

奏,表现为广泛发育的拉伸、裂谷作用以及陆内盆地和洋盆的形成。Abdelsalam *et al.* (1996)认为大约 850~900 百万年,Rodinia 高纬度地区的断裂,导致莫桑比克海域洋的形成;关于罗迪尼亚破裂的时间部分学者认为集中在 0.75~0.60 Ga (Park, 1994; Young, 1995)。Powell *et al.* (1993)提出劳伦古陆与东冈瓦纳古陆在 0.7 Ga 开始从罗迪尼亚大陆分离,东冈瓦纳相对劳伦古陆反时针旋转,形成古太平洋盆地,与此同时印度与东非板块会聚,形成莫桑比克造山带。

### 3.2 洋壳俯冲阶段(800~670 Ma)

大约 800~670 Ma 大洋岛弧/弧后盆地混杂体同时堆积形成了阿拉伯-努比亚地盾新生物质,地体的增生导致了弧弧缝合带的形成 (Abdelsalam *et al.*, 1996),该阶段经历了从大洋俯冲、岛弧形成及弧后的岩浆作用(800~670 Ma)到大陆板块碰撞地体的拼合(700~620 Ma),这期间形成了大量岛弧和沉积盆地 (Jarrar *et al.*, 2003; Moghazi, 2003),并伴随钙碱性、碱性岩浆岩的侵入 (Eyal, *et al.*, 2010)。俯冲过程形成的岛弧岩浆岩以玄武岩、玄武质安山岩、英安岩为主,凝灰岩常呈层状发育在弧内盆地中,弧后盆地则发育了大量的蛇绿岩 (Stern, 1981; Ramly *et al.*, 1998)。岛弧活动持续了近 200 Ma (Stern, 1994),这和 ANS 铁镁质地壳和岩石圈地幔形成是一致的。

至 650 Ma,阿拉伯-努比亚地盾大部分地壳已经形成,尤其是南部区域,几个重要的地体构造演化为:780~750 Ma 西部大洋岛弧地体沿着 Barka, Bi'r Umq-Nakasib 缝合带拼合,形成了 ANS 的中心地体,到 700 Ma Midyan 地体和中心地体碰撞,形成 Yanbu-SolHamed-Allaqi-Heiani 缝合带,至此这些地体组合成 ANS 最核心的地体,称为“岛弧或大洋地体” (Stoeser *et al.*, 2006)。该地体于 680~640 Ma 与 Afif 和 Nabitah 地体拼合形成了原始的阿拉伯-努比亚地盾 (pANS),并遭受了变质、变形及岩浆作用,统称为 Nabitah 造山作用 (Stoeser *et al.*, 1988)。与 Nabitah 造山运动有关的岩浆作用导致沿 Nabitah 断裂带发育构造片麻岩。>689 Ma 洋壳的俯冲形成了 Al Amar 岛弧火山岩和其他相关的岩浆岩,约 680 Ma,ANS 东北部发育了 Halaban 蛇绿岩,两侧为洋盆,大洋物质的沉积形成了 Abt 组,但 30 Ma 后 Al Amar 岛弧火山岩和 Abt 组才增生到 ANS 之上。大洋板块向 pANS 的俯冲作用最终导致地体的拼合,形成了缝合带。

### 3.3 造山阶段(650~550 Ma)

前一阶段大陆板块地体的拼合导致了大量缝合带的形成,之后在 650~550 Ma ANS 主体进入了造山阶段。阿拉伯-努比亚地盾与前新元古代东西部的大陆板块相撞 (Stoeser *et al.*, 1988; Abdelsalam *et al.*, 1991; Stern *et al.*, 1993),使阿拉伯-努比亚地盾发生变形,产生了沿正北走向的缩短区域和多数北西向左旋走滑断层及少量北东向右旋走滑断层 (Berhe, 1990; Bonavia *et al.*, 1993; Alene *et al.*, 1993)。

### 3.4 后造山阶段(550 Ma~三叠纪)

ANS 的造山运动结束于 560~550 Ma,之后至少到 545 Ma,该区又经历了一系列的岩浆侵入活动 (Johnson *et al.*, 2011)。Gaby *et al.* (1988)认为 ANS 造山运动结束于 570 Ma,之后直到三叠纪,板块进入克拉通化阶段。这期间在热流和早期的抬升作用下,基底间歇式的侵入了弱碱性和过碱性的 A 型花岗岩体,并伴有 Mo、Sn、W、Nb-Ta 及 U 的矿化。

## 4 阿拉伯-努比亚地盾的金成矿作用

目前在 ANS 中发现了大量金矿点或矿床 (图 1),这些金矿床或矿点有不同的成因类型。金可以赋存于多种岩石中,包括碳酸盐化超铁镁质岩石、辉绿岩-花岗岩接触带、火山喷流岩及块状硫化物中 (Zoheir, 2008; Gabr *et al.*, 2010)。根据构造背景及赋矿围岩,ANS 原生金矿化可以划分为三类:

(1) 与火山沉积序列有关的金矿化,包括 VMS 型和浅成热液型。VMS 型的实例有埃塞俄比亚的 Kata 和 Abetselo,沙特的 Al Hajar 矿床,苏丹东北部的 Adi Nefas 矿床,厄立特里亚 Debarwa 矿床,以及埃塞俄比亚的 Gedemsa、Tendaho 和 Corbetti 金矿床。某些 VMS 矿床中的金可能为后期断层系统改造形成 (Fleck *et al.*, 1976),浅成热液型金矿的形成也可能与后期热液叠加富集有关。Dubé *et al.* (2007) 识别出两种 VMS 矿床富金的成因模式:(1) 火山沉积过程形成的 VMS 型同生贫金矿化在后期区域变形中富集了金;(2) 同火山沉积过程产生的富金热液形成的金矿化。

(2) 与碳酸盐化蛇绿岩带相关的金矿化,如埃及的 Barramiya、El Sid 和 Hutite 矿床。Nabitah、Al Amar、Bi'r Umq 和 Yanbu 等蛇绿岩带都是重要的金矿带。

(3) 与后造山或造山晚期闪长岩-花岗岩或相关的次火山岩有关的金矿化。如 Sukhaybarat、Zalm、

Bulghah、Bi'r Tawilah、Ad Duwayhi 和 Jabal Ghadarah 矿床(Doebrich *et al.*, 2004), 这些矿床受矿化类型主要受构造岩浆活动的控制, 形成了中温脉状金矿化, 以少量浸染状, 网脉状并伴有 Sn - W - Ta - Nb 矿化的石英脉为特征。

Botros(1991)认为 ANS 的金矿成矿经历了多个地质年代, 与从寒武纪到第三纪的 ANS 周期性反复发生的火山活动有关。各阶段金矿化特征概述如下。

#### 4.1 洋壳俯冲阶段的金矿化

洋壳俯冲阶段(岛弧阶段)的金矿化特征(Botros, 2002)是: 金赋存在阿尔戈马(Algoma)型含铁建造层(BIF)、凝灰质变质碎屑岩, 或火山块状硫化物矿床内。

##### 4.1.1 含铁建造(BIF)中的金矿化

Algoma 型 BIF 中的金矿形成于岛弧/弧后盆地或克拉通内部裂谷带, 常与枕状安山岩、凝灰岩和火山碎屑岩等密切共生。

洋壳俯冲阶段含铁建造层中的金矿床, 在东部沙漠层状火山岩和火山碎屑岩中零散分布, 除了位于较北部的 Semna 和 Abu Marawa 两处矿化外, 大都位于东部沙漠的中心。东部沙漠中的含铁建造同太古宇及稍年轻的火山岩组合类似, 属于 Algoma 型矿床, 时间空间上同火山活动关系密切(Sims *et al.*, 1984; Aly *et al.*, 1992)。

东部沙漠中大部分含铁建造属于氧化物相, 其中的铁矿物主要以赤铁矿和磁铁矿为代表, 也可发现有碳酸盐相和硫化物相的矿物存在(Aly *et al.*, 1992)。对 Abu Marawat 金矿远景的研究发现, 金矿化与含铁建造层的氧化物相有关(Botros, 1991)。该区含铁建造(BIF)位于 Abu Marawat 的 Gabal 山上部, 海拔高度达 948 m。在火山-沉积岩系里 BIF 的分布有着非常明显的界线。

火山岩主要是枕状的玄武岩, 在岛弧早期(不成熟岛弧)形成(Botros, 1991)。Abu Marawat 金勘查区的沉积岩以杂砂岩、层状的卵石泥岩、多相碎屑砾岩为代表, 火山-沉积岩的区域变质程度达到绿片岩相。

##### 4.1.2 变质凝灰沉积岩中的金矿化

变质凝灰沉积岩往往呈条带状、层纹状, 与 BIF 互呈夹层, 通常赋存金矿化(Botros, 1993)。金矿化露头可见火山岩和火山碎屑岩相互呈夹层。埃及东部沙漠火山岩地层内的这种金矿化可能代表火山活动的间隙或结束。在岛弧火山岩或火山碎屑岩地区, BIF 的存在证实了这种间隙, BIF 也被认为是火

山活动过程中间隙沉淀的化学沉积物(Sims *et al.*, 1984)。

含金的凝灰质沉积岩中有异常高的金, 如在 Abu Marawat 地区达到  $11.62 \times 10^{-6}$  (Botros, 1991), 属于喷流沉积矿床的一种, 类似现在的温泉或喷气机构。

苏丹洁比特(Geheit)金矿是该类金矿的一个例子。洁比特金矿地处红海州, 是世界上最古老的金矿之一。截至目前生产黄金超过 5000 kg, 目前的勘查工作仍在继续。

洁比特金矿赋存于一组安山质火山岩和火山沉积岩中。岩性为互层状凝灰岩组、斑状安山岩、安山质碎屑岩和细粒凝灰岩等(任小安等, 1998)。矿床处于走向近南北并向南倾伏的区域性弧形背斜轴部范围内, 由一系列含金构造剪切带组成。剪切带规模及含金性等特征变化较大。含金剪切带一般由块状深灰色石英脉-含石英脉的剪切凝灰岩-主剪切带组成, 且多被小剪切带或岩墙切割破坏, 矿带两端也多终止于不含矿或具微弱金矿化的剪切带或岩墙。洁比特矿区的金矿化及相应的热液蚀变平行于区域构造, 呈 NE 向延伸, 金矿化作用受地层控制明显, 多局限于凝灰岩和安山岩接触带内。

矿区内共有 9 条主要含矿脉带。脉带主要受构造控制, 矿体呈脉状或透镜状, 品位变化较大, 连续性较差。品位在  $1.0 \times 10^{-6} \sim 38.4 \times 10^{-6}$  之间。矿区内金矿物主要以自然金形式赋存在 3 种类型的矿物中, 即脉石矿物: 包括石英、绿泥石、绢云母粘土矿物等; 矿石矿物: 包括毒砂、黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、闪锌矿等; 表生矿物: 包括褐铁矿、蓝铜矿、臭葱石等。金颗粒大小多在 0.01 ~ 0.05 mm, 最大可达 1 mm 以上, 主要呈片状、小颗粒状, 包裹状或亚微粒状赋存于石英脉及其它矿物中, 其中尤以石英、毒砂、黄铁矿中金含最高。

矿区内近矿围岩蚀变主要有硅化、毒砂化、黄铁矿化、绿泥石化、片理岩化以及绢云母化、碳酸盐化等, 其中硅化、毒砂化、片理岩化等与金矿化关系密切。

##### 4.1.3 火山块状硫化物矿床中的金

在东部沙漠的岛弧火山岩和火山碎屑岩带, 分布众多的, 但通常规模都较小的块状硫化物矿床, 火山成因的块状硫化物矿床是火山杂岩体的一部分, 与其同期产出。

埃及的块状硫化物矿床研究主要集中在 Umm Samiuki 矿床。该矿床储量最大, 品位很高。在该区

域,存在两套火山岩组合,分别为老的 Wadi Umm Samiuki 火山岩和年轻的 Hamamid 组合。Wadi Umm Samiuki 火山岩是由一套厚层海底旋回的基性 - 酸性火山岩夹层纹状凝灰岩组成的系列,而 Abu Hamamid 组则存在明显的两期火山旋回,每一期火山旋回以枕状玄武岩出现开始,以厚层流纹质火山碎屑岩的形成结束。火山口岩体是第一火山旋回酸性阶段的喷发中心。块状硫化物矿体赋存于 Abu Hamamid 组第一旋回的酸性粗火山碎屑沉积岩系中。矿体沿着一特殊的层位分布,也就是说,该层位一方面将角砾状流纹岩和火山口相分开,另一方面将角砾状流纹岩与及含矿层状凝灰岩分开。块状硫化物矿体的上盘接触界线清晰易于圈定,而下盘存在管状或漏斗状的蚀变。在 Umm Samiuki 地区,矿体下部蚀变带以绿泥石化、滑石化为主要特征,伴以不同数量的碳酸盐和透闪石 (Rasmay *et al.*, 1983)。

金在块状硫化物矿体和下盘蚀变带都有产出。与 Umm Samiuki 矿体相比, Darhib、Abu Gurdi 和 Um Selimat 蚀变带中的金品位更高。Umm Samiuki 块状硫化物矿体中与硫化物中伴生的金丰度从高到低依次为闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿和方铅矿。另一方面, Darhib 和 Abu Gurdi 蚀变带中的矿石矿物伴生金的丰度从高到低依次为黄铜矿、黄铁矿、闪锌矿和方铅矿。很明显,蚀变带中金与黄铜矿关系密切,看来上升的热液流体在到达海底之前已经沉淀了金和铜 (Botros, 2002)。

苏丹红海州的哈塞 (Hassai) 金矿也是一个典型例子。哈塞金矿是目前苏丹国最大规模的生产矿山,包括哈塞南等 14 个矿段,已生产黄金 60 余吨。火山块状硫化物中的金赋存于元古代形成的 Ariab 绿岩带内。围岩包括双峰式火山岩、火山和碎屑沉积地层和晚期侵入的花岗岩。火山岩分布于 NEE - SWW 向展布的复式背斜的核部,倾向 NW, 伏于沉积岩下方。区内发生 2 期褶皱作用,1 期平行于片理面,2 期应力方向垂直于 1 期,造成了岩层产状的变化。3 组断裂 (走向 NEE, NW, NNE) 切穿所有地层。

大多数矿体与 Ariab 岩系关系密切。Ariab 岩系大致可分为 5 个岩石单元:A 单元为玄武岩,被闪长岩和辉长岩切割;B 单元由厚层安山质和英安质熔岩夹火山碎屑岩组成;C 单元由酸性的富 Na 流纹质和流纹英安质熔岩、凝灰岩和岩丘组成;D 单元为中 - 基性熔岩,是块状硫化物和金矿床赋存的主要层位,厚度不大 (10 ~ 100 m) 且不连续;E 单元为厚

大的沉积岩,与火山岩整合。

矿区内有几个期次的深成侵入岩,有些与火山沉积作用同期,但大多数形成于构造作用之后。稀土元素和微最元素表明,区内岩浆作用从拉斑玄武质岛弧火山作用向钙碱性熔岩作用演化,前者是岩系的基础,后者与矿化作用有关。

#### 4.2 造山阶段的金矿化

阿拉伯 - 努比亚地盾的金矿化主要形成于造山阶段,多集中在 650 ~ 615 Ma,主要矿化类型为含金石英 - 碳酸盐脉,与造山运动 (680 ~ 650 Ma) 的钙碱性闪长岩、花岗闪长岩或花岗岩侵入体有关。金矿化常沿蛇绿岩套的蛇纹岩剪切接触带分布。此外,这个阶段的金矿化类型还有与斑岩铜矿化有关的金矿化。

##### 4.2.1 金 - 石英 - 碳酸盐脉

ANS 的含金石英 - 碳酸盐脉金矿床成因类型可归为造山型金矿,空间上多受挤压变形、剪切、走滑断裂的控制,优先赋存于中性岩体的边缘或与围岩的接触带中。大部分矿点沿 Nabitah 造山带分布 (图 1),其次多分布在 Allaqi 缝合带南部剪切变形的岩石中 (Kusky *et al.*, 2002)、Gabg-aba 地体内、厄立特里亚 Asmara 块体挤压变形剪切带内 (Ghebreab *et al.*, 2009)、埃塞俄比亚 Tokar 地体和 Queissan 地体高度变形的岩石中。在埃及东南部荒漠地带, NW - SE 走向的脉体矿化始于弧弧碰撞时期,之后又遭受了后期的褶皱及左旋剪切变形 (Abdeen *et al.*, 2008)。

脉状金矿床是在与区域变质 (绿片岩 - 角闪岩相) 同步的造山期形成的,并伴随有钙碱性 I 型花岗岩 (Hussein *et al.*, 1982)。脉状金矿化主要赋存在变质岩内,或变质岩周围的花岗岩里。大部分含金石英脉赋存在变质程度达角闪岩相 - 绿片岩相的边界之下的变质岩中。这样的变质 T - P 条件有利于赋矿的脆 - 韧性构造形成。脆 - 韧性变形的特征是由流体压力的波动、多期裂隙带的形成、流体沿裂隙带通道的运移等为特征 (Kerrick, 1986),在某些地段有利于金成矿的条件。

苏丹哈马迪 (Hamadi) 金矿是一个重要例子。哈马迪金矿地处尼罗州尼罗河西侧,目前一座年产 10 万吨矿石的露采 - 堆浸矿山在生产,截止 2011 年已累计生产黄金 200 多千克。在区内 7 个矿段共圈定 23 条石英脉 + 蚀变岩型金矿体,矿体平均品位  $1.01 \times 10^{-6} \sim 16.9 \times 10^{-6}$  (胡建勇等, 2011)。

区内出露的地层为一套新元古界中深变质岩组

合,岩性为斜长角闪片麻岩、云母斜长片麻岩、角闪片岩、石榴黑云钠长片岩、石榴钠长石英片岩、石英云母片岩和云母片岩等。最大分布的石英呈透镜状或脉状产于片岩、片麻岩的面理或各种张性裂隙中(胡建勇等, 2011)。矿区西部和北部片麻岩的片麻理总体呈 NEE-NE 向展布,倾向 NW,倾角  $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 。在东部片麻理方向近 SN、倾向 NWW,倾角  $40^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 。金矿体受褶皱构造、片理化带及张性断裂、岩性等控制,主要产在哈马迪背形的核部和两翼。矿体赋存在蓝灰色石英脉及两侧围岩蚀变带内。有 3 个矿化较为集中的长度  $100 \sim 300$  m、宽  $20 \sim 60$  m 的地段。矿体呈脉状、透镜状,产状大多与围岩一致,极少数矿体产于穿层裂隙内。主要的围岩蚀变类型有黄铁绢英岩化,其次有绿帘石化、绿泥石化和碳酸盐化等。

矿石中金以自然金形式存在。金属矿物有黄铁矿、毒砂和少量的白铁矿,次生氧化铁矿物为褐铁矿,偶见孔雀石;脉石矿物有石英、石榴石、钠长石、绢云母和角闪石等。

#### 4.2.2 与斑岩铜矿有关的金矿化

Botros(1998)提出埃及 Um Monqul 南部的金矿化与世界上斑岩铜矿系统有很多相似之处,酸性硫酸盐蚀变的存在反映了斑岩矿床的普遍特征。

Um Monqul 斑岩铜矿化的围岩特征包括花岗岩闪长岩、黑云母花岗岩、花岗斑岩等一系列侵入岩,并伴随 Dokhan 火山岩。这些岩石组合是形成斑岩铜矿床的基础,与活动大陆边缘的造山作用关系紧密,洋壳持续向大陆边缘的俯冲会导致斑岩铜矿化及贵金属矿床的形成。与斑岩铜矿化有关的金矿化具有以下特征(Botros, 2002): ① 金赋存于花岗斑岩细小的次生石英细脉中,硫化物呈浸染状产出,为主要的载金矿物;② 金赋存于酸性-硫酸岩化的重晶石脉中,高硫矿物硫砷铜矿、斑铜矿、黄铜矿为主要的载金矿物;③ 金呈细小的斑点状产出于磁铁矿中。

#### 4.3 后造山阶段的金矿化

与后造山期有关的金矿化以少量浸染状、网脉状并伴有 Sn-W-Ta-Nb 矿化的石英脉为特征。在埃及 Abu Dabbab 地区,赋存在变花岗岩中的钽-铌矿物中有微量金存在,这种变花岗岩具有过铝质 A 型花岗岩特征,推测含金热液和其有关。另外,在 Um Bissilla 和 Iгла 地区,含有稀有金属的石英脉中也有金( $0.5 \times 10^{-6} \sim 24 \times 10^{-6}$ )的存在(Sabet *et al.*, 1976)。Mohamed *et al.* (1998)对含金的 Sn

-W 石英脉做了流体包裹体研究,根据 Sn-W 沉淀的温度推测金沉淀的温度集中在  $320 \sim 230^{\circ}\text{C}$ ,最小压力介于  $220 \sim 160$  MPa。

## 5 结论

(1) 阿拉伯-努比亚地盾(ANS)是由于威尔逊旋回末期冈瓦纳大陆东西两部分碰撞形成的,是  $900 \sim 550$  Ma 期间冈瓦纳超大陆汇聚过程中形成的增生造山带,也被认为是泛非造山运动。它记录了一个长期的造山演化历史,经历了从大洋俯冲、岛弧形成及弧后的岩浆作用( $>700$  Ma)到大陆板块碰撞地体的拼贴( $700 \sim 620$  Ma),再到新生地壳的走滑剪切、张性断裂( $620 \sim 550$  Ma)一系列的构造演化过程。该地盾演化可划分为四个阶段:① 洋盆形成阶段;② 洋壳俯冲阶段;③ 造山阶段;④ 后造山阶段。

(2) ANS 中金矿床或矿点有不同的成因类型,金可以赋存于多种岩石中,包括碳酸盐化超铁镁质岩石、辉绿岩-花岗岩接触带、火山喷流岩及块状硫化物中。根据构造背景及赋矿围岩特征,ANS 原生金矿化可以划分为三类:① 与火山-沉积岩系有关的金矿化,包括 VMS 型和浅成热液型;② 与碳酸盐化蛇绿岩带有关的金矿化;③ 与后造山或造山晚期闪长岩-花岗岩岩体及其次火山岩有关的金矿化。

(3) ANS 的金成矿经历了多个地质时期,与从寒武纪到第三纪的 ANS 周期性反复发生的火山活动相关。① 洋壳俯冲阶段的金矿化赋存在 BIF 建造、变质凝灰质碎屑岩建造,以及 VMS 矿床内;② 造山阶段的金矿化主要类型为含金石英-碳酸盐脉,也有与斑岩铜矿化有关的金矿化;③ 与后造山期有关的金矿化以少量浸染状-网脉状并伴有 Sn-W-Ta-Nb 矿化的石英脉为特征。

#### [References]

- Abdeen M. M., Sadek M. F., Greiling R. O. 2008. Thrusting and multiple folding in the Neoproterozoic Pan-African basement of Wadi Hodein area, south Eastern Desert, Egypt[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 52: 21-29
- Abdelsalam M. G. 1994. The Oko shear zone: Postaccretionary deformations in the Arabian-Nubian Shield[J]. *Journal Geological Society London*, 151: 767-776
- Abdelsalam M. G., Dawoud A. S. 1991. The Kabus ophiolitic melange, Sudan, and its bearing on the west boundary of the Nubian Shield[J]. *Journal Geological Society London*, 148: 83-92
- Abdelsalam MG, Stern RJ. 1996. Sutures and shear zones in the Arabian-Nubian Shield[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 23(3): 289-310

- Agar R. A. 1985. Stratigraphy and paleogeography of the Siham group: direct evidence for a late Proterozoic continental micro-plate and active continental margin in the Saudi Arabian Shield[J]. *Journal Geological Society London*, 142:1205 – 1220
- Agar R. A. 1987. The Najd fault system revisited: A two way strike-slip orogen in the Saudi Arabian Shield[J]. *Journal Structural Geology*, 9:41 – 48
- Alene M. , Barker A. J. 1993. Tectono-metamorphic evolution of the Moyale region, south Ethiopia[J]. *Precambrian Research*, 62:271 – 283
- Aly S. M. , Salem I. A. , Sharkawy M. F. , 1992. Mineralogical studies on Gebel El – Hadid iron ore, Eastern Desert, Egypt[J]. *Egypt. Mineral*, 4:1 – 21
- Ayalew T. , Bell K. , Moore J. M. , Parrish R. R. 1990. U – Pb and Rb – Sr geochronology of the west Ethiopian Shield[J]. *Geological Society America Bulletin*, 102:1309 – 1316
- Bakor A. R. , Gass I. G. , Neary C. R. 1976. Jebel al Wask, north-west Saudi Arabia: An Eocambrian back-arc ophiolite [J]. *Earth Planet Science Letters*, 30:1 – 9
- Berhe S. M. 1990. Ophiolites in northeast and east Africa: Implication for Proterozoic crustal growth[J]. *Journal Geological Society London*, 147:41 – 57
- Bonavia F. F. , Chorowicz J. 1993. Neoproterozoic structures in the Mozambique orogenic belt of south Ethiopia [J]. *Precambrian Research*, 62:307 – 322
- Botros. 2002. Metallogeny of gold in relation to the evolution of the Nubian Shield in Egypt[J]. *Ore Geology Reviews*, 19:137 – 164
- Botros N. S. , 1991. Geological and geochemical studies on some gold occurrences in the north Eastern Desert, Egypt[D]. Zagazig, Egypt: Zagazig Univ:146
- Botros N. S. , 1993. New prospects for gold mineralization in Egypt[J]. *Ann. Geol. Surv. Egypt*, 19:47 – 56
- Botros N. S. 1998. Alluvial gold: A pathfinder for a porphyry copper mineralization in South Um Monqul prospect, Eastern Desert, Egypt [J]. *Arab Gulf J. Sci.*, 16 (3): 497 – 517
- Botros N. S. 2002. Metallogeny of gold in relation to the evolution of the Nubian shield in Egypt[J]. *Ore Geology Reviews*, 19:137 – 164
- Doeblich J. L. , Zahony S. G. , Leavitt J. D. , Portacio Jr. J. S. , Siddiqui A. A. , Wooden, J. L. , Fleck, R. J. , Stein, H. J. , 2004. Ad Duwayhi, Saudi Arabia: geology and geochronology of a Neoproterozoic intrusion-related gold system in the Arabian Shield[J]. *Economic Geology*, 99:713 – 741
- Drury S. A. , Berhe S. M. 1993. Accretion tectonics in northern Eritrea revealed by remotely sensed imagery [J]. *Geological Magazine*, 130:177 – 190
- Dubé B. , Gosselin P. , Mercier-Langevin P. , Hannington M. , Galley A. 2007. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits. In: Goodfellow, W. D. (Ed.), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*[J]. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5:75 – 94
- Ramly M. F. , Greiling R. O. , Küster A. , Rashwan A. A. 1984. On the tectonic evolution of the Wadi Hafafit area and environs, Eastern Desert of Egypt[J]. *Faculty Earth Science Bulletin, King Abdulaziz University, Jeddah*, 6:113 – 126
- Ramly M. F. , Soliman F. A. , Rasmay A. H. , Abu Elfarh M. H. 1998. Petrographic and geochemical characteristics of the islandarc volcanic rocks in the area between Wadi Garf and Wadi Um Khariga, Central Eastern Desert of Egypt[J]. *Ann. Geol. Surv. Egypt* 21:1 – 22
- Eyal M. , Litvinovsky B. , Jahn B. M. , Zanzivlevich A. , Katzir Y. 2010. Origin and evolution of post-collisional magmatism: coeval Neoproterozoic calc-alkaline and alkaline suites of the Sinai Peninsula[J]. *Chemical Geology*, 269:153 – 179
- Fitches W. R. , Graham, R. H. , Hussein I. M. , Ries A. C. , Shackleton R. M. , Price R. C. 1983. The late Proterozoic ophiolite of Sol Hamed, northeast Sudan[J]. *Precambrian Research*, 19:385 – 411
- Fleck R. J. , Greenwood W. R. , Hadley D. G. , Anderson R. E. , Schmidt D. L. 1980. Age and evolution of the south part of the Arabian Shield[J]. *Institute Applied Geology Bulletin, King Abdulaziz University, Jeddah* 3:1 – 19
- Fleck R. J. , Coleman R. G. , Cornwall H. R. , Greenwood W. R. , Hadley D. G. , Prinz W. C. , Ratte J. S. , Schmidt D. L. 1976. Potassium-argon geochronology of the Arabian shield, Kingdom of Saudi Arabia[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 87:9 – 21
- Gabr S. , Ghulam A. , Kusky T. 2010. Detecting areas of high-potential gold mineralization using ASTER data[J]. *Ore Geology Reviews*, 38:59 – 69
- Ghebreab W. , Greiling R. , Solomon S. 2009. Structural setting of Neoproterozoic mineralization, Asmara district, Eritrea[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 55: 219 – 235
- Helmy H. M. , Kaindl R. , Fritz H. 2004. The Sukari gold mine, Eastern Desert-Egypt: structural setting, mineralogy and fluid inclusion study[J]. *Mineralium Deposita*, 39:495 – 511
- Hu Jian-yong, Yang Lun, Li Hui, Liu Jian-quan. 2011. Metallogeneis and prospect of gold deposits in Northeast Sudan[J]. *Geology and Exploration*, 47(3):505 – 511 (in Chinese with English abstract)
- Hussein A. A. , Ali M. M. , El Ramly M. F. , 1982. A proposed new classification of the granites of Egypt[J]. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 14:187 – 198
- Jarrar G. , Stern R. J. , Saffarini G. , Al-Zubi H. 2003. Late-and post-orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: Implications for crustal growth in the northernmost segment of the East African Orogen[J]. *Precambrian Research*, 123:295 – 319
- Johnson P. R. 2011. Late Cryogenian-Ediacaran history of the Arabian-Nubian Shield: A review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen[J]. *Journal of African Sciences*, 61:167 – 232
- Kerrich R. 1986. Fluid infiltration into fault zones. Chemical, isotopic and mechanical effects[J]. *Pure Appl. Geophys.*, 124:225 – 244
- Kusky T. M. , Ramadan T. 2002. Structural controls on Neoproterozoic mineralization in the SE Desert, Egypt. An integrated field, Landsat

- TM, and SIR C/X approach[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 35:107 – 121
- Küster D. 2009. Granitoid-hosted Ta mineralization in the Arabian-Nubian Shield: ore deposit types, tectono-metallogenic setting and petrogenetic framework[J]. *Ore Geology Reviews*, 35:68 – 86
- Miller M. M., Dixon T. H. 1992. Late Proterozoic evolution of the north part of the Hamisana zone, northeast Sudan: constraints on Pan-African accretionary tectonics[J]. *Journal Geological Society London*, 149:743 – 750
- Moghazi A. M., 2003. Geochemistry and petrogenesis of a high-K calc-alkaline Dokhan Volcanic suite, South Safaga area, Egypt: the role of late Neoproterozoic crustal extension[J]. *Precambrian Research*, 125:161 – 178
- Mohamed M. A., Bishara W. W. 1998. Fluid inclusions study on Sn – W mineralization at Iglá area, central Eastern Desert, Egypt[J]. *Egypt. J. Geol.*, 42:207 – 220
- Moseley P. N. 1993. Geological evolution of the late Proterozoic "Mozambique Belt" of Kenya[J]. *Tectonophysics*, 221:223 – 250
- Park J. K. 1994. Palaeomagnetic constraints on the position of Laurentia from middle Neoproterozoic to early Cambrian time[J]. *Precambrian Research*, 69:95 – 112
- Powell C M., Li Z X., McElhinny M W. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana[J]. *Geology*, 21: 889 – 892
- Rasmay A. H., Takla M. A., Gad M. A. 1983. Alteration associated with ore formation at Umm Samiuki, south Eastern Desert, Egypt [J]. *Ann. Geol. Surv. Egypt*, 13:1 – 21
- Ren Xiao-an, Shen Rui-jin, Chen Xian-liang. 1998. A superficial discussion on geological characteristics of Gebeit gold ore, Sudan [J]. *Hunan Geology*, 17(1):34 – 36 (in Chinese with English abstract)
- Sabet A. H., Bordonosov, V. P. 1984. The gold ore formations in the eastern desert of Egypt[J]. *Ann. Geol. Surv. Egypt*, 16:35 – 42
- Sabet A. H., Tscgoev V. B., Bordonosov V. P., Babourin L. M., Zalata A. A., Francis M. H., 1976. On gold mineralization in the Eastern Desert of Egypt[J]. *Ann. Geol. Surv. Egypt*, 6:201 – 212
- Shackleton R. M. 1994. Review of late Proterozoic sutures, ophiolitic melanges and tectonics of eastern Egypt and northeast Sudan [J]. *Geologische Rundschau*, 83:537 – 546
- Sims P. K., James H. L., 1984. Banded iron formation of later proterozoic age in the Central Eastern Desert, Egypt: geology and tectonic setting[J]. *Econ. Geol.*, 79: 1777 – 1784
- Stacey J. S., Agar R. A. 1985. U – Pb isotopic evidence for the accretion of a continental micro-plate in the Zalm region of the Saudi Arabian Shield[J]. *Journal Geological Society London*, 142: 1189 – 1203
- Stern R. J., Hedge C. E. 1985. Geochronologic and isotopic constraints on late Precambrian crustal evolution in the Eastern Desert of Egypt [J]. *American Journal Science*, 285: 97 – 127
- Stern R. J., Küster A. 1993. Geochronologic and isotopic constraints on the late Precambrian crustal evolution in northeast Sudan[J]. *Journal Geology*, 101:555 – 574
- Stern R. J., Nielsen K. C., Best E., Sultan M., Arvidson R E., Kröner A. 1990. Orientation of late Precambrian sutures in the Arabian-Nubian Shield[J]. *Geology*, 18: 1103 – 1106
- Stern R. J., Johnson P. R. 2010. Continental lithosphere of the Arabian Plate: a geologic, petrologic, and geophysical synthesis[J]. *Earth-Science Reviews*, 101:29 – 67
- Stern R. J. 1981. Petrogenesis and tectonic setting of the late Precambrian ensimatic volcanic rocks, Central Eastern Desert of Egypt [J]. *Precambrian Res.*, 16:196 – 230
- Stern R. J. 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22:319 – 351
- Stoeser D. B., Camp V. E. 1985. Pan-African microplate accretion of the Arabian Shield[J]. *Geological Society America Bulletin*, 96: 817 – 826
- Stoeser D. B., Fleck R. J., Stacey J. S. 1984. Geochronology and origin of an early tonalite gneiss of the Wadi Tarib batholith and the formation of syntectonic gneiss complexes in the southeast Arabian Shield[J]. *Faculty Earth Science Bulletin, King Abdulaziz University, Jeddah*, 6: 351 – 364
- Stoeser D. B., Frost C. D. 2006. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characteristics of Saudi Arabian shield terranes[J]. *Chemical Geology*, 226: 163 – 188
- Stoeser D. B., Stacey J. S., 1988. Evolution, U – Pb geochronology, and isotope geology of the Pan-African Nabitah orogenic belt of the Saudi Arabian Shield [A]. In: El Gaby, S., Greiling, R. O. (Eds.), *The Pan-African belt of NE African and Adjacent Areas* [C]. Friedrich, Viewig and Sohn, Braunschweig/Wiesbaden: 227 – 288
- Sultan M., Arvidson R. E., Sturchio N. C. 1986. Mapping of serpentinites in the east Desert of Egypt by using Landsat thematic mapper data[J]. *Geology*, 14: 995 – 999
- Sultan M., Becker R., Arvidson R. E., Shore P., Stern R. J., El Ally Z., Attia R. I. 1994. New constraints on the Red Sea rifting from correlations of Arabian and Nubian Neoproterozoic outcrops [J]. *Tectonics*, 12: 1303 – 1319
- Tadesse S., Milesi J. – P., Deschamps Y. 2003. Geology and mineral potential of Ethiopia: a note on geology and mineral map of Ethiopia [J]. *Journal of African Earth Sciences*, 36:273 – 313
- Warden A. J., Kasmin V., Kiesel W., Pohl W. 1982. Some geochemical data of mafic-ultramafic complex at Tulu Dimtu, Ethiopia and their genetic significance. *Sitzungsberichte* [J]. *Osterreichische Akademie der Wissenschaften Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 191: 111 – 131
- Yao Wei, Liu Liang-ming. 2014. Application of the remote sensing technique to gold exploration in the Wadi Halfa district, Nubia shield of North Africa[J]. *Geology and Exploration*, 50(1):0167 – 0172 (in Chinese with English abstract)
- Young G M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? [J]. *Geology*, 23:153 – 156
- Zoheir B. A. 2008. Structural controls, temperature-pressure conditions

and fluid evolution of orogenic gold mineralisation in Egypt: a case study from the Betam gold mine, south Eastern Desert[J]. *Mineralium Deposita*, 43:79-95

[附中文参考文献]

任小安, 沈瑞锦, 陈贤良. 1998. 苏丹洁比特金形地质特征浅析

[J]. *湖南地质*, 17(1): 34-36

胡建勇, 杨伦, 李辉, 刘建权. 2011. 苏丹东北部金矿成矿特征及成矿远景浅析[J]. *地质与勘探*, 47(3): 505-511

姚伟, 刘亮明. 2014. 遥感技术在北非努比亚地盾 Wadi Halfa 地区金矿勘查中的应用[J]. *地质与勘探*, 50(1): 167-172

## Tectonic Evolution and Gold Mineralization in the Arabian Nubian Shield (ANS), Northeastern Africa

WEI Hao<sup>1</sup>, XU Jiu-hua<sup>1</sup>, WANG Jian-xiong<sup>2</sup>, ZHANG Guo-rui<sup>1</sup>, ZHANG Hui<sup>1</sup>, XU Qing-yang<sup>1</sup>

(1. *Resource Engineering Department, University of Science and Technology Beijing, Beijing 100083;*

2. *Wuhan Geological Survey Center, China Bureau of Geological Survey, Wuhan, Hubei 443000*)

**Abstract:** The Arabian-Nubian Shield (ANS) was an accretion orogenic belt that formed during convergence between the East and West Gondwana land at end of the Wilson cycle from 900 to 500 Ma, which is called the Pan-African orogeny. ANS records a long-term history of orogenic evolution, and experienced an evolution process including ocean subduction, island arc formation, back arc magmatism, then assemblage of a series of terranes, finally the escape tectonics, slip shear and extensional faulting. The tectonic evolution can be divided into four stages: 1) ocean basin (870-800 Ma); 2) ocean crust subduction (800-670 Ma); 3) orogeny (750-550 Ma); and 4) post-orogeny (550 Ma-Triassic). Stages 2-4 are periods of gold mineralization. Gold is mainly hosted in the Algoma type BIF, tuffaceous meta-clastics and VMS deposit during stage 2. Mineralization types of stage 3 are characterized by gold-bearing quartz-carbonate vein, porphyry gold mineralization related with copper and gold-bearing quartz vein which is associated with gabbro. Whereas, those of stage 4 are mainly composed of disseminated and stockwork gold mineralization with less Sn-W-Ta-Nb. There are currently a large number of gold deposits which belong to different types in the ANS. According to the tectonic settings and wall rocks, the original gold mineralization in ANS can be divided into three types: 1) volcanic sedimentary gold mineralization, such as VMS, epithermal deposit; 2) gold mineralization related to the carbonate and greenstone belt; and 3) gold mineralization associated with diorite-granite plutons or their sub-intrusions.

**Key words:** Arabian Nubian Shield, tectonic evolution, ocean subduction, orogeny, gold deposit type

