

贵州南部晚石炭世一种新的生物礁类型

关长庆¹⁾, 巩恩普¹⁾, 张永利¹⁾, 孙宝亮¹⁾, 陈鹤¹⁾, 郭建华²⁾, 李群²⁾

1) 东北大学地质系, 沈阳, 110004; 2) 中南大学, 长沙, 410083

内容提要: 黔南晚石炭世普遍发育了一套台地相的碳酸盐岩地层, 其中多种底栖生物十分繁盛, 为深入开展石炭纪生物礁研究提供了有利条件。近几年, 随着研究的不断深入, 笔者等陆续发现了一些新型的造礁生物, 其中一种重要的造礁生物是一种类似藻类的生物。通过大量的野外观察和室内工作, 笔者等发现: 这种生物是黔南晚石炭世的重要造礁生物类型之一, 它在台地边缘生物碎屑滩上以多种生长方式构建礁体。该生物具有两种生长形式: 一种是生物体呈波状延续生长, 弯曲环绕, 层层叠置形成不同类型的纹层或席状; 另一种是生物体在纵向和横向上相互交叉, 构成规则或不规则的网格状形态。这种礁体的发现, 丰富了石炭纪生物礁的类型。

关键词: 贵州; 晚石炭世; 造礁生物; 古生态; 生物礁

国内有关石炭纪生物礁的研究一直比较薄弱, 相比于生物造礁丰富期的泥盆纪和二叠纪, 相关报道不多(谭代友, 1991; Fan and Rigby, 1994; 巩恩普, 1997)。从世界石炭纪生物礁研究资料来看, 多以藻礁为主, 缺乏对大型后生动物骨架礁的报道和研究(Toomy, 1980, 1991; West, 1988; Breuninger et al., 1989; Davies et al., 1989; Beauchamp et al., 1989; Kopaska-Merkel and Haywick, 2001; Samankasson, 1999, 2001; Samankasson and West, 2002; Bahamonde et al., 2005)。这固然与晚泥盆世弗拉斯期—法门期后生动物绝灭事件导致石炭纪造礁处于低潮期, 礁体数量不多, 种类单调有关; 另一方面, 也与人们对石炭纪礁体重视不够, 缺乏深入研究有关。中国石炭纪地层十分发育, 尤其是中国南方, 碳酸盐沉积广泛发育。特别是晚石炭世, 更是碳酸盐岩一统天下, 海相生物非常繁盛, 其中不乏多种造礁生物, 而环境也十分适宜造礁生物的生长和建礁。因此, 加强石炭纪礁体类型的探寻并给予深入研究, 对丰富中国乃至世界石炭纪礁体类型, 恢复石炭纪生物礁总体群落面貌, 全面认识石炭纪造礁群落基本特征是非常重要的。黔南是中国南方晚石炭世沉积环境、沉积类型、生物发育、岩相古地理、古气候等方面具有代表性特点的一个区域, 是开展石炭

纪礁体研究的重要场所。全面开展黔南晚石炭世地层中生物礁的探查, 深入研究黔南晚石炭世生物礁的类型及其生长发育过程和特征, 有助于全面揭示中国南方石炭纪生物礁的总体面貌特征, 进而为中国乃至世界石炭纪生物礁的全面认识、研究和系统总结打下基础。

近年来, 笔者等对黔南地区开展了石炭纪礁体的深入研究工作。通过多次野外工作, 笔者等收集了大量的岩石、化石标本, 并深入开展了野外古生态的详细观测工作, 结合室内化石、岩石的光片、薄片研究, 获取了大量实际资料, 取得了一些重要研究成果, 并已陆续发表(巩恩普等, 2003; Gong et al., 2004; 关长庆等, 2004, 2006)。本文报道的是黔南晚石炭世一种新的造礁生物, 它在工作区分布比较普遍, 具有不同的生物特征和生长形式, 其造礁方式和古生态类型十分独特。从野外的实际观察来看, 它在黔南晚石炭世地层中的作用就是在台地边缘生物碎屑滩上以密集叠置的生长方式构建生物骨架建造礁体, 由其建造的礁体常与其他造礁生物建造的礁体相伴, 形成明显的横向和纵向演化关系, 形成独特的造礁生物群落。由于其生物分类归属尚不能最后确定, 故尚不能对其作出命名, 本文后称其为“未名造礁生物”。对其进行深入研究, 有助于全面恢复和

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40572014)的成果。

收稿日期: 2007-02-22; 改回日期: 2007-05-23; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 关长庆, 男, 1963年生, 博士。现为东北大学教师, 主要从事地层古生物学教学和科研工作。通讯地址: 沈阳市和平区文化路3号巷11号 东北大学资源与土木工程学院地质系; Email: guanchangqing@mail.neu.edu.cn。

重建石炭纪的造礁生物群落面貌,丰富石炭纪生物礁类型,并为开展更大规模的石炭纪生物礁研究提供佐证。

1 黔南区域地质概况

黔南地区位于扬子地台南缘,晚石炭世地层分区归属华南区滇—黔—桂分区,黔南—桂北—滇东南小区(王增吉,1990)。该区晚石炭世处于广阔的碳酸盐台地环境,其岩相古地理归于中国南方西南部碳酸盐台地(冯增昭等,1999)。台地上广泛沉积了一套灰色中厚层至块状亮晶、泥晶灰岩、生物碎屑灰岩及礁灰岩,其中底栖生物十分繁盛,筴、腕足、珊瑚及藻类等数量极多。碳酸盐台地浅水适宜生物生存,生物造岩作用强烈,出现大量的各种类型的滩,其中生物礁、丘发育。本工作区位于黔南紫云县猴场镇,面积 10 km² 左右。根据新类型礁体产出地层中筴、腕足、珊瑚等化石研究,该礁体产在上石炭统马平组下部地层中,时代归属于晚石炭世晚期(张正华等,1988;丁蕴杰等,1992)。本文研究的新型造礁生物及其礁体位于猴场扁平村通往中心寨的便道旁,笔者等发现了多处这种类型的礁体(图 1)。

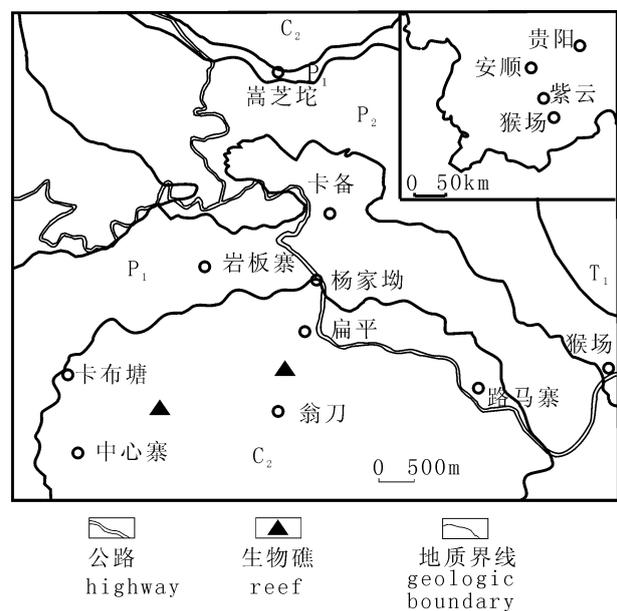


图 1 工作区礁体地质、地理位置图

Fig. 1 Geological and geographic position of the reefs in study area

T₁—下三叠统; P₂—中二叠统; P₁—下二叠统; C₂—上石炭统
T₁—Lower Triassic; P₂—Middle Permian; P₁—Lower Permian; C₂—Upper Carboniferous

2 礁体产出地层的岩性特征

根据野外所测剖面和对采集的礁相地层剖面岩石标本的室内研究,采用相关碳酸盐岩分类原则(Dunham,1962)和礁岩分类原则(吴亚生,1997),现将该礁体产出地层的岩性特征自上而下综述如下(图 2):

马平组

5. 深灰色泥状生物碎屑灰岩,泥粒状生物碎屑灰岩。含腕足、筴及少量海百合茎。 >3m(未见顶)
4. 未名造礁生物骨架岩,内部有 *Ivanovia* cf. *manchurica* 盖覆岩、角柱状群体珊瑚骨架岩,侧部有 *Fomitchevella* 小礁体。含腕足、筴、海百合及不明管状生物。 40m
3. 灰色叶状藻障积岩,自下而上由密集到疏松,向上藻片多破碎。含腕足、腹足及少量单体珊瑚。 3m
2. 灰色粒状生物碎屑灰岩,局部为腕足层。含大量腕足,其他生物有筴、苔藓虫碎片和少量腹足。 2m
1. 深灰色泥状生物碎屑灰岩,泥粒状生物碎屑灰岩。含腕足、筴、单体珊瑚、*Tubi* phytes、海百合茎及藻屑。 2m(未见底)

3 造礁生物特征及归属讨论

3.1 造礁生物特征

造礁生物以宏观的似丝状体或板状体形式出现,生物体粗或厚 0.1~0.2mm,延续很长,可达几十厘米以上,相互叠置或交叉,形成不同形式的纹层构造。其主要表现形式有以下两种(图 3):

(1)造礁生物体呈波状延续生长,弯曲环绕,层层叠置形成不同类型的纹层或席状。造礁生物体相互之间接触则形成类似泡沫状的生物总体形态,不相接触则显示相互之间叠覆的波纹状形态(图 3a)。

(2)造礁生物体粗细不等,在纵向、横向上相互交叉,构成规则或不规则的网格状形态(图 3b)。

3.2 造礁生物归属讨论

这种造礁生物归属最大可能有三种:

(1)可能是动物骨骼,比如像一些复体珊瑚、块状海绵的共骨构造,网格状形态的这种生物则与层孔虫较为相似,但经过详细研究后发现它缺少生物主体构造及其相关动物骨骼构造特征。

(2)Burne 和 Moore(1987)认为,碳酸盐台地和生物礁环境中的微生物岩(Microbialite)是微生物群落(Microbial Community)形成的凝块状、纹层和非纹层状构造,由底栖(原核或真核)微生物群落

地层	分层	厚度 (m)	岩性描述
上石炭统	5	>3	未见顶 泥状生物碎屑灰岩, 泥粒状生物碎屑灰岩
	4	40	未名造礁生物骨架岩
	3	3	叶状藻障积岩
	2	2	粒状生物碎屑灰岩
	1	2	泥状生物碎屑灰岩, 泥粒状生物碎屑灰岩 未见底



1



2



3



4

图 2 礁体地层和岩性柱状图

Fig. 2 Column of stratum and lithology of the reef

1—泥状生物碎屑灰岩、泥粒状生物碎屑灰岩; 2—粒状生物碎屑灰岩; 3—叶状藻障积岩; 4—未名造礁生物骨架岩

1—bioclastic mudstone and bioclastic packstone; 2—bioclastic grainstone; 3—phylloid-algal bafflestone; 4—undefined reef-building organism framestone

加积并捕获和粘结碎屑物质形成的沉积物。沈建伟等(2005)研究了桂林中、晚泥盆世微生物碳酸盐岩及礁丘,认为其中的生物礁是由钙质微生物形成的,这类生物有多种类型,生长方式有分枝丛状、肾形丛状,它们构成礁骨架,发育在碳酸盐台地边缘和斜坡相带中,形成微生物礁和丘以及在台地内部形成微生物席状沉积。尽管本工作区发育的这种造礁生物在成礁环境方面与上述研究有一定的相似性,但从该生物的总体形态特点、造礁方式来看,它们并不具有可比性,特别是本文研究的这种造礁生物具有明显的宏观形态,不属于微生物范畴。

(3)笔者等认为这种生物更可能属于藻类,由其形成的纹层类似于叠层石的纹层,但缺乏叠层石的具体形态特征。作为一种未名的造礁生物,其具体分类位置的准确厘定还有待进一步工作。

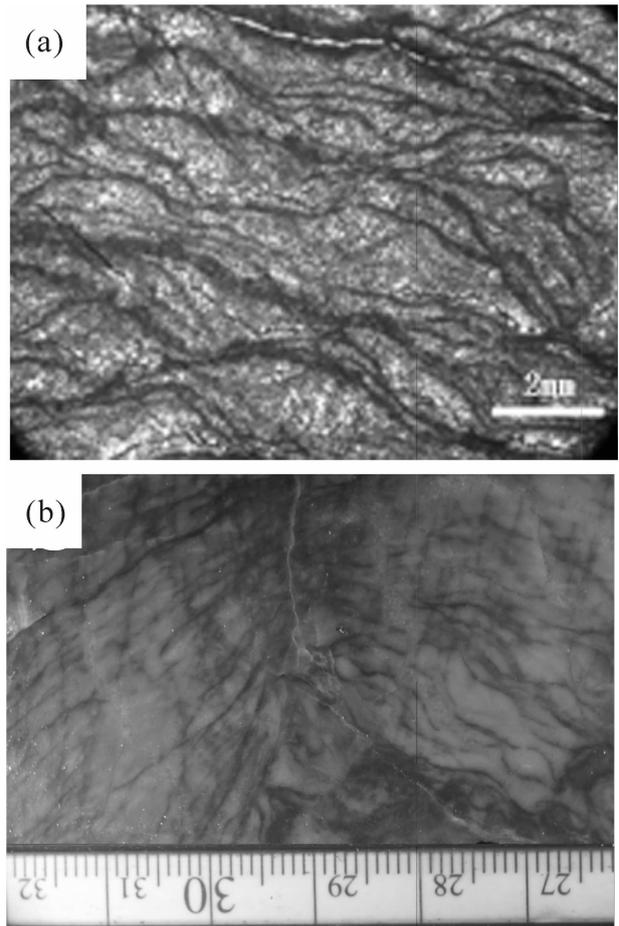


图 3 造礁生物生长形态

Fig. 3 Growth forms of the reef-building organism

(a)—波纹状形态; (b)—网格状形态

(a)—undulant form; (b)—network form

4 生物生长方式及其古生态

该生物在工作区晚石炭世地层中以不同方式建造礁体,其生长方式及古生态类型有以下两种(图 4):

4.1 缠绕叠置式

这种造礁生物围绕其他生物弯曲环绕生长(图 4a)。笔者见到在礁体中,腕足、海百合、枝状苔藓虫及分类位置不明的管状生物被该生物层层环绕包裹,包绕宽度视其生存空间和被包绕生物彼此之间的距离而定。在与被包绕生物的接触部位,它们往往比较密集,由其形成的泡沫状形态比较小,相反,则较为松散,泡沫状形态比较大。在台地边缘环境,水体能量高,这些枝柱状生物抗浪能力弱,这种造礁生物就围绕这些生物快速生长,可以起到帮助枝柱状生物抗击风浪的作用。它们可以保护它们的根基

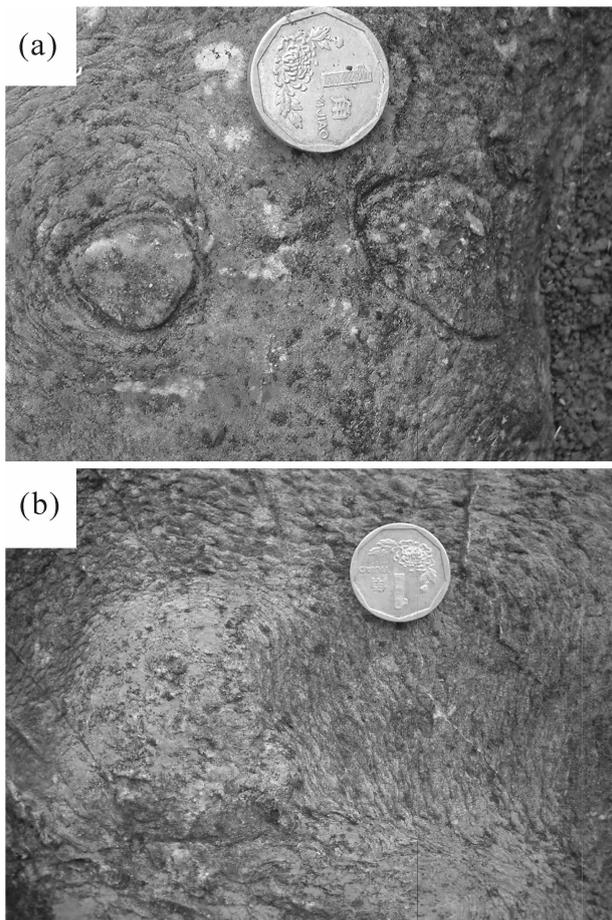


图4 造礁生物生长方式野外照片

Fig. 4 Photos of outcrops showing the growth forms of the reef-building organism

- (a)—缠绕其他生物生长；(b)—独立叠置生长
 (a)—the photo showing encrusting growth；
 (b)—the photo showing the erect growth

和茎干,不致因风浪而被击倒,而其本身也可以攀附在这些枝柱状生物体上,伴随着这些生物一同向上快速叠置生长。野外见到的这些枝柱状生物几乎没有倒伏现象,包括那些细长的生物体(图5)。

4.2 匍匐叠置式

当地边缘不发育其他可攀附生物时,这种造礁生物同样可以生长(图4b)。台地边缘发育有各种生物碎屑滩,很多为活动底质。它们首先在这些生物碎屑滩上匍匐快速大面积水平生长,对基底起到粘结、包覆作用。当基底被固结之后,它们在此基础上快速向上叠置生长,靠近基底尤为密集,向上则较为松散,它们构成骨架,形成各种板丘状体(图6)。野外笔者等在礁体中还见到另一种具有同样造架功能的造礁生物—*Ivanovia cf. manchurica* 与之共存,这是一种群体泡沫状四射珊瑚,在黔南晚石炭世地层中可以独立形成规模较大的礁体。但在未名造礁生物形成的礁体中,*Ivanovia cf. manchurica* 所占据的空间远小于这些未名造礁生物,仅形成一些小块体,这是由于两者之间的生存竞争所造成的。在台地边缘,风浪大,水体动能强,上述两种生物都可以在这种环境中生存,但未名造礁生物是一种快速生长的生物,其生长速度明显快于 *Ivanovia cf. manchurica*。因此,它们迅速占领大部分空间,而 *Ivanovia cf. manchurica* 只好退居到未名造礁生物没有占据的狭小空间,甚至无法生存,造成了野外所见到的两者在同一礁体中的悬殊差异。可以说, *Ivanovia cf. manchurica* 在与未名造礁生物的生存竞争中是处于劣势的(图7)。

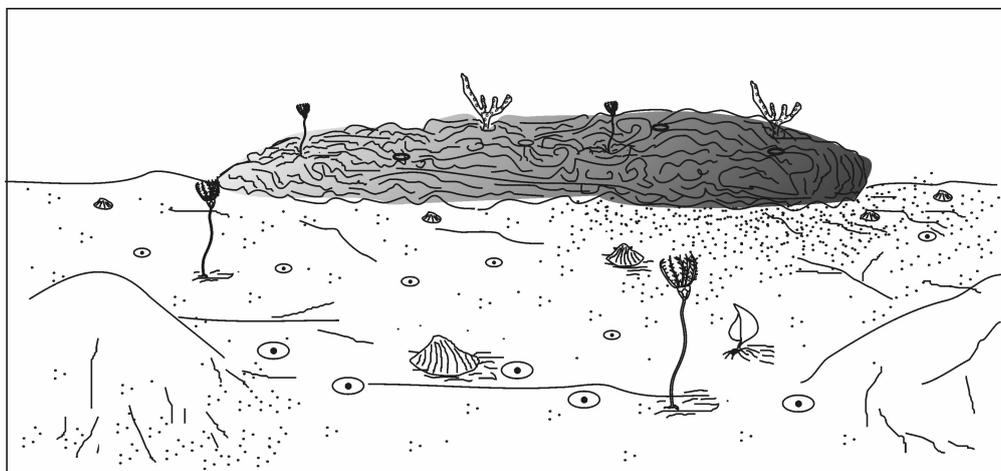


图5 造礁生物缠绕叠置式生长示意图

Fig. 5 Sketch map of encrusting growth of the reef-building organism

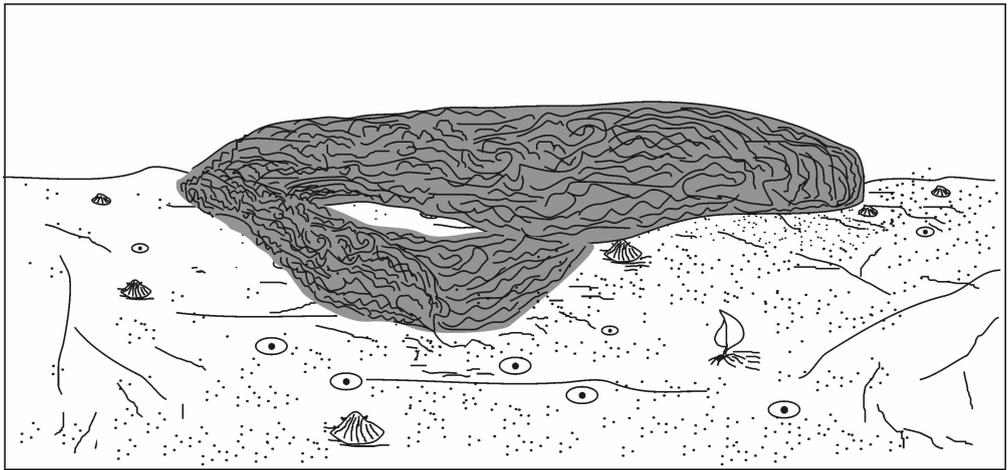


图 6 未名造礁生物匍匐叠置式生长示意图

Fig. 6 Sketch map of groveling growth of the non-named reef-building organism

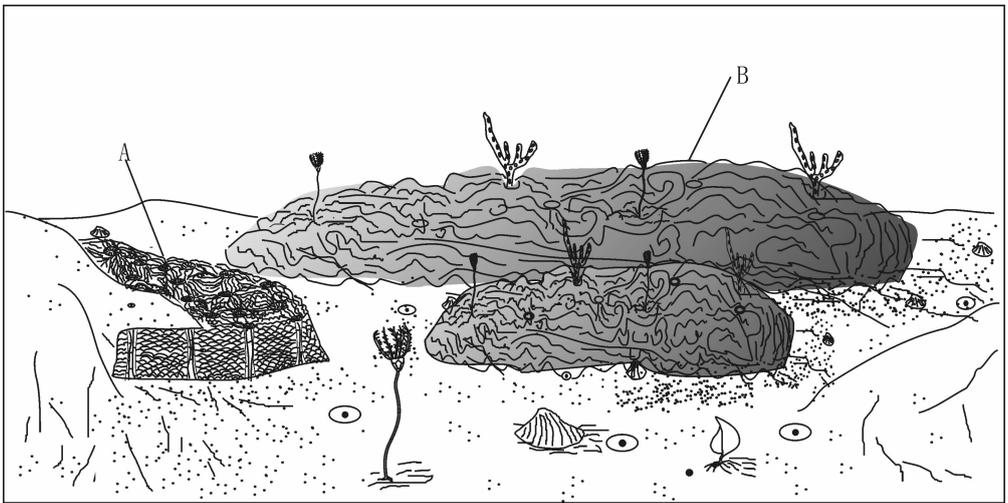


图 7 未名造礁生物与 *Ivanovia* cf. *manchurica* 在群落中的关系

Fig. 7 The sketch map showing the relationship between non-named reef-building organism and *Ivanovia* cf. *manchurica* in the community

A—*Ivanovia* cf. *manchurica*; B—未名造礁生物

A—*Ivanovia* cf. *manchurica*; B—non-named reef-building organism

5 成礁方式探讨

未名造礁生物是黔南晚石炭世地层中的一种重要造礁生物,它具有很好的成礁性,在黔南晚石炭世地层中都是以建造礁体的方式出现,它的生态特征决定着其成礁方式。在台地边缘生物碎屑滩基底之上,它们通过缠绕和匍匐方式,定殖并迅速蔓延生长,覆盖并加固基底,然后快速向上生长。缠绕叠置式生长的造礁生物与被包绕的枝柱状生物一起向上生长,构成规模较大的面状礁骨架。由于缠结紧密,

礁体内部常常不易产生空隙,野外观察发现,这种礁体内部栉壳结构少见或很小。匍匐叠置式生长的造礁生物是在基底之上向上构成具有一定宽度的堤状或带状礁骨架,彼此交互搭建形成生物礁,礁体内部则存在着大小不一的空洞。野外观察发现,礁体中发育有这种骨架岩围绕的大空隙,内部存在多期次栉壳状方解石,也有充填的灰泥和生物碎屑沉积。这种礁体生长受环境控制,它适宜水体较浅,动荡,灰泥沉积不多的台地边缘环境,当地壳下降或海平面上升,灰泥沉积增加时,礁体便停止生长,造礁过

程结束。

6 结语

通过大量的野外工作和室内研究,笔者等对黔南工作区晚石炭世地层中这种未名造礁生物的生物特征、生长方式和古生态特征进行了详细分析和探讨,得出以下认识:

(1)作为黔南晚石炭世一种重要的造礁生物,它普遍存在于该时代地层中,具有很好的成礁性,在黔南晚石炭世地层中都是以建造礁体的方式出现。

(2)它可以建造礁体骨架,是晚石炭世一种重要的造架生物,其生物特征、古生态类型及成礁方式在石炭纪礁体中是非常独特的。由其建造的礁体是石炭纪典型的骨架型礁,丰富了石炭纪生物礁类型,有助于石炭纪生物礁研究的进一步深入。

(3)这种新的生物礁类型的发现,为研究石炭纪礁体群落演化,重建礁体生长模式,建立生物礁生长动力学模型以及全面恢复石炭纪生物礁的总体面貌特征提供了典型实例。

参 考 文 献 / References

丁蕴杰,夏国英,许寿永,赵松根,李莉,张毓秀. 1992. 中国石炭—二叠系界线. 北京:地质出版社, 1~170.

冯增昭,杨玉卿,鲍志东. 1999. 中国南方石炭纪岩相古地理. 古地理学报, 1(1):75~86.

巩恩普,关长庆,孙宝亮,姚玉增. 2003. 黔南地区石炭纪大型珊瑚礁研究. 中国科学(D辑), 33(7): 644~649.

巩恩普. 1997. 中国石炭纪生物礁. 沈阳:东北大学出版社, 1~112.

关长庆,巩恩普,姚玉增,孙宝亮. 2004. 黔南扁平村晚石炭世生物礁生物群落分析. 古地理学报, 6(3):339~346.

关长庆,巩恩普,张永利,孙宝亮. 2006. 黔南晚石炭世造礁珊瑚 *Ivanovia* cf. *manchurica* 古生态特征及成礁机制探讨. 地质论评, 52(2):178~183.

沈建伟,毛家仁. 2005. 桂林中、晚泥盆世微生物碳酸盐沉积、礁和丘及层序地层、古环境和古气候的意义. 中国科学(D辑), 35(7):627~637.

谭代友. 1991. 贵州紫云县猴场翁刀湾红藻礁特征. 天然气勘探与开发, 14(3):78~84.

吴亚生. 1997. 生物礁岩分类方案. 地质论评, 43(3):281~289.

王增吉. 1990. 中国的石炭系. 北京:地质出版社, 215~248.

张正华,王治华,李昌全. 1988. 黔南二叠纪地层. 贵阳:贵州人民出版社, 1~113.

Bahamonde J R, Merino O A. 2005. Red-coloured phylloid-algal mound in the margin of a steep-fronted Pennsylvanian carbonate platform (Picos de Europa Province, NW Spain). Geophysical Research Abstracts, 7: 07907.

Beauchamp B, Davies G R, Nassichuk W W. 1989. Upper Carboniferous to lower Permian *Palaeoaplysina*-phylloid algal buildups, Canadian Arctic Archipelago. In: Geldsetzer H H, James N P and Tebbutt G E. ed. Reefs, Canada and Adjacent Area, Memoir, 13: 590~599.

Breuninger R H, Canter K L, Isaacson P E. 1989. Pennsylvanian-Permian *palaeoaplysina* and algal buildup, Snaky Canyon Formation, east-central Idaho, U. S. A. In: Geldsetzer H H, James N P and Tebbutt G E. ed. Reefs, Canada and Adjacent Area, Memoir, 13: 631~637.

Burne R V, Moore L S. 1987. Microbialites; organosedimentary deposits of benthic microbial communities. Palaios, 2: 241~254.

Davies G R, Richards B C, Nassichuk W W. 1989. Carboniferous and Permian reefs in Canada and adjacent area. In: Geldsetzer H H, James N P and Tebbutt G E. ed. Reefs, Canada and Adjacent Area, Memoir, 13: 565~574.

Dunham R J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W E. ed. Classification of Carbonate Rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 108~121.

Fan Jiasong, Rigby J K. 1994. Upper Carboniferous phylloid algal mounds in southern Guizhou, China. Brigham Young University Geology Studies, 40: 17~24.

Gong Enpu, Yang Hongying, Guan Changqing, Sun Baoliang, Yao yuzeng. 2004. Unique recovery stage of reef communities after F/F event in a huge coral reef of Carboniferous, Southern Guizhou, China. Science in China (Ser. D, Earth Sciences), 47(5): 412~418.

Kopaska-Merkel D C, Haywick D W. 2001. A lone biodetrital mound in the Chesterian (Carboniferous) of Alabama. Sedimentary Geology, 145: 253~268.

Samankasson E. 1999. Drowning of aigal mounds: records from the Upper Carboniferous Lower *Pseudoschwagerina* Limestone, Carnic Alps, Austria. Sedimentary Geology, 127: 209~220.

Samankasson E. 2001. Internal structure and depositional environment of Late Carboniferous mounds from the San Emiliano Formation, Carmenes, Syncline, Cantabrian Mountains, Northern Spain. Sedimentary Geology, 145: 235~252.

Samankasson E, West R R. 2002. Construction versus accumulation in phylloid algal mounds: an example of a small constructed mound in the Pennsylvanian of Kansas, U. S. A. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 185: 379~389.

Toomy D F. 1980. History of a late Carboniferous phylloid algal bank complex in northeastern New Mexico. Lethaia, (13): 249~267.

Toomy D F. 1991. Late Pennsylvanian phylloid-algal bioherms, Orogrande Basin, South-Central New Mexico and West Texas. New Mexico Geological Society Guidebook, 42: 213~220.

West R R. 1988. Temporal changes in Carboniferous reef mound communities. Palaios, 3: 152~169.

A New Type Reef of the Late Carboniferous in the South of Guizhou Province

GUAN Changqing¹⁾, GONG Enpu¹⁾, ZHANG Yongli¹⁾, SUN Baoliang¹⁾

CHEN He¹⁾, GUO Jianhua²⁾, LI Qun²⁾

1)Geology Department of Northeastern University, Shenyang, 110004

2)Central South University, Changsha, 410083

Abstract

A series of platform facies carbonate develops widely in the south of Guizhou Province, which contains abundant benthonic organisms, and they provide advantage condition to the study of Carboniferous reef. In recent years, with the development of reef study, some new-style reef-building organisms were found, one of which is an important reef-building organism which is similar to alga. The organism were found to be one of the important reef-building organism of late Carboniferous in Southern Guizhou through much field and office work, and they built framework reefs by different growth forms on the biodebitus banks of the platform margin. The organism have two growth forms: one is continued undulant, curving and rounding, layers superposed laminae or sill-like; the other one is vertical and horizontal crossed, regular or irregular network. The reef enriches the Carboniferous reef types.

Key words: south Guizhou; Late Carboniferous; reef-building organism; palaeoecology; reef

“历届青年地质科技奖获奖者学术交流会”在北京举行

2007年4月28、29日,正值“五四”青年节即将来临之际,中国地质学会“历届青年地质科技奖获奖者学术交流会”在北京昌平中国石油大学举行,历届青年地质科技奖“金锤奖”、“银锤奖”的获奖者代表和正在攻读地球科学的中国地质大学、中国石油大学、中国地质科学院的在校研究生180余人参加了会议。中国地质学会理事长、刚刚卸任的国土资源部部长孙文盛,中国地质学会常务副理事长、刚刚卸任的中国地质调查局局长孟宪来,中国科学院或中国工程院院士孙枢、沈其韩、裴荣富、赵文津、王铁冠,国土资源部办公厅主任吕国平,中国石油大学党委书记蒋庆哲,中国石油大学校长张来斌,中国地质调查局副局长张洪涛,中国冶金地质总局局长闫学义,中国煤炭地质总局局长徐水师,中化地质矿山总局局长韩豫川,中国石油大学副校长庞雄奇等出席了会议。孟宪来常务副理事长主持了开幕式,孙文盛理事长、孙枢名誉理事、张来斌校长在会上作了重要讲话。

孙文盛理事长高度评价了青年地质科技奖在发现、培育地质科技人才,引导青年地质学家为国争光、推动中国地质科技事业进步等方面作出的重大贡献。

孙枢院士作为“青年地质科技奖”设立、发展的支持者和见证人,对“青年地质科技奖”的作用给予了高度评价,对与会的青年地质科技工作者给予了殷切的期望。

开幕式后,四位学者分别做了精彩的大会学术报告:①中国地质学会金锤奖获得者、中国青年科技奖获得者、中国地质科学院副院长董树文研究员——大陆深俯冲的地壳结构——以大别山碰撞带为例;②中国地质学会金锤奖获得者、李四光地质科学奖获得者、中国石油勘探开发研究院院

长赵文智研究员——有机质“接力成气”模式的提出及其在勘探中的意义;③中国地质学会首届青年工作委员会委员、中国青年科技奖获得者、李四光地质科学奖获得者、中国地质大学王成善教授——白垩纪世界:从大洋缺氧事件到富氧作用;④黄汲清青年地质科学技术奖获得者、中国石油大学资源与信息学院院长朱筱敏教授——地震沉积学及初步应用。

分组会分别由中国地质学会第一届青年工作委员会主任张洪涛研究员,中国地质学会第二届青年工作委员会主任董树文研究员,中国地质学会第三届青年工作委员会主任、现任中国地质科学院地质研究所所长侯增谦研究员,现任中国地质学会秘书长、中国地质科学院常务副院长朱立新研究员主持。与会代表分三个专题进行讨论,一是青年地质科技工作者如何将个人前途与国家利益、自身发展与地质事业紧密结合。目的是引导青年地质科技工作者树立正确的人生观和价值观,为民族振兴贡献力量。二是交流青年地质科技奖获奖者在矿产、资源、工程、环境等诸多方面的重大突破和成功经验,以及成功走向国际舞台的经验。目的是引领青年地质科技工作者不断创新,逐步与国际接轨;寻求解决人类发展与自然环境的友好相处和缓解制约我国国民经济发展的矿产资源瓶颈问题。三是讨论学会利用何种资源和方式更好地为青年人才的培养、举荐服务,为源源不断地造就地质科技人才建立长效机制。

与会代表在分组讨论中发言踊跃,畅所欲言。与会代表认为:中国地质学会为青年人成长提供了一个非常好的舞台,为有志于地质工作、

羌塘中部晚三叠世双壳类动物群落取代

汤朝阳^{1,2)}, 姚华舟²⁾, 牛志军²⁾, 段其发²⁾, 赵小明²⁾, 王建雄²⁾

1) 中国地质科学院研究生院, 北京, 100037;

2) 中国地质调查局宜昌地质矿产研究所, 湖北宜昌, 443003

内容提要: 羌塘中部各拉丹冬地区晚三叠世发育四个双壳动物群落, 群落在时间上演替取代的主要控制因素为海水深度, 早期以突变为特征, 晚期以渐变为特征, 具浅—深—浅的变化特征; 横向变化与陆源碎屑供应量和沉积环境的差异密切相关。个体生活习性和岩性、岩相组合特征研究表明, *Quemocuomegalodon orientus*—*Neomegalodon boeckhi* 群落(Q—N COM.) 生态位相当于 BA2 底栖组合生态域; *Halobia superbescens*—*Halobia disperseinsecta* 群落(H—H COM.) 生态位相当于 BA4 底栖组合生态域; *Amonotis togtonheensis*—*Cardium (Tulongocardium) xizangensis* 群落(A—C COM.) 生态位相当于 BA3 底栖组合生态域; *Cardium (Tulongocardium) martini*—*Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* 群落(C—T COM.) 生态位相当于 BA2 底栖组合生态域。本文为区域上地层对比及生物生存环境提供了基础资料。

关键词: 双壳类; 群落; 海平面变化; 晚三叠世; 各拉丹冬地区; 羌塘; 西藏

羌塘中部各拉丹冬地区自然条件恶劣, 构造复杂, 三叠纪地层受构造破坏出露不全, 以往地质研究程度较低, 至今尚未建立三叠纪双壳类组合, 对生物的生存环境及生态特征研究更少, 因此在上、下层位及接触关系、地层序列的划分和沉积环境等方面多有争议。中生代是双壳类分化较快、演化迅速且相对繁盛的时期, 双壳类可生活在多种海洋环境中, 但散布能力有限, 适合作为古生物地理研究的标志(刘春莲, 2000); 同时生态学研究强调生物与环境的统一, 能对同一时代不同盆地、不同相区(在大范围内直至全球性的)地层对比和地层界线的确定起到积极的作用, 因此研究以其为主的化石群落不仅有利于地层的综合研究, 而且也有利于对古环境的探索和古地理、古气候的再造。2000~2005年笔者等在各拉丹冬地区晚三叠世地层中采获了大量保存较完整的双壳类化石标本, 通过对个体生态学、群落组成特点等的研究, 由完全不同特征种建立了双壳类群落, 结合底栖组合生态位与沉积岩相的综合分析, 认为水深的变化是控制双壳类垂向取代的主因, 具有浅水—深水—浅水的变化特征, 且双壳类有从“活动型”向“稳定型”(或接近这种类型)演化的趋势。本文为深入研究特提斯海分布和有关板块运动及古生物地理分区和生存环境恢复提供了基础资料。

1 区域地质背景及以往研究程度概况

各拉丹冬地区(E90°00′~91°30′, N33°00′~34°00′)在大地构造上划属拉竹龙—金沙江结合带与班公湖—怒江结合带之间的羌塘盆地北坳陷东段(图1), 南北各自呈NW—SE向出露出一套晚三叠世地层, 北部雀莫错一带及向东延伸部分称结扎群, 南部土门格拉一带原称土门格拉组(T_{3t}), 经前人研究, 其为结扎群巴贡组的同物异名(青海省地质矿产局, 1997), 地质时代为晚三叠世诺利期。结扎群由青海区测队创名^①, 原指分布于唐古拉山区的一套滨海至浅海沉积的碎屑岩和碳酸盐岩和碎屑岩组合, 纵向上从下至上与藏东的甲丕拉组、波里拉组和巴贡组岩石组合相当, 故将三个岩组改用这三个组名。雀莫错一带出露碎屑岩(局部夹火山岩)、碳酸盐岩和碎屑岩组合与结扎群可对比, 故采用其名。多位学者(沙金庚, 1990; 张作铭等, 1979)对青海土门格拉地区、玉树和可可西里地区及藏东、川西等地的双壳类进行过大量工作, 为区内的研究及区域对比提供了重要基础。

2 沉积特征

根据1:25万填图的精度要求, 由地层横向展

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号40372004)的成果。

收稿日期: 2006-10-22; 改回日期: 2007-06-06; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 汤朝阳, 男, 1969年生。高级工程师, 在读硕士, 主要从事区域地质调查与地层学研究。Email: achun168168@yahoo.com.cn。

布及区域对比(图 2),从岩性、岩相、相序角度出发,将区内结扎群从下至上分为甲丕拉组(T_3j)、波里拉组(T_3b)和巴贡组(T_3bg)。雀莫错一带的甲丕拉组与下伏晚二叠世拉卜查日组呈角度不整合接触,向东至青海治多县索加乡一带该组与下伏晚二叠世九十道班组呈角度不整合接触,顶界与波里拉组呈整合接触;波里拉组以灰岩出现与消失作为上、下层位的划分标志;巴贡组底界以灰岩消失和砂岩出现作为划分标志,雀莫错一带顶界与鄂尔陇巴组(T_3e)火山碎屑岩呈似整合接触,向上为中侏罗世雀莫错组(J_2q)呈角度不整合,土门格拉一带与中侏罗世雀莫错组呈角度不整合。

2.1 甲丕拉组沉积特征

区内该组为一套淡水—咸水环境下的陆源碎屑岩、火山碎屑岩夹碳酸盐岩的混合沉积序列,沉积相类型复杂,在相序上自陆相过渡到海相,而且障壁岛发育具多样性,既有沿岸砂坝,又有碳酸盐岩台地边缘,尤其是具火山喷发形成的火山岛,不同类型的障壁岛之间出现多个浅水型局限海盆。主要发育的岩

相单元为洪冲积相紫红色砾岩、砂岩、沉凝灰岩、中细粒岩屑砂岩、粉砂质泥岩,砾石成分以灰岩为主,另有少量的硅质岩和火山岩成分,砾石分选差,磨圆差,呈次棱角状,大小混杂,含砾砂岩和砂岩中发育正粒序层理和大型板状斜层理,见于底部层位,其中砾岩单元分布不稳定;潮坪相砂、泥岩,具典型的潮汐层理,是潮汐作用为主要沉积动力的产物(梅冥相和高金汉,2005);局限台地相、台地边缘浅滩相等见于中—上部层位,具体由紫红色中—厚层状细粒岩屑砂岩、粉砂质泥岩、生屑鲕粒砂屑灰岩、泥晶灰岩、灰质的云岩(粉晶白云岩)组成,泥晶灰岩单元分布不稳定,白云岩中见鸟眼构造,偶见方解石充填的铸模孔,产双壳 *Quemocomegalodon orientus*—*Neomegalodon boeckhi* 群落(Q—N COM.),海相火山喷发相分布不稳定,在雀莫错一带出露灰黑色安山岩和沉凝灰岩,而在青海治多县索加乡玛日几真剖面(起点坐标为 $N33^{\circ}47'20''$, $E93^{\circ}32'22''$, 终点坐标为 $N33^{\circ}48'00''$, $E93^{\circ}32'51''$, 图 3)以灰黑、灰绿色块状玄武质岩、集块岩、熔结火山角砾岩、杏仁状辉石玄武岩为特征,两者在层位上也略有差异,可能反映该时期火山喷发具多期性。

2.2 波里拉组沉积特征

区内该组岩性较稳定,为碳酸盐岩沉积序列,下部发育陆棚相泥页岩、薄层状泥晶灰岩、泥晶灰岩,水平层理发育,与下伏甲丕拉组的接触界面为淹没间断面(加深饥饿间断面),应为正常浪基面附近或更深沉积环境下,环境加深形成淹没事件的响应,产双壳 *Halobia superbescens*—*Halobia disperseinsecta* 群落(H—H COM.);上部—顶部为台地边缘浅滩相含砾砂屑生物屑粉屑灰岩,泻湖相白云石化泥晶灰岩等岩相单元为特征,局部见泥晶砾屑灰岩、角砾屑灰岩,灰岩发育水平层理,向上白云质增多。在研究区内出露不完整,但根据实测及邻区剖面对比可识别出从深到浅组成的相序为:深水相

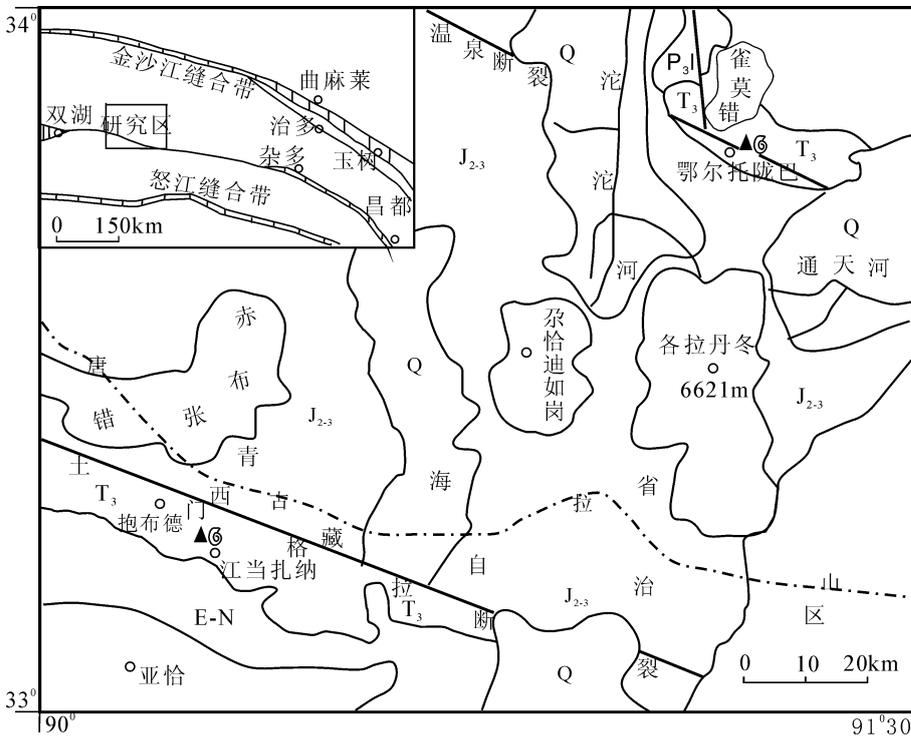


图 1 各拉丹冬地区晚三叠世双壳类化石产地位置图

Fig. 1 Map showing location of the Late Triassic Fossil Bivalves in the Geladaindong region

Q—第四纪;E—N—古近纪—新近纪;J₂₋₃—中—上侏罗统;T₃—上三叠统;
P₃—上二叠统;▲—化石产地

Q—Quaternary; E—N—Paleogene—Neogene; J₂₋₃—Mid—Upper Jurassic; T₃—Upper Triassic;
P₃—upper Permian; ▲—location of fossil

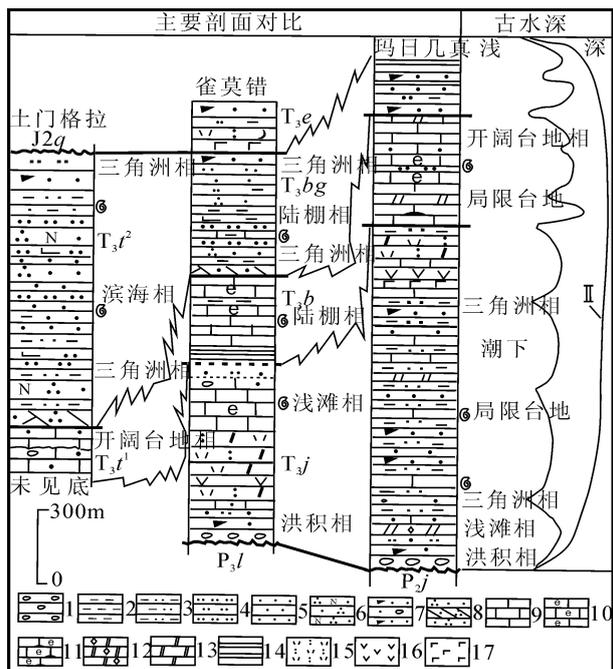


图2 区内晚三叠世地层对比简图

Fig. 2 Stratigraphically correlation column of the Late Triassic in the research region

1—砾岩；2—泥岩；3—粉砂质泥岩；4—粉砂岩；5—细粒砂岩；6—长石砂岩；7—岩屑长石砂岩；8—石英砂岩；9—泥晶灰岩；10—生物屑泥粒灰岩；11—含燧石条带生物屑灰岩；12—亮晶白云岩；13—白云岩；14—页岩；15—凝灰岩；16—安山岩；17—玄武岩

1—conglomerate；2—mudstone；3—siltpelite；4—siltstone；5—poststone；6—arkose；7—lithic arkose；8—quartzose sandstone；9—micrite；10—bioclastic packstone；11—limestone with cherty-bioclastic；12—dolosparite；13—dolomitite；14—shale；15—tuff；16—andesite；17—basalt

钙质泥岩、薄层泥晶灰岩，陆棚相黑色中层泥晶灰岩、生物碎屑泥晶灰岩，边滩—泻湖相泥晶砂屑灰岩夹灰质白云岩。此外，层中偶见潮道沉积的泥晶砾屑灰岩，但均为泥晶充填，含燧石条带，发育生物扰动构造、似瘤状构造，属中—高能环境的产物。

2.3 巴贡组沉积特征

该组为陆源碎屑岩夹碳酸盐岩的混合沉积序列，主要发育的岩相单元为陆棚相泥页岩，远临滨相生物屑粉屑灰岩，近临滨相砂岩，滨岸相岩屑砂岩、含砾砂岩。沉积相研究显示各拉丹冬南部巴贡组（原称为土门格拉组， T_3t ）为滨海—三角洲相，北部为水体较深的浅海陆棚相—前三角洲相。沉积成因分析显示南部具潮汐动力型（梅冥相和高金汉，2005）碎屑岩特征，可识别出下部为岩屑砂岩，上部为灰色粉砂岩或泥岩的米级旋回；可分为2段（图

4）：下段显示海水呈快速上升慢速下降特征，厚度上海侵体系域（TST）<高位体系域（HST）（牛志军等，2003），海侵期容纳空间增长率高于堆积速率，厚度小，而高位期则相反，发育厚—巨厚层状横向稳定的粗砂岩，且碎屑多为次棱角状，磨圆度差，单独靠海水升降是无法解释的，可能与回流作用无关或关系不大（王冠民，2004），是与区域间歇性构造升降、搬运距离短、近物源区等综合因素相关，水体动荡而浑浊，基本不见碳酸盐岩沉积，在此环境下生物难以生存（或保存）；上段厚度上 TST > HST，表现为慢速上升而快速下降的特征，高水位期以泥岩为主，在海泛高水位期—海退期泥岩或粉砂岩中双壳类生物得以生存，产双壳 *Cardium* (*Tulongcardium*) *martini*—*Trigonia* (*Kumatrigonia*) *hukxilisensis* 群落（C—T COM.），顶部暴露于海平面之上，出现褐红色粉砂岩和含粉砂水云母粘土岩。

北部由于水体较深，沉积速率较为缓慢，厚度明显小于南部，受海平面波动影响更强烈，以波浪作用为主要沉积营力，该组下—中部，TST 表现为退积型的特点，沉积环境由三角洲相至陆棚相；最大海泛面（mfs）以黑色薄片状泥晶灰岩和灰黑色叶片状炭质泥岩为识别标志，生物多发育于海进旋回的灰岩和泥岩中，产双壳 *Halobia superbescens*—*Halobia disperseinsecta* 群落（H—H COM.）；HST 以进积型砂、泥岩为特征，总体向上变浅，砂岩层向上增多，颗粒向上变细的正粒序，高频旋回层序间以“瞬时暴露间断面”为界。中上部 *Amonotis togtonheensis*—*Cardium* (*Tulongcardium*) *xizangensis* 群落（A—C COM.）大量产于灰岩和泥岩中，甚至扩散到各类岩相单元，顶部暴露于海平面之上，为暗红色含海绿石细砂岩与粉砂岩或泥岩层。

3 群落分析

化石群落是指地质历史时期，某一特定时限内和特定环境下生活在一起并能保存为化石的生物所构成的群落（陈源仁，1992）；大多数学者强调群落研究的完整性，但各门类都有各自的生存环境，在具体应用中，单一门类的研究，同样能确切地反映它们当时的生存环境；底栖组合受距离海岸线远近和海水深度控制，因此可根据生物组合面貌及生态位探讨控制群落分布的水深变化（Boucot，1975；陈源仁，1992；高金汉等，2003）。各拉丹冬地区上三叠统结扎群双壳类化石相当丰富，与当时区内经历了动荡的海侵—稳定—大规模海退的古生境密切相关；根

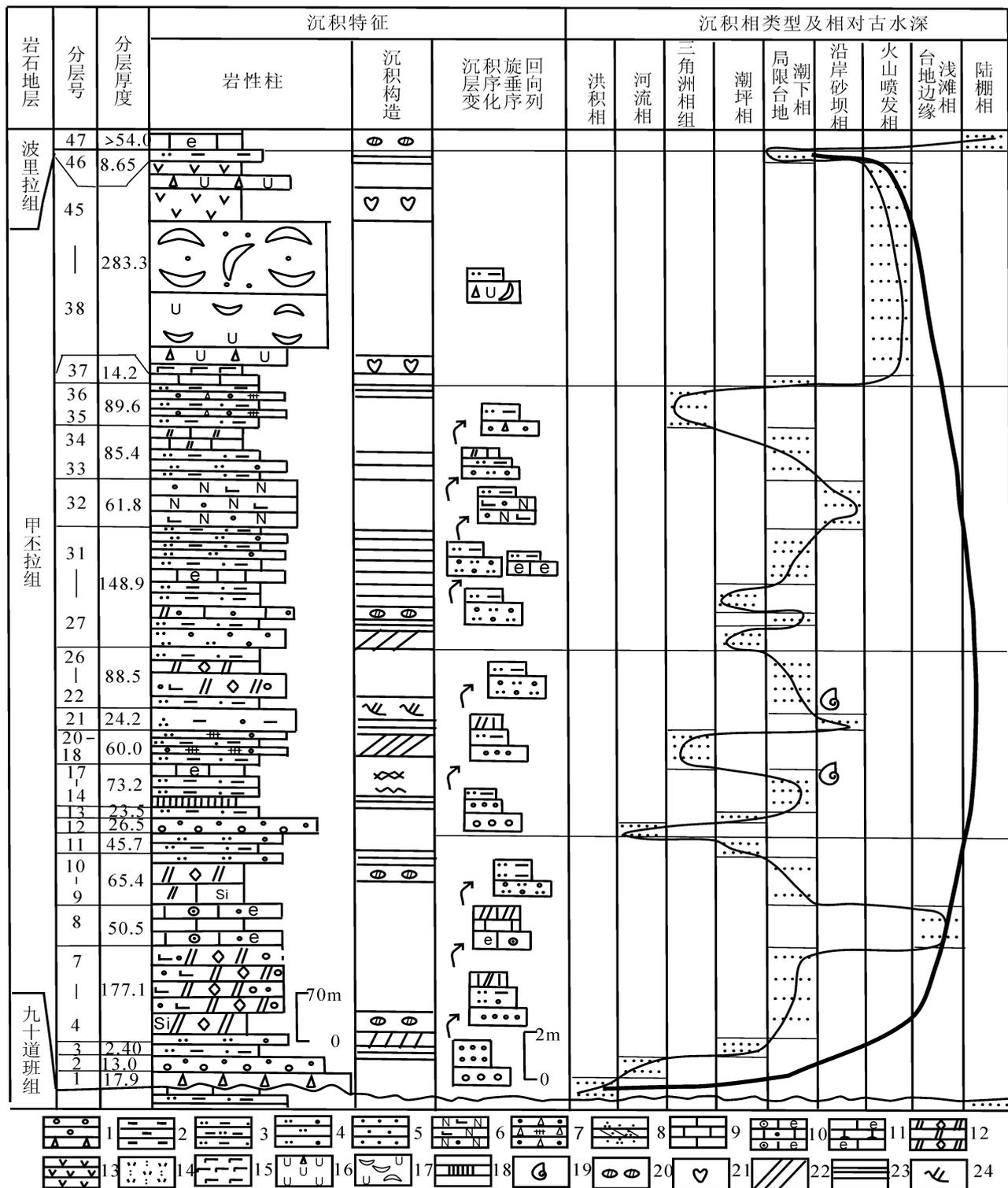


图 3 甲丕拉组玛日几真剖面地层综合柱状图

Fig. 3 Stratigraphically comprehensive column of Marijizhen section of the Jiapila Formation

1~12—同图 2; 13—安山岩; 14—玄武岩; 15—凝灰岩; 16—熔结火山角砾岩; 17—熔结集块岩; 18—石膏矿层; 19—化石; 20—晶洞构造(铸模孔); 21—杏仁状构造; 22—板状斜层理; 23—水平层理; 24—沙纹层理

1~12—the same to those in Fig. 2; 13—andesite; 14—basalt; 15—tuff; 16—volcanic breccia; 17—volcanic agglomerate; 18—gypsum deposit; 19—fossils; 20—miarolitic texture; 21—amond-shaped structure; 22—oblique stratification; 23—flat bedding; 24—ripple mark bedding

据生物组合特点、化石产出层位,可划分出四个群落,自下而上特征如下:

3.1 *Quemocuomegalodon orientus*—*Neomegalodon boeckhi* 群落(Q—N COM.)

该群落产于甲丕拉组中、上段砂屑灰岩、生屑粉晶灰岩中,以 *Quemocuomegalodon orientus* Yao, Sha et Zhang, *Q. longitatus* Yao, Sha et Zhang 繁盛(姚华舟等,2003,2004)为特征,另见 *Neomegalodon boeckhi*, *Palaeocardia* sp., 同时发现保存不完整的腹足类和藻类化石及碎片,属种组合单调,共3属4种,地质时代为诺利期。

雀莫错的伟齿蛤类化石数量多,属种单调但化石个体分布密集,这与典型的浅海底栖类型生物正好相反;从化石的生态看,成年个体的足退化,基本不具潜穴能力,膨凸横宽的壳体增加了与基底的接触面,不规则的壳皱和发育的壳前部及粗脊也增加了抓地能力和稳定性,宽壳顶区、壳顶靠前,铰板宽而厚和极发育的后圆球面及高的后壳顶脊之间形成的“V”形槽等特征(可能起着引导水流的作用,以便从悬浮物中摄取营养)(姚华舟等,2003),表明其营浅内栖或表栖生活并摄取悬浮物;而以砂屑灰岩、生屑粉晶灰岩为主(局部白云石化灰岩)的围岩提供了相对稳固的基底,防止壳体陷入基底内。化石排列杂乱无章且大多数个体为两壳铰合保存,受风化分离,可能是短时风浪作用下经过短距离搬运、堆积而成,不具远距离搬运的特点,属原地埋藏或准原地埋藏性质的群落;壳厚而结实表明适应水体比较动荡扰动的环境;生态位相当于BA2底栖组合下部生态域(Boucot,1981;高金汉等,2003,2004,2005),其水深范围大致为10~20m,主要在20m附近,即潮间带下部至潮下相带较高能环境。

3.2 *Halobia superbescens*—*Halobia disperseinsecta* 群落(H—H COM.)

主要产于波里拉组上部层位含粉砂屑泥晶灰岩和巴贡组下段泥岩层中,群落主要分子有 *Halobia disperseinsecta* Kittl, *H. cf. disperseinsecta* Kittl, *H. Superbescens* Kittl, *H. cf. superbescens* Kittl, *H. fallax* Mojsisovics, *H. fallax parca* Yin et Hsu, *H. cf. fallax* Mojsisovics, *H. cf. convexa* Chen, *H. Qinghaiensis* Lu, *H. cf. qinghaiensis* Lu, *H. yunnanensis* Reed, 偶见 *Amonotis togtoneheensis* Chen et Lu, 属种分异度高,以 *Halobia* 属最为繁盛,共有11种,既有世界性分子,又有特提斯分子,还有地方性分子,其中以 *H. superbescens*, *H.*

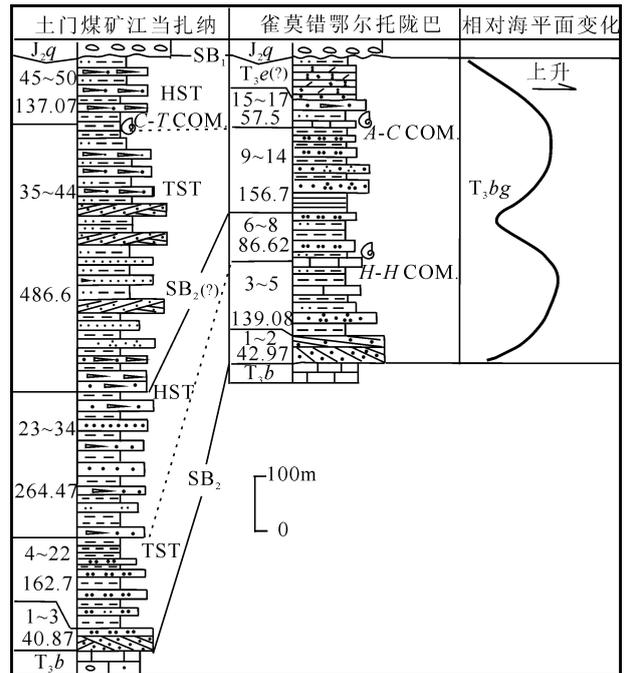


图4 各拉丹冬地区南、北部巴贡组柱状对比图
(据牛志军等,2004修改)

Fig. 4 Correlation of comprehensive section of the Ba-gong Formation in southern and northern Geladaindong region (modified from NIU Zhijun, 2004)

TST—海侵体系域; HST—高位体系域; SB—层序界面; A—C COM.—*Amonotis togtoneheensis*—*Cardium (Tulongocardium) xizangensis* 群落; C—T COM.—*Cardium (Tulongocardium) martini*—*Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* 群落; H—H COM.—*Halobia superbescens*—*Halobia disperseinsecta* 群落。其余图例同图2

TST—transgressive systems tract; HST—highstand systems tract; SB—sequence; A—C COM.—*Amonotis togtoneheensis*—*Cardium (Tulongocardium) xizangensis* communities; C—T COM.—*Cardium (Tulongocardium) martini*—*Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* communities; H—H COM.—*Halobia superbescens*—*Halobia disperseinsecta* communities. Others legends the same to those in Fig. 2

disperseinsecta 的数量最为丰富,个体数量约占一半以上,地质时代为诺利期。

该群落是一种浮游或假浮游类型的海相弱齿型生物,分异度上 *Halobia* 占绝对优势,缺乏其他底栖生物伴生,常见于世界各地缺氧或贫氧环境黑色页岩中(Mcroberts,2000)。采集的化石具扁平、薄壳、弱绞合的特征,多为两壳相连,单瓣壳的比例也较高,经化石个体统计,不同种的左、右壳数量接近相等,表明它们具有原地埋藏的性质;其微细的同心线壳饰保存良好,表面光滑,很少受到磨蚀,显示了较弱的水动力环境;从生态特征看,铰齿缺失或有弱的

齿状突起,后闭肌痕大,前闭肌痕小,以足丝或壳体固着外物,表明生活在较深水的还原环境中。

从围岩特点看,粉砂岩内见滑塌构造,页岩中见瘤状结核和黄铁矿晶体,岩石地球化学指标等也表明该群落生活的环境存在短时海平面快速加深造成淹没,在此后过程中又经历动荡或淡水注入泥砂质混染,整体为相对稳定的浅海陆棚—深海贫氧环境,此沉积背景中不利于底栖类型双壳类动物生存,只有浮游或假浮游类型的双壳类能适应,生态位相当于 BA4 底栖组合生态域,即水深达到浪基面之下 60~100m 的浅海陆棚—陆棚边缘盆地相,甚至可达到弱透光带(150m)。

3.3 *Amonotis togtonheensis*—*Cardium (Tulongocardium) xizangensis* 群落(A—C COM.)

该群落产于巴贡组上部层位,属种丰富度、分异度较高,砂岩、粉砂岩及泥岩、灰岩等各岩相单元中都可,主要双壳分子有 *Amonotis* sp., *A.* sp. nov., *A. rothpletzi yushuensis* Sha, Chen et Qi, *A. togtonheensis* Chen et Lu, *A.* cf. *togtonheensis* Chen et Lu, *A.* ? sp., *Cardium* sp., *Cardium (Tulongocardium)* sp., *C. (T.) martini* Botger, *C. (T.) xiangyunensis* J. Chen, *C. (T.) xizangensis* Zhang, *Trigonodus qinghaiensis* Sha, Chen et Qi, *Unionites* sp., *U. griesbachi* (Bittner), *Bakevellia* aff. *pannonica* Bittner 等,菊石类以西藏菊石科的 *Anatibetites*、*Nodotibetites*、*Paratibetites* 3 个属最丰富,还有板菊石科的 *Placites*。另外可见遗迹化石、腕足类、介行虫、棘皮等生物碎屑,地质时代为诺利期。

从化石的个体生态看,优势种 *Amonotis togtonheensis* 壳体较小,鱼鳞蛤型或近圆形,铰边长直,与壳长近等,无耳,壳顶区宽且膨凸、壳厚,壳面放射线细且多,腹部放射线呈波浪扭曲,同心褶弱且不规则,营足丝附着浅内栖生活并摄取悬浮物或碎屑沉积物,所居住的底质为砂屑和生屑;排列无序,两壳保存不全,表明其一般在碎屑多、海水较深且水动力较为动荡的泥砂质温暖海域发育繁盛;*Cardium (Tulongocardium) martini* 具壳小,膨凸高且强、壳顶尖、高突出绞边、水管区略平、后闭肌痕大于前闭肌痕,足肌痕小等特征,多为两壳保存不全,具异地或准原地理藏性质,构造特征表明生活在碎屑较多、海水较浅且动能较高的环境中;少量 *Trigonodus* 和 *Unionites* 半咸水分子伴生(饶荣标等;1987),*Trigonodus* 分布受到基底性质的明显制约,仅见于灰黑

色粉砂岩或粉砂质泥页岩层段,似乎适应水体安静、有机质含量丰富的淤泥质(粘土级颗粒)基底生存,却有忍受短暂半咸水条件的能力,*Unionites* 适应于水动力减弱的滨海泥砂环境(沙金庚主编,1995),*Bakevellia* 是一种在水动力较为动荡的浅水陆架繁盛(沙金庚,1995),居住底质为砂屑和生屑的生物。

菊石类可划归 *Nodotibetites* cf. *nodosus*—*Paratibetites* cf. *wheeleri* 组合(牛志军等,2003),壳体近内卷,呈扁饼状,腹部窄平或具双脊状至宽平状,腹侧棱较显著,侧面具瘤肋,缝合线保存较差,但从处理出的几个标本看,均为齿菊石式,显示出晚三叠世诺利期的菊石面貌。

综合以上特征看,从下至上,由深水环境转化为浅水环境,在总体海退过程中出现过短时海泛,代表一种有淡水注入的泥质砂底滨海—滨岸沼泽环境,结合菊石形态及缝合线特征(识别水深的标志),该群落生态位相当于 BA3 底栖组合生态域,其水深范围大致为 10~60m,即内陆棚至潮间相带较高能环境。

3.4 *Cardium (Tulongocardium) martini*—*Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* 群落(C—T COM.)

仅见于南部土门格拉一带泥岩和砂岩层位中,主要分子有 *Cardium (Tulongocardium)* sp., *C. (T.) nequam* (Healey), *C. (T.) martini* Bottger, *C. (T.) xiangyunensis* J. Chen, *Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* Lu, *T. (K.)* sp. nov., *T. (K.)* sp., *Protocardia* sp. nov. 1, *P. jianchuanensis* Chen 等。以 *C. (T.) martini*, *T. (K.) hukxilensis* 最为丰富,另外 *C. (T.) nequam*, *Protocardia* sp. nov. 1 也常见,地质时代为诺利期。

从化石的个体生态看,优势种 *Trigonia (Kumatrigonia)* 膨凸较强,壳顶耸突、前转,外脊强锐,水管区宽被强劲中脊平分,外套线完整,壳面具粗圆同心脊;*Cardium (Tulongocardium) martini* 具壳小,膨凸高且强、壳顶尖、高突出绞边、水管区略平、后闭肌痕大于前闭肌痕,足肌痕小等特征,多为两壳保存不全,具异地或准原地理藏性质,生态特征表明生活在碎屑较多、海水较浅且动能较高的环境中,*Protocardia* 壳厚而结实,适应于受潮汐、波浪扰动的生活环境。该组合生态位相当于 BA2 底栖组合生态域(Boucot,1981;高金汉等,2005),其水深范围大致为 0~10m,以 5~10m 为主,即水动力不太

强的近岸环境。

综合上述生物特征,可以推断出、*Halobia* 群落和 *Amonotis togtonheensis—Cardium (Tulongocardium) xizangensis* 群落具同源群落 (Homologous Community) 特征,具有一定的继承性,而南、北部 *Amonotis togtonheensis—Cardium (Tulongocardium) xizangensis* 群落与 *Cardium (Tulongocardium) martini—Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* 群落具似功群落 (Analogous Community) 特征。

4 群落垂向取代

群落的取代是在外界自然环境控制下,一个生物群落被另一个群落更替的过程 (Johnson, 1977; Rollins et al., 1979); 相对海平面持续、周期性变化引起的相对水深、速度和幅度及相关生态条件的改变是引起动物群面貌变化的重要因素。区内晚三叠世双壳类动物群的垂向取代是从以浅水边滩动物群 (内栖或浅内栖类型为主) 开始,经历了深海动物群 (以浮游或假浮游类型为代表),再到海陆交互动物群 (半咸水、半内生和浅内生类型混生为主),环境逐步演变为濒岸三角洲或湖沼环境,反映了一个较大的海侵—海退过程,此次海水进退的规程与我国西南和东南地区甚为一致 (青海省地质矿产局, 1997)。

晚三叠世甲丕拉组沉积时期,海侵速度快,受构造运动和火山作用影响火山灰大量沉积,为近岸三角洲—局限低能的泻湖或海湾环境,属生物空缺区,随海侵规模扩大,海侵晚期环境逐渐开阔,在局限台地潮下相或碳酸盐岩台地边滩相质地不纯的含泥砂质屑灰岩中, *Quemocuomegalodon orientus* 作为机会种出现,对环境的适应能力较强,具爆发性和短暂性的特点,主要发育于近岸浅水的半局限潮下带,地质时代为诺利早期,它们在地层中多次成层密集分布;横向上向东至治多县索加乡, Q—N COM. 下部出现 *Physocardia zhidoensis* Zhang^①, *Chlamys biformatus* (Bittner), *Arcavicula cf. arcuata* (Münster), *Arcavicula* sp. 等与我国西南卡尼期相同的分子,表明卡尼期时区内与我国西南是相通的,而诺利期 *Neomegalodon* 西南罕见,表明诺利早期出现短暂的地理隔离。

晚三叠世波里拉组沉积时期,区内经历大规模、大幅度海侵过程,且持续周期较长,整个区域都表现为稳定沉积,仅岩性相变,雀莫错一带水体较深,造

成淹没事件,形成一套以陆棚相为主的泥页岩和碳酸盐岩,一般的底栖生物难以生存,而以深水浮游型的 H—H COM. 繁盛为特征,相当于平衡群落,地质时代为诺利中期;南部土门格拉一带水体浅,多见角砾状灰岩,不利生物保存,仅见棘皮屑、介形屑、双壳屑、腕足屑等生物屑。

晚三叠世南部土门格拉一带靠近中央隆起带,在区域构造运动作用下快速堆积了巨厚沉积物,在此动荡环境下生物难以生存,而北部相对水体较深且平静,浮游型的 H—H COM. 仍然存在;随着高水位期—海退期的到来,在食物丰富、宜于生物生存的滨岸浅水区,生物密度较大,南北各自发育不同的特征组合,这可能是两者构造环境、物源、海水深度等不同造成的差异。南部上段以发育鸟蛤属和三角蛤属 C—T COM. 为特征,北部终极群落 (A—C COM.) 广泛发育, TST、HST 都可见及。

5 结论

(1) 可建立四个双壳类群落,各群落间演替取代的主要控制因素是海水深度变化、底质性质、水动力强度及局部多发性的火山活动,垂向上具浅水动物群—深海动物群—海陆过渡动物群的特征,横向生物群面貌上的差异是不同的沉积环境造成的。

(2) *Quemocuomegalodon orientus—Neomegalodon boeckhi* 群落 (Q—N COM.) 生态位相当于 BA2 底栖组合下部生态域,其水深范围大致为 10~20m,以 20m 附近为主; *Halobia superbescens—Halobia disperseinsecta* 群落 (H—H COM.) 生态位相当于 BA4 底栖组合生态域,即 60~100m,发育于高频旋回的淹没间断面附近或凝缩段内; *Amonotis togtonheensis—Cardium (Tulongocardium) xizangensis* 群落 (A—C COM.) 生态位相当于 BA3 底栖组合生态域,其水深范围大致为 10~60m; *Cardium (Tulongocardium) martini—Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* 群落 (C—T COM.) 生态位相当于 BA2 底栖组合生态域,其水深范围大致为 0~10m,以 5~10m 为主。

(3) 从群落生态特征看 *Halobia* 群落和 *Amonotis togtonheensis—Cardium (Tulongocardium) xizangensis* 群落具同源群落 (Homologous Community) 特征,具有一定的继承性,而南北部 *Amonotis togtonheensis—Cardium (Tulongocardium) xizangensis* 群落与 *Cardium (Tulongocardium) martini—Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* 群落

具似功群落 (Analogous Community) 特征。

致谢: 全文得到了徐安武研究员的启发和悉心指导; 工作中得到了青藏项目组全体同仁以及为岩石薄片和化石鉴定的徐安武研究员和张仁杰研究员的帮助; 在此一并致谢!

注 释

① 中国地质调查局宜昌地质矿产研究所. 2005. 1:25 万直根杂卡幅. 102~104.

参 考 文 献 / References

- 陈源仁. 1992. 生态地层学原理. 北京:地质出版社, 1~162.
- 梅冥相, 高金汉. 2005. 岩石地层的相分析方法与原理. 北京:地质出版社, 24~214.
- 梅冥相, 徐德斌, 周洪瑞. 2000. 米级旋回层序的成因类型及其相序组构特征. 沉积学报, 18 (1): 43~51.
- 牛志军, 徐光洪, 马丽艳. 2003. 长江源各拉丹冬地区上三叠统结扎群巴贡组沉积特征及菊石生物群. 地层学杂志, 27(2): 129~133.
- 牛志军, 姚华舟, 段其发, 白云山, 王建雄, 卜建军, 曾波夫. 2003 年. 长江源各拉丹冬地区三叠纪结扎群沉积特征及层序地层研究. 华南地质与矿产, (4): 66~72.
- 青海省地质矿产局. 1997. 青海省岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社, 249~272.
- 饶荣标, 徐济凡, 陈永明, 邹定帮. 1987. 青藏高原的三叠纪. 北京:地

- 质出版社, 120~138.
- 沙金庚, 陈楚震, 祁良志. 1990. 青海玉树地区中、晚三叠世双壳类. 南京:南京大学出版社, 48~128.
- 沙金庚. 1995. 青海可可西里地区古生物. 北京:科学出版社, 82~136.
- 王冠民, 钟建华, 王建平, 陈清华. 2004. 藏北改则—班戈地区下白垩统多巴组的高频旋回沉积特征与盆地性质. 地质科学, 39(3): 346~355.
- 姚华舟, 崔江利, 段其发, 张仁杰, 曾波夫, 牛志军, 甘金木. 2004. 伟齿蛤化石研究现状与存在问题. 地学前缘, 11(2): 557~564.
- 姚华舟, 沙金庚, 段其发, 牛志军, 曾波夫, 张仁杰. 2003. 长江源区晚三叠世伟齿蛤科(双壳类)一新属——*Qemocuomegalodon*. 古生物学报, 42(3): 393~407.
- 张作铭, 鲁益拒, 文世宣. 1979. 瓣鳃类, 西北地区古生物图册青海分册(一). 北京:地质出版社, 225~314.
- Boucot A J. 1975. Evolution and Extinction Rate Controls. New York:Elsevier, 1~427.
- Boucot A J. 1981. Principles of Benthic Marine Paleocology. New York:Academic Press, 1~463.
- Johnson M E. 1977. Succession and replacement in the development of Silurian brachiopod populations. Lethaia, 10: 41~45.
- Mcroberts C A. 2000. Primitiva (bivalvia; Halobiodea) from the Triassic of Northeast British Columbia. J. Paleont., 74 (4): 599~603.
- Rollins H B, Carothers M, Donahue J. 1979. Transgression, regression and fossil community succession. Lethaia, 12: 89~104.

Replacement of the Triassic Bivalves Communities in the Central Qiangtang Basin

TANG Zhaoyang^{1,2)}, YAO Huazhou²⁾, NIU Zhijun²⁾, DUAN Qifa²⁾, ZHAO Xiaoming²⁾, WANG Jianxiong²⁾

1) The Graduated Student Academy, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;

2) Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang, Hubei, 443003

Abstract

Bivalves communities of the Upper Triassic in the Geladaindong region contained mainly 4 fossil bivalves communities. Vertically, the most important controlling factor of the community replacement was water depth, and early it broke and gradual changed in late, at the same time, changed with shallow—deep—shallow of the replacement. Horizontally, influenced by the amount of terrigenous clastic materials and the varied environment. Study on individual morphology, ethology and the analysis of lithology and sedimentary facies indicate that the eco-positions of the *Qemocuomegalodon orientus*—*Neomegalodon boeckhi* Community and *Cardium (Tulongcardium) martini*—*Trigonia (Kumatrigonia) hukxilensis* Community controlled by the descend of high-frequency cycle were BA2, *Halobia superbescens*—*Halobia disperseinsecta* Community and *Amonotis togtonheensis*—*Cardium (Tulongocardium) xizangensis* Community controlled by the ascend of high-frequency cycle were BA4 and BA3. All of these will provide important reference material to compare with adjacent areas.

Key words: fossil Bivalves, Community, the change of sea level, Triassic, Geladaindong region, Qiangtang, Xizang (Tibet)

断陷湖盆碳酸盐与陆源碎屑混合沉积

——以东营凹陷金家地区古近系沙河街组第四段上亚段为例

张金亮^{1,2)}, 司学强¹⁾

1) 中国海洋大学海洋地球科学学院, 山东青岛, 266100;

2) 山东省油气勘探开发工程技术研究中心, 山东青岛, 266510

内容提要:混合沉积是一种特殊的沉积类型, 研究程度较低。金家地区处于东营凹陷的斜坡带, 该区古近系沙河街组第四段上亚段发育了碳酸盐与陆源碎屑的混合沉积, 研究认为该混合沉积为古湖泊内的混合沉积, 可划分为混积砂滩亚相、混积砂坝亚相及半深湖混积亚相, 混合沉积物既包括同层混合沉积物(灰质砂岩、砂质灰岩、泥质灰岩等), 又包括互层混合沉积物(砂岩与颗粒灰岩互层沉积等), 研究区的混合沉积受当时构造运动、碎屑物质供给量、湖平面的变化等诸多因素控制。

关键词:东营凹陷; 混合沉积; 陆源碎屑; 碳酸盐; 断陷湖盆

长期以来陆源碎屑沉积和碳酸盐沉积作为两大沉积体系, 沉积学家已经在沉积相、沉积环境方面做了深入研究, 而对大量存在的碳酸盐和陆源碎屑的混合沉积研究较少, 这是因为人们受碳酸盐主要产于清水环境, 浑水会抑制碳酸盐生成的思想束缚。事实上, 碳酸盐和陆源碎屑的混合沉积无论是在现代还是古代的沉积中都是颇为常见的, 从陆地到海洋、从浅水到深水都有广泛的分布, 并受多种因素控制, 具有复杂的沉积模式, 因而其研究难度比单一的碳酸盐或陆源碎屑沉积体系大。混合沉积体系的研究对于了解沉积环境的沉积动力学、海(湖)平面变化以及区域沉降速率、甚至古气候和构造对沉积的控制作用等有着特殊的意义(江茂生等, 1995)。

近20年来, 国内外学者主要对海陆过渡带、海滨岸带、陆棚环境等海相混合沉积进行研究, 研究表明构造作用、气候条件、物源、海平面变化、海水进退等因素控制了混合沉积的规模和类型(Mount, 1984; 张锦泉等, 1989; 蔡进功等, 1994; Aqrabi, 1996; 江茂生等, 1996; Halfar et al., 2004; Parcell and Williams, 2004; 郭福生, 2004)。但陆相湖盆内的混合沉积的报道较少, 本文以东营凹陷金家地区古近系沙河街组第四段上亚段(后简称沙四上亚段)混合沉积为例, 对陆相湖泊混合沉积的特征、分布模式、形成机制等进行了论述。

1 地质背景

研究区位于东营凹陷次级构造博兴洼陷的南斜坡, 向南过渡为鲁西隆起, 东西分别被石村大断层和高青大断层所控制(图1)。南斜坡带为一长期继承发育的构造单元, 受基底斜坡岩层控制, 古近系沉积向上倾方向层层减薄, 或者超覆, 或者退覆, 或者剥蚀, 构造带“三线”(构造走向线, 断层走向线, 超覆尖灭线)近于平行, 构造格局相对比较简单, 但它是多种油气藏共同发育的构造单元, 是圈闭形成和油气聚集的有利场所。南斜坡地区古近系地层由下到上分别是孔店组、沙四段、沙三段、沙二段、沙一段和东营组, 目前沙一段地层探明石油地质储量 $3033 \times 10^4 \text{t}$, 而沙二段以下层位研究较少。探井资料统计表明, 南斜坡沙四上亚段主要为灰色—灰绿色泥岩、浅灰色砂岩与泥灰岩、生物碎屑灰岩、鲕状灰岩、灰质页岩的混合沉积。

2 混合沉积特征

混合沉积物是指陆源碎屑与碳酸盐(包括异化颗粒等)在沉积上的混合。混合沉积可分为狭义的和广义的, 狭义的是指陆源碎屑与碳酸盐组分的混合(在同一岩层内), 而广义的混合沉积则包括了狭义的和陆源碎屑与碳酸盐层构成交替互层或夹层的混合(沙庆安, 2001)。研究区内既有层内的混合沉

积物又有互层的混合沉积物。

2.1 同一岩层内碳酸盐与陆源碎屑的混合沉积

1984 年 Mount 依据陆源碎屑颗粒、陆源碎屑泥、碳酸盐颗粒和灰泥四个端元组分,提出了狭义混合沉积物的成分结构分类方案,凡含 10% 以上陆源碎屑的碳酸盐岩(或含 10% 以上碳酸盐岩的碎屑岩)都属混合沉积物(Mount,1984)。据 16 口探井岩性资料统计,本区结构混积物主要为灰色、灰绿色灰质细砂岩,灰色砂质灰岩、泥灰岩,含生物碎屑砂岩等,其中碳酸盐含量一般达 20%~70% 不等,结构混积物可占地层厚度的 33%。

2.1.1 灰质砂岩—砂质灰岩

金家地区沙四上亚段砂岩和碳酸盐结构混合沉积物普遍发育,其中灰质砂岩的含量要高于砂质灰岩,颜色均以灰色、灰绿色为主。灰质砂岩全岩 X 衍射分析表明,石英最高含量 30%~45%,长石含量 10%~20%,方解石含量 20%~35%,其他粘土矿物 5%。粘土矿物中蒙皂石含量可达 50%,这是因为金家地区沙四上亚段地层埋藏较浅,蒙皂石大量发育。砂质灰岩中方解石含量可达 50%~70%,碎屑物质含量 5%~30%,石英颗粒分选中等偏好。鲕粒在砂质灰岩中常见,鲕粒的核心常常为石英和长石陆源碎屑,而其形成的同心圈层一般较薄(图版 I-1)。这两种混合沉积物一般发育在浅湖环境,波浪和湖流的扰动强烈,缺少碎屑物质的注入,碳酸盐易于形成。

2.1.2 泥质灰岩

在沙四上亚段泥质灰岩中的方解石一般为隐晶—微晶结构,泥质成分由粘土矿物组成,偶见石英颗粒,岩石多为绿灰—灰绿色,水平层理。泥质灰岩一般产于水动力条件较弱的静水环境中,在研究区一般产于半深湖区(图版 I-2)。

2.1.3 含生物碎屑的砂岩

岩心观察发现,本区砂岩层中常含有大量生物碎屑,生物碎屑以双壳类、腹足类及腕足类为主,其中双壳类化石个体差别较大,保存相对完整,而且可见完整纹饰;腹足类化石个体匀称,保存完整。生物碎屑有时相对均匀的分布在整个砂岩层中,有时集中分布在砂岩层的某一部位,集中分布厚度 10~20cm 不等(图版 I-3)。从岩石类型及化石组合方面可反映出沙四上亚段沉积时期水体较浅,水流扰动较强。

2.2 碳酸盐与陆源碎屑的互层混合沉积

2.2.1 砂岩与颗粒灰岩的互层沉积

砂岩与颗粒灰岩的互层混合沉积多出现在金家地区沙四上亚段的上部,互层混合沉积物砂岩层厚 3~5m 不等,颗粒灰岩层厚度一般 0.5~1.5m,最厚可达 2m。砂岩多为灰绿色、灰色细砂岩,平行层理、斜层理较发育;灰色的颗粒灰岩与砂岩层呈突变接触(图版 I-4),镜下显示灰岩颗粒类型有内碎屑、核形石、生物碎屑、鲕粒等,此处颗粒灰岩一般以颗粒类型多样,一种颗粒为主,其他颗粒含量较少的复

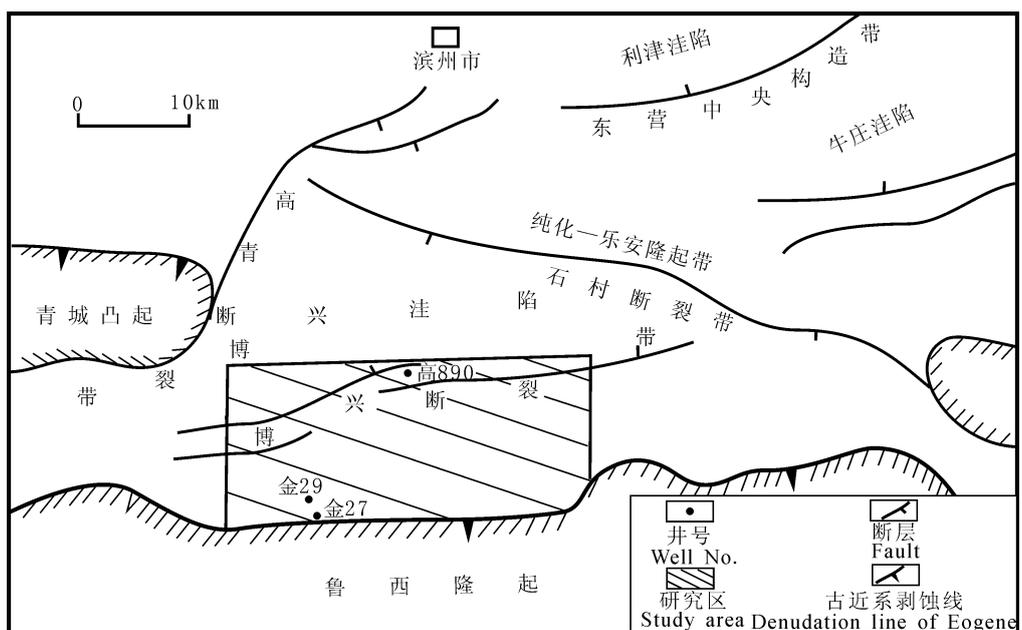


图 1 博兴洼陷位置图

Fig. 1 Sketch map showing structural locations of the Boxing Sag

合颗粒组分组合为特征。研究发现该区颗粒灰岩可分为以鲕粒为主和以生物碎屑为主两种。以鲕粒为主的颗粒灰岩鲕粒含量大于 50%，具鲕状结构(图版 I-5)。鲕粒核心一般为石英或长石碎屑物质，鲕粒同心层较少，圆度和分选度较差，一般是在水动力条件不是很强的环境下形成的；以生物碎屑为主的颗粒灰岩含 50% 以上生物化石，生物颗粒多数为不完整的介壳碎片或介形虫遗体(图版 I-6)，一般形成于动荡的强水动力条件之下。

2.2.2 泥晶灰岩与泥岩的互层沉积

泥晶灰岩主要由泥晶方解石组成，浅灰或灰黑色，具隐晶结构，致密块状，厚度从几十厘米到一米不等，形成于水动力条件很弱的环境中。泥岩一般为灰色或绿灰色，水平层理，说明沉积环境属于浅湖一半深湖。

2.2.3 颗粒灰岩与含生物碎屑砂岩的互层沉积

互层混合沉积中颗粒灰岩厚约 1m，颗粒之间的充填物以微晶方解石为主，亮晶方解石胶结物一般不发育。含生物碎屑的砂岩层以灰色细砂为主，厚 3~5m 不等，常发育斜层理，或低角度交错层理，生物碎屑主要为双壳类、腹足类化石，双壳类化石个体大小不一，腹足类化石个体匀称，部分破碎。

3 混合沉积模式

对于混合沉积的模式、类型前人曾进行研究，特别是海相的混合沉积作用，Mount 总结了有关混合沉积的研究成果，划分了四种浅海陆架混合沉积(狭义)作用类型：间断混合、相混合、原地混合、母源混

合(Mount, 1984)。张雄华(2000)则将其分为五种类型：事件突变沉积混合、相缘渐变沉积混合、原地沉积混合、侵蚀再沉积混合及岩溶穿插再沉积混合。李祥辉等(1997)在研究中国南方上扬子地区早一中泥盆世的混合沉积时把混合沉积分为混积滨岸相和混积陆棚相。古代湖泊混合沉积发现实例较少。经详细的岩心观察结合当时的地质背景研究，发现金家地区的混合沉积为没有物源注入的湖泊滨岸混合沉积模式。据环境、组成特征差异可进一步识别出混积砂滩亚相、混积砂坝亚相、半深湖混积亚相三种(图 2)。

3.1 混积砂滩亚相

混积砂滩亚相位于滨湖区，主要是发育为含生物碎屑的细砂岩，少见互层混合沉积。滩砂厚度较薄，砂岩分选磨圆好，主要发育平行层理、低角度斜层理和交错层理，生物碎屑主要为双壳类化石碎片(图 3)。混积砂滩分布面积较大，呈较宽的条带状或席状，平行岸线分布。混积砂滩一般具弱的间断和原地混积特征。

3.2 混积砂坝亚相

混积砂坝亚相多分布于浅湖区，混合沉积物既有同层混合沉积物也有互层混合沉积物，两者所占比例差别不大。同层混合沉积物有灰质砂岩、砂质灰岩、含生物碎屑砂岩，其中灰质砂岩约占同层混合沉积物的 65%，其他两种约占 35%。灰质砂岩、含生物碎屑的砂岩呈灰色、绿灰色，细砂岩为主，其次为粉砂和中砂岩，一般发育平行层理、低角度斜层理、低角度交错层理和浪成沙纹层理，反韵律特征为

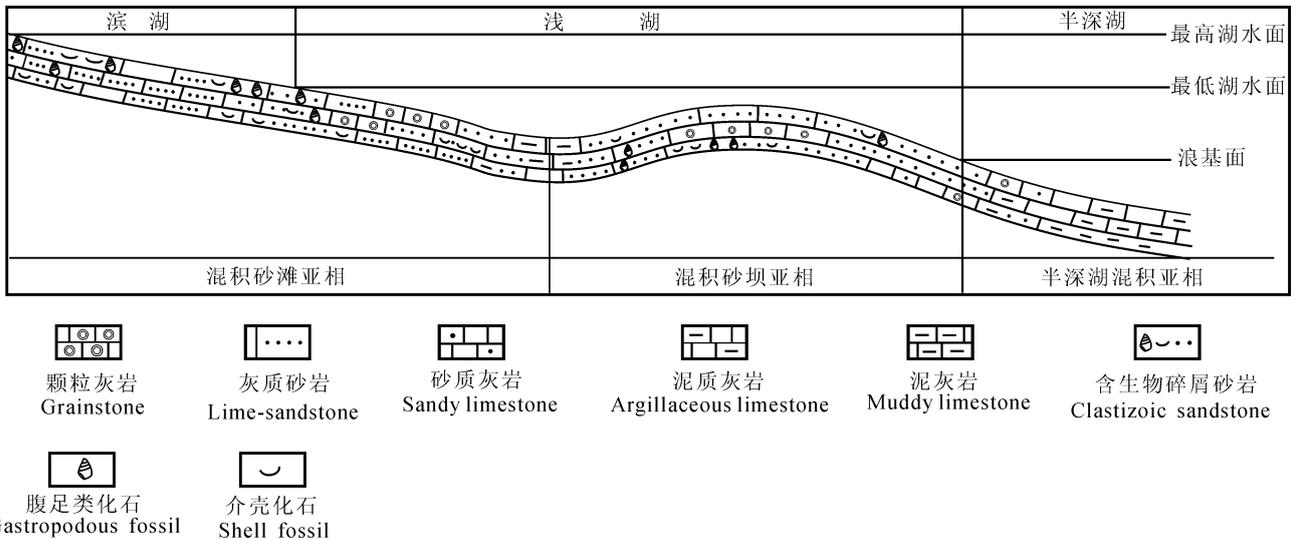


图 2 金家地区混合沉积模式图

Fig. 2 The profiles of sedimentary facies model of mixed sediments in Jinjia area

主,顶底与泥岩、灰岩等呈突变关系,属于较典型的砂坝沉积(图 3、4)。互层混合沉积物主要为砂岩与颗粒灰岩、颗粒灰岩与含生物碎屑砂岩的互层,接触面一般为突变面。沙四上亚段沉积时期,虽然金家地区无大型物源注入,但整个湖泊的碎屑物质供给处于不断变化中,在湖盆碎屑物质供给量增大时,碎屑物质在波浪和沿岸流的作用下形成砂坝沉积;而湖盆碎屑物质供给量减少时,碳酸盐沉积占主导,形成颗粒灰岩层,或者含生物碎屑的砂岩层及砂质灰岩层等。同层和互层混积砂坝平行或者斜交与湖岸,厚 5~10m 不等,但灰岩层相对较薄,最厚为 2m。

3.3 半深湖混积亚相

位于波基面以下水体较深部位,波浪较难影响

地层	深度 (m)	取心次数	岩性剖面	岩性解释	混积亚相
沙河街组第四段上亚段	1065	第五次		灰绿色泥岩, 上部含大量破碎介壳, 下部为水平层理泥岩	滩间湾
		第六次		介壳层 油斑细砂岩, 交错层理发育, 下部含大量介壳螺壳	混积砂滩亚相
	1070	第七次		灰色泥页岩 平行层理细砂岩, 砂层上部发育大量生物潜穴, 纹层被潜穴破坏	混积砂坝亚相
		第八次		灰色疏松砂岩, 斜层理发育, 下部砂岩中含有大量生物碎屑, 生物碎屑以介壳为主, 也含少量螺壳	混积砂坝亚相
	1075	第八次		灰绿色泥岩	滩间湾
	1080	第九次		灰绿色细砂岩, 含破碎介壳 灰色颗粒灰岩交错层理细砂岩, 与上覆灰岩突变接触, 反韵律为主 灰绿色泥岩	混积砂滩亚相

图 3 金 29 井混合沉积剖面分析

Fig. 3 The profile analysis of mixed sediments in the Drill JIN-29

地层	深度 (m)	取心次数	岩性剖面	岩性解释	混积亚相
沙河街组第四段上亚段	845	第五次		灰绿色灰质细砂岩, 斜层理, 整体呈现反韵律, 下部砂岩中出现氧化圈	混积砂坝亚相
		第六次		灰色碳酸盐层, 上部为砂质灰岩, 向下过渡为颗粒灰岩颗粒以鲕粒为主	混积砂坝亚相
	850	第七次		灰绿色砂质泥岩 颗粒灰岩薄层 绿灰色灰质细砂岩, 上部与颗粒灰岩层突变接触, 砂岩呈低角度交错层理, 部分呈正韵律, 砂岩层下部出现大量腹足类、介壳类化石, 化石个体匀称	混积砂坝亚相
		第八次		灰色砂质介壳灰岩, 厚度较薄, 与上下砂岩层突变接触, 疏松的灰绿色砂岩, 斜层理为主, 上部灰质细砂岩, 下部为中细砂岩	混积砂坝亚相
	855	第九次		灰色颗粒灰岩层, 与上下砂层呈突变接触	混积砂坝亚相
		第十次		疏松的灰绿色砂岩, 斜层理为主, 局部砂岩出现氧化圈 灰色颗粒灰岩薄层含生物碎屑砂岩层, 生物碎屑多出现在上部, 以介壳、螺壳为主, 下部为灰质砂岩	混积砂坝亚相
	860	第九次		灰色砂质介壳灰岩, 厚度较薄, 与上下砂岩层突变接触, 疏松的灰绿色砂岩, 斜层理为主, 上部灰质细砂岩, 下部为中细砂岩	混积砂坝亚相
		第十次		灰色颗粒灰岩层, 与上下砂层呈突变接触	混积砂坝亚相
	865	第九次		疏松的灰绿色砂岩, 斜层理为主, 局部砂岩出现氧化圈 灰色颗粒灰岩薄层含生物碎屑砂岩层, 生物碎屑多出现在上部, 以介壳、螺壳为主, 下部为灰质砂岩	混积砂坝亚相
		第十次		疏松的灰绿色砂岩, 斜层理为主, 局部砂岩出现氧化圈 灰色颗粒灰岩薄层含生物碎屑砂岩层, 生物碎屑多出现在上部, 以介壳、螺壳为主, 下部为灰质砂岩	混积砂坝亚相

图 4 金 27 井混合沉积剖面分析

Fig. 4 The profile analysis of mixed sediments in the Drill JIN-27

到沉积物表面,混合沉积类型一般是泥质灰岩及泥晶灰岩和泥岩的互层沉积,偶见薄层粉砂沉积(图 5)。局部地区遭受风暴影响,风暴浪把灰岩或泥页岩搅碎再沉积可形成菊花状特殊混合沉积物。这种特殊混合沉积物一般具有较好的孔隙性,可以成为油气的储集体。

4 混合沉积形成机制

根据金家地区沙四上亚段混合沉积的特征,分布模式分析并结合当时的沉积背景,我们对该地区的混合沉积形成机制进行了探讨,主要控制因素有:

构造运动、碎屑物质供给量、湖平面变化等几方面。

4.1 构造运动

构造运动控制物源区和沉积区的分布和状态,也控制盆地类型和形态,这对碳酸盐沉积和混合沉积是很重要的(张锦泉,1989)。金家地区位于博兴洼陷的南斜坡,同时在大的地质背景上属于断陷湖盆东营凹陷南部缓斜坡的一部分,其基底岩层平缓单斜,其上覆岩层整体形态皆受基底岩层控制,缓斜坡向南一直延伸到鲁西隆起。鲁西隆起多出露较老的地层,剥蚀作用较弱。金家地区所处的缓斜坡带在沙四上亚段时期水体较浅,无大型物源注入,从而形成了宽阔沙滩及平行或斜交与湖岸的砂坝沉积。

4.2 碎屑物质供给量

碎屑物质的供给量直接影响了混合沉积的特征和规模,当碎屑物质供给量增大时即物理因素影响逐渐加大,化学因素影响将减弱,反之亦然(蔡进功,1994)。金家地区沙四上亚段沉积时期为开阔的滨浅湖沉积,南部缓斜坡无大型的物源注入,碎屑物质供给量受到了限制,化学因素影响增强,促使碳酸盐的生成。而此时博兴洼陷的西部发育了三角洲沉积体系,在湖浪及沿岸流的作用下三角洲砂质沉积物可以被搬运到博兴洼陷南部缓斜坡,为金家地区提供一定的碎屑物质。而这种碎屑物质的供给是间歇性的,受控于三角洲物源。当搬运到金家地区的碎屑物质质量持续增加时碳酸盐沉积作用减弱,可以形成灰质砂岩沉积。此外,浅湖区波浪和湖流扰动强烈,水体循环好,透光性好,各种生物繁盛,特别是腹足类和双壳类等生物大量出现。在湖浪及湖流作用下,生物碎屑与陆源碎屑物质混杂沉积,形成含生物碎屑的砂岩层,或者生物碎屑直接大量沉积最终形成生物碎屑灰岩。

4.3 湖平面变化

湖平面的升降对陆源碎屑沉积区和碳酸盐沉积区相带迁移造成影响,同时也决定了混合沉积分布区带的迁移。沙四上亚段沉积时期东营凹陷南斜坡属于干旱气候,东营凹陷是一个水文条件较为封闭的湖泊,水体更替速度慢,湖平面处于持续上升阶段(宋明水,2005)。持续上升的湖平面使混合沉积物由上到下呈现泥质灰岩与泥岩互层—混积砂坝—混积沙滩序列。在平面上使各种混合沉积形成参差不齐的交错状。

5 结论

本文初步论述了缺乏物源注入的古湖泊滨岸带的混合沉积,并讨论了其形成机制,可以说研究区的混合沉积是多种混合沉积的一种类型,有更多的混合沉积类型及模式需要大家去进一步探讨,通过这次研究得出了以下结论。

(1) 金家地区古近系沙河街组第四段上亚段既有同层的混合沉积,又有互层的混合沉积。同层混合沉积物主要包括灰质砂岩、砂质灰岩、含生物碎屑的砂岩、泥质灰岩;互层混合沉积物主要包括砂岩与颗粒灰岩的互层沉积物、泥晶灰岩与泥岩的互层沉积物、颗粒灰岩与含生物碎屑砂岩的互层沉积物。

(2) 根据金家地区古近系沙河街组第四段上亚段混合沉积的环境、组成特征差异进一步把该区的

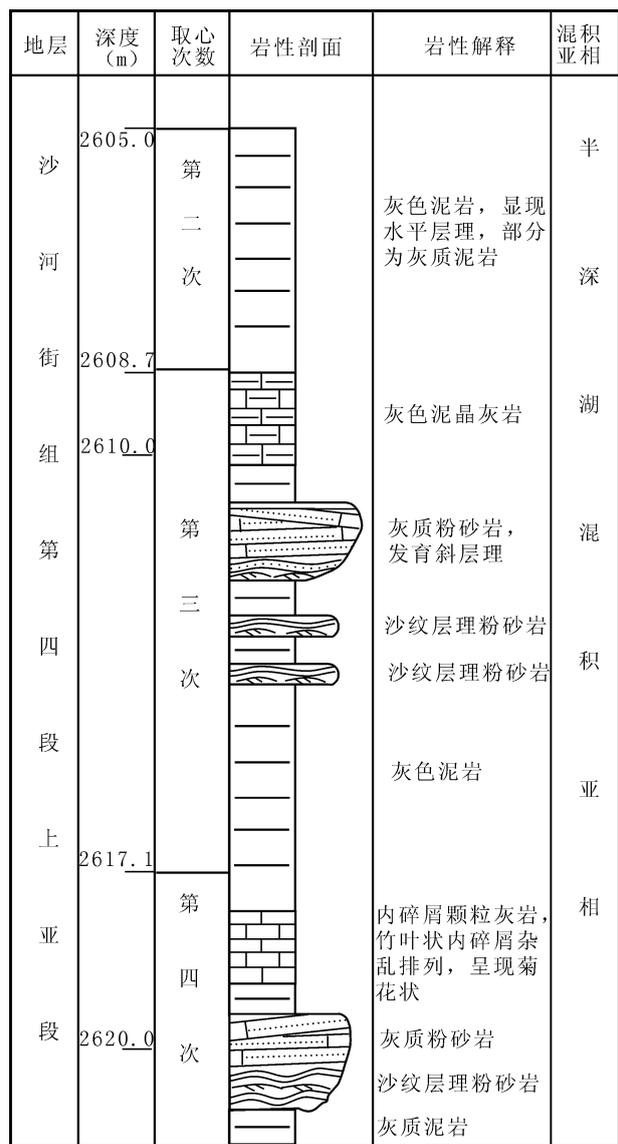


图5 高890井混合沉积剖面分析

Fig. 5 The profile analysis of mixed sediments in the Drill GAO-890

混合沉积分为混积砂滩亚相、混积砂坝亚相、半深湖混积亚相。其中混积砂滩亚相主要发育含生物碎屑的细砂岩,少见互层混合沉积。混积砂坝亚相的沉积物既有同层混合沉积物也有互层混合沉积物。半深湖混合沉积一般是泥质灰岩沉积及泥晶灰岩和泥岩的互层沉积物,有时可以发现风暴浪作用产生的混合沉积物。

(3)金家地区古近系沙河街组第四段上亚段时期属于断陷湖盆东营凹陷南部缓斜坡的一部分,平缓的单斜地形为滨浅湖的形成提供了地形条件;滨浅湖区缺乏大型物源注入,此时其西部的三角洲砂体在湖流的作用下间歇性的为该区提供了一定的碎屑物质,合适的水体环境促使生物的繁盛,在这一系列的因控制下研究区形成了大量的混合沉积物;湖平面的升降则影响了混合沉积区带的迁移。

参 考 文 献 / References

- 蔡进功,李从先. 1994. 内蒙古西南部石炭系碎屑岩—碳酸盐岩混合沉积特征. 石油天然气地质, 15(1):80~86.
- 郭福生. 2004. 浙江江山藕塘底组陆源碎屑与碳酸盐混合沉积特征及其构造意义. 沉积学报, 22(1):136~141
- 江茂生,沙庆安. 1995. 碳酸盐与陆源碎屑混合沉积体系研究进展. 地球科学进展, 10(6):551~554.

- 江茂生,沙庆安,刘敏. 1996. 华北地台下中寒武统碳酸盐与陆源碎屑混合沉积——以山东张夏地区为例. 沉积学报, 14(增刊):65~74.
- 李祥辉,刘文均,郑荣才. 1997. 龙门山地区泥盆纪碳酸盐与硅质碎屑的混积相与混积机理. 岩相古地理, 17(3):1~10.
- 沙庆安. 2001. 混合沉积和混积岩的讨论. 古地理学报, 3(3):63~66.
- 宋明水. 2005. 东营凹陷南斜坡沙四段沉积环境的地球化学特征. 矿物岩石, 25(1):67~73.
- 张锦泉,叶红专. 1989. 论碳酸盐与陆源碎屑的混合沉积. 成都地质学院学报, 16(2):87~92.
- 张雄华. 2003. 雪峰古陆边缘上石炭统陆源碎屑和碳酸盐混合沉积. 地层学杂志, 27(1):54~58.
- Aqrabi A A M. 1996. Carbonate—siliciclastic sediments of the Upper Cretaceous(Khasib, Tanuma and sa'di Formations)of the Mesopotamian Basin. Marine and Petroleum Geology, 13(7):781~790.
- Halfar J, Ingle J C, Godinez-Orta L. 2004. Modern non-tropical mixed carbonate—siliciclastic sediments and environments of the southwestern Gulf of California, Mexico. Sedimentary Geology, 165:93~115.
- Mount J F. 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. Geology, 12:432~435.
- Parcell W C, Williams M K. 2005. Mixed sediment deposition in a retro-arc foreland basin; Lower Ellis Group (M. Jurassic), Wyoming and Montana U. S. A. Sedimentary Geology, 177:175~194.

Mixed Siliciclastic—carbonate Sediment in Rift Lacustrine Basin ——a Case on the Upper Part of the Fourth Member of the Eocene Shahejie Formation in Jinjia Area, Dongying Depression

ZHANG Jinliang^{1,2)}, SI Xueqiang¹⁾

1) College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao, Shandong, 266100;

2) Center for Petroleum Exploration and Development Engineering of Shandong Province, Qingdao, Shandong, 266510

Abstract

The mixed siliciclastic—carbonate deposit is a kind of peculiar sedimentary type, and the research about it is too little. The upper part of the 4th member of the Eocene Shahejie Formation in Jinjia area, Dongying depression, is a suite of lacustrine mixed siliciclastic—carbonate deposit. Based on recognition of rock core and studying of thin section under microscope, the mixed deposit in the study area can be divided into three sub-facies, and the mixed sediments contain both syn-bed type (lime—sandstone, sandy limestone, argillaceous limestone, et al.) and interbedded type. The mixed sedimentation was controlled by tectonism, material supply, lacustrine level change and many other factors.

Key words: Dongying depression; mixed sediment; siliciclastics; carbonate; rift lacustrine basin

湖盆三角洲沉积坡度带特征及其与滑塌浊积岩分布关系的初步探讨

操应长, 刘晖

中国石油大学(华东)地球资源与信息学院, 山东东营, 257061

内容提要:三角洲前缘滑塌浊积岩是分布于深水环境中一种重要的储集砂体,也是陆相湖盆中一种重要的岩性油气藏。三角洲沉积体系一般存在三个地形坡度转折点,即顶积层与前积层之间的转折点、三角洲前缘斜坡与前三角洲沉积之间的转折点、三角洲沉积体系与正常湖泊沉积作用之间的转折点,其中前缘斜坡的地形坡度最大。前缘斜坡地形坡度是控制滑塌作用和形成滑塌浊积岩的关键因素之一,滑塌作用一般发生于前缘斜坡的上部,而滑塌浊积岩主要分布于前缘斜坡的根部和前三角洲外侧,这些地区是三角洲沉积体系中地形坡度的转折点。前缘斜坡的坡度决定了前三角洲外侧坡度转折点的位置,坡度越大,转折点越靠近前缘斜坡带,结合东营三角洲的精细解剖分析,建立了两者之间的定量关系式。

关键词:三角洲;滑塌浊积岩;岩性油气藏;地形坡度;定量预测

三角洲前缘滑塌浊积岩是陆相湖盆中水下沉积物重力流的一种类型,一般分布于深水暗色泥岩之中,具有良好的成藏条件,已成为深水沉积区有利的油气勘探目标(潘元林等,1998)。东营三角洲位于东营凹陷东部,是古近系沙河街组三段(沙三段)沉积时期重要的沉积体系,且在其前缘发育了大量的滑塌浊积岩,平面上呈马蹄形分散或成带分布在东营三角洲砂体的前方,纵向上叠合连片(张勇等,2001;邱桂强等,2001)。近年来的油气勘探表明,与东营三角洲共生的滑塌浊积岩蕴藏着丰富的油气资源,已成为东营凹陷油气勘探的重要领域(冯友良等,2001;王金铎等,2003)。如何正确预测三角洲前缘地区滑塌浊积岩的分布位置,是寻找更多的与三角洲滑塌浊积岩相关的岩性油气藏的重要保障。本文结合东营三角洲的空间分布结构特征解剖和室内水槽实验的观察、分析,系统总结了三角洲沉积体系的古地形结构特征及其影响因素,探讨了三角洲沉积体的古地形特征与滑塌浊积岩分布的关系,并对分布位置的定量预测进行了初步探讨。

1 东营三角洲的沉积坡度带特征

东营三角洲分布于东营古近纪—新近纪盆地的

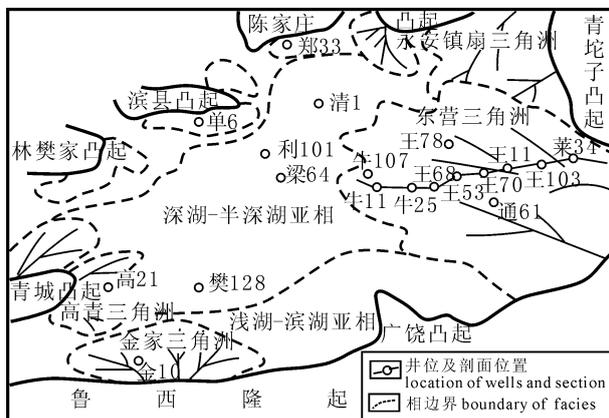


图1 东营凹陷古近系沙河街组三段中亚段沉积体系分布图(据邱桂强等,2001)

Fig. 1 Depositional system map of the Middle Submember, 3rd Member, Eocene Shahejie Formation in the Dongying sag (after Qiu Guiqiang et al., 2001)

东部(图1),开始形成于沙三段早期,结束于沙二段末期,其在钻井、测井资料和地震反射特征上具有清晰的三层结构,成为研究三角洲沉积体内部结构特征的基础(邱桂强等,2001)。沙三中沉积时期,是东营三角洲的主体发育时期,依据地震反射结构、钻井

注:本文为教育部新世纪优秀人才支持计划(NCET)和国家“十五”科技攻关项目(编号2003BA613A-02)的成果。

收稿日期:2007-01-22;改回日期:2007-05-26;责任编辑:章雨旭。

作者简介:操应长,男,1969年1月生。1992年7月毕业于石油大学。现为中国石油大学教授,主要从事沉积学、层序地层学等教学和研究工作。电话:0546-8391680;Email:caoych@hdpu.edu.cn。

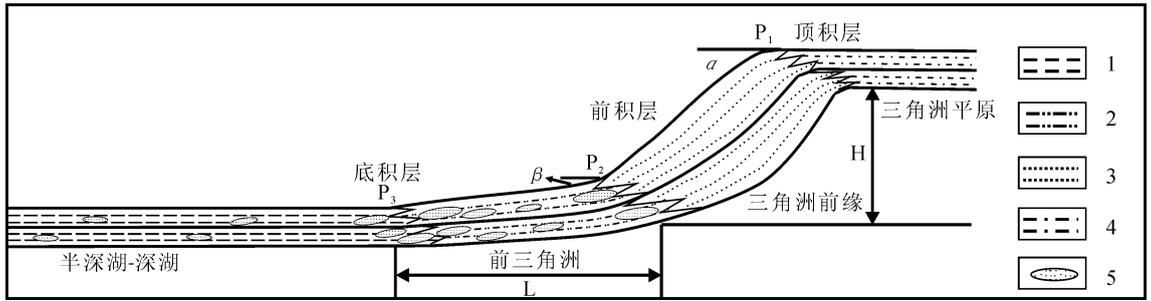


图 2 东营三角洲地形坡度变化特征模式图

Fig. 2 The character of topography slope mode chart, Dongying delta

1—深水泥岩; 2—前三角洲泥岩、粉砂质泥岩; 3—三角洲前缘砂岩; 4—三角洲平原泥岩; 5—滑塌浊积岩

1—deep water mudstone; 2—prodelta mudstone; 3—delta front sandstone; 4—delta plain mudstone; 5—fluxoturbidite

和测井资料所代表的反韵律地层变化、厚层泥质岩的存在及三维地震上反射的强弱和连续性、地震反射波组特征等,沙三中东营三角洲可划分出 6 个期次(邱桂强等,2001)(图版 I-1),从上至下分别称之为中 1 (E_s^{3z-1})、中 2 (E_s^{3z-2})、中 3 (E_s^{3z-3})、中 4 (E_s^{3z-4})、中 5 (E_s^{3z-5})、中 6 (E_s^{3z-6})。

由于三角洲沉积体系中不同环境的水动力条件、沉积作用等存在差异,三角洲沉积体在空间上一般发育了清楚的三层结构:顶积层、前积层和底积层(图 2)。顶积层主要对应于三角洲沉积体系的水上沉积部分,地形平缓,接近于水平状态,沉积物为沼泽泥岩夹分流河道砂岩;前积层对应于三角洲前缘斜坡带,地形坡度大,以砂质沉积物为主;底积层主要对应于前三角洲和正常深湖相沉积,地形也相对平缓,主要为暗色泥岩。在埋藏压实过程中,不同岩性的沉积地层产生的压实响应不同,但同一岩性在相同的埋藏压实环境下产生的压实效应相同。对于三角洲三层结构中同一结构层,可认为其岩性基本一致,其对埋藏压实产生的效应基本一致,因此,埋藏压实作用对同一结构层的地层产状的影响较小。为了恢复三角洲沉积体中不同结构层沉积时的地形坡度,我们选择沿着水流方向、三层结构清楚的三维地震剖面,采取“层拉平”的方法,消除后期构造运动对原始地层产状的影响,保证顶积层处于水平或近似水平的位置,此时前积层、底积层的坡度基本可以代表了当时沉积时三角洲沉积体的地形坡度特征(图版 I-2)。

2 三角洲沉积体中前积层坡度的控制因素

图版 I-3 为室内水槽环境中,在单一水流和物

源供给条件下三角洲形成过程的剖面图。该剖面图中三角洲沉积体的三层结构也比较清楚,且顶积层基本近于水平,前积层的坡度最大,底积层相对平缓。该剖面所显示的水槽实验经历了五个阶段:第一个阶段为闭流状态,水平面处于上升阶段的实验过程;第二阶段为敞流状态,水平面处于稳定阶段的实验过程;第三阶段为闭流状态,水平面处于上升阶段的实验过程;第四阶段为改变沉积物供给方向,继续保持闭流状态的实验过程,水平面持续上升,但剖面处沉积速率滞后水平面的上升速率;第五阶段为改回沉积物的初始供给方向,继续保持闭流状态的实验过程,水平面持续上升。通过对该实验沉积剖面上沉积纹层的产状、沉积水深等参数的测量,结合东营三角洲的三层结构特征分析,探讨了三角洲沉积体中前积层坡度的控制因素。

(1) 沉积水深,图 3 是水槽模拟实验中不同沉积水深与前积层坡度角的关系图。由该关系图可以看出,随着沉积水深增加,沉积体前缘斜坡角也增

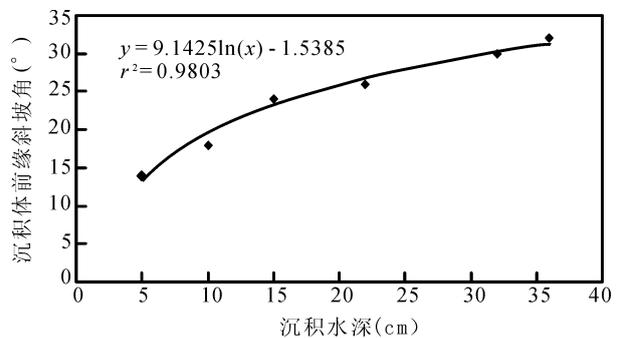


图 3 沉积水深与沉积体前缘斜坡角关系

Fig. 3 The relationship of depositional water depth (X-axis, cm) and angle of foreslope (Y-axis, °)

大,且水深相对较浅时,增大幅度明显;水深较深时,增大幅度较小,同时该回归线趋于平缓,说明当水深增加一定深度时,沉积坡度将保持一定的角度,该角度就是此类沉积物的最大堆积角度或稳定坡度角。图版 I-3 所示的水槽实验沉积剖面的第三阶段为绝对水平面持续上升状态下形成的,由其可以看出,前积层的倾角从下向上存在逐渐增大的趋势。

(2) 沉积物的粒度,通过水槽实验观察,沉积体前缘斜坡的坡度与沉积物的组成也密切相关,而与底形的坡度无关。在实验过程中,我们通过改变沉积物粒度,不同粒度的沉积物所形成的沉积体前缘斜坡的坡度角不同,并且沉积物越粗坡度角越大,而粒度越细时坡度角越小。当沉积物含较多砂砾岩时,沉积体前缘斜坡的最大坡度角为 $40^{\circ} \pm 5^{\circ}$;沉积物以中粗砂为主的混合砂时,沉积体前缘斜坡的最大坡度角为 $30^{\circ} \pm 5^{\circ}$;沉积物以细粉砂为主,沉积体前缘斜坡的最大坡度角为 $27^{\circ} \pm 5^{\circ}$;当前积体为砂泥互层时,最大坡度角为 $20^{\circ} \pm 5^{\circ}$ 。

(3) 沉积过程中水平面的变化特征,当沉积基底保持稳定时,沉积过程中水平面的升降变化控制了可容空间的变化,也控制了沉积体的叠加特征和推进速度。由图版 I-3 可以看出,实验中第二阶段为敞流湖盆状态,水平面保持相对稳定,此时沉积体的顶积层相对不发育,沉积岸线向盆地中心推进速度较快,且可容空间减小,水深也变浅;实验中第三阶段为闭流湖盆状态,水平面保持持续上升,沉积体的顶积层发育,沉积岸线向盆地中心推进速度较慢,且可容空间增大,岸线外侧的水深逐渐增加。因此导致了在这两种背景条件下,沉积体斜坡的坡度角存在差异(图版 I-3),水平面保持相对稳定的第二阶段,坡度角可能逐渐减小;而水平面处于上升状态的第三阶段,坡度角逐渐增大。东营盆地东营三角

洲沙三中 3 号和 4 号沉积前积体的空间结构存在差异(图版 I-4),中 3 号沉积前积体的地震反射具有顶削结构,空间上表现为斜交前积的反射结构特征,反映顶积层不发育;而中 4 号沉积前积体的地震反射表现为“S”型斜交前积的反射结构特征,反映顶积层发育。中 3 号和中 4 号两种前积体的结构特征实际上反映了沉积过程中水平面的变化特征,前者形成于水平面相对稳定,甚至下降状态下;后者形成于水平面持续上升状态。通过“层拉平”后的地震剖面的相关数据测定、处理和计算,中 3 号前积体的斜坡角一般为 $1.5^{\circ} \sim 6^{\circ}$,而中 4 号一般为 $5^{\circ} \sim 10^{\circ}$ 。

3 三角洲沉积体前缘斜坡的坡度与滑塌浊积岩分布

三角洲滑塌浊积岩是由于三角洲前缘斜坡沉积体存在一定的坡度,在外界某种触发机制如地震、风暴浪、差异压实等作用下,导致早期沉积物发生再搬运、沉积的产物。滑动作用的发生除了与外界触发机制有关之外,还与沉积古地形密切相关(鄢继华等,2004),特别是三角洲沉积体的前缘斜坡或前积层的坡度。一般情况下,三角洲沉积体前缘斜坡的坡度角越大,沉积物的稳定性越差,外界条件稍一触发,就会导致沉积物的滑动;当坡度角达到临界稳定角时,甚至出现无外界触发机制的滑动(鄢继华等,2004)。

滑塌浊积岩属于典型的沉积物重力流,足够的坡度角是形成沉积物重力流的基本条件之一(姜在兴,2003),同时,地形坡度突然变缓是沉积物重力流发生大规模卸载的先决条件。由东营三角洲沉积体系的地形坡度变化特征(图 2),可以看出三角洲斜坡带之下存在两个地形坡度突然变缓的转折点: P_2 和 P_3 点。该两个转折点的外侧地形坡度明显变缓

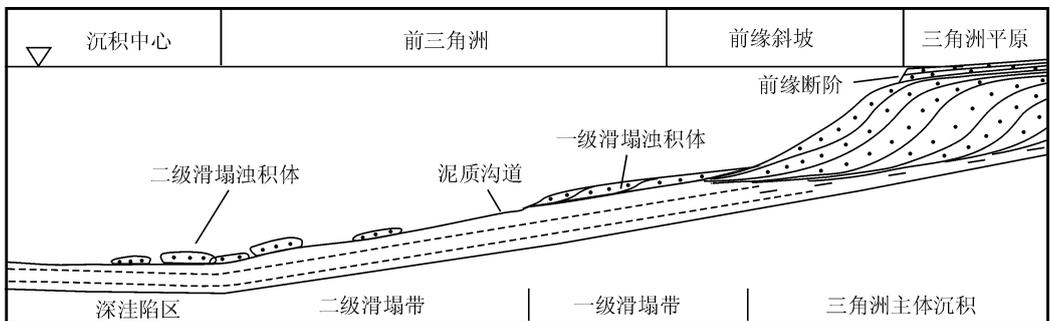


图 4 水槽模拟实验下滑塌沉积体分布与地形坡度的关系(据张关龙等,2006)

Fig. 4 The relationship of the distribute of fluxoturbidite and topography slope

(after Zhang Guanlong et al., 2006)

(图 2),势必将导致斜坡带形成的滑动体在此发生卸载。张关龙(2006)等通过三角洲前缘滑塌浊积岩的水槽模拟实验也得出了相同的认识,图 4 为根据水槽模拟实验所总结出的三角洲前缘滑塌浊积岩分布剖面示意图。三角洲前缘滑塌浊积岩分布在空间上存在两个集中带(图 4):第一集中带位于三角洲前缘斜坡的坡脚处,即相当于图 2 中 P_2 点;第二集中带位于三角洲沉积与正常湖泊沉积之间,相当于图 2 中 P_3 点。由于两个转折点距离斜坡带的距离和外侧的地形坡度不同,决定了两个集中带发育的滑塌沉积体也不同。第一集中带的滑塌沉积体规模大,厚度也大;第二集中带的滑塌沉积体规模小,零星分布。虽然在两个集中带的外侧也有滑塌沉积体的分布,但数量、规模均远不及集中带。因此,搞清三角洲沉积体及其前缘地区的地形坡度变化点即 P_2 和 P_3 点的位置,就可预测滑塌沉积体的主体分布区。对于第一集中带即 P_2 点一般位于三角洲沉积的前缘斜坡脚附近,且滑塌沉积体邻近三角洲沉积体分布,甚至叠置在一起,较易进行预测。第二集中带的滑塌沉积体是分布于深水环境中的岩性透镜体,因此,确定第二集中带即 P_3 点的位置是预测三角洲前缘滑塌沉积体的主体发育区的有力方法。

选择沿着水流方向上三层结构比较清楚的地震剖面,采取层拉平的方法,然后精细解剖沉积前积层的坡度角 α 与 L (P_2 点和 P_3 点之间的距离,即前缘斜坡脚距 P_3 点的长度,也相当于前三三角洲斜坡延伸距离)(图 2)的关系,总体上,坡度角 α 越大, L 越短。这样,选择系列符合上述条件的地震剖面,读取相关三个转换点的坐标数据,通过时深转换后计算出斜坡带的坡度、长度。图 5 为东营三角洲中 4、中

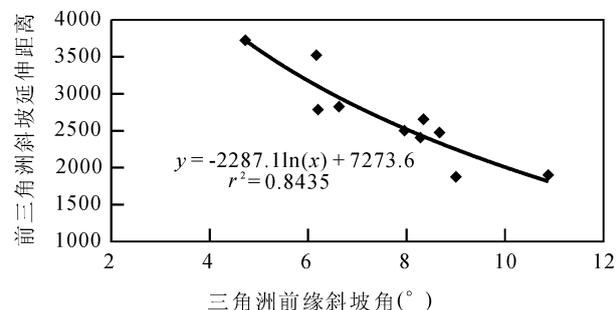


图 5 东营三角洲前缘斜坡角(横坐标,单位:°)与前三三角洲斜坡延伸距离(纵坐标,单位:m)的关系图

Fig. 5 The relationship of foreslope angle of Dongying delta(X-axis, unit:°) and extant distance of prodelta slope(Y-axis, unit: m)

5、中 6 等前积体前缘斜坡的坡度角(α)与 L 之间的关系图,并通过回归分析建立两者之间的相关关系式:

$$y = -2287.1 \ln x + 7273.6 \quad (1)$$

其中, y —前缘斜坡脚距 P_3 点的长度 L ,单位:m; x —三角洲前缘斜坡的坡度角 α ,单位:°;两者的相关系数: $R^2 = 0.8435$ 。

表 1 为通过回归关系式(1)计算出不同坡度角下的 L 值,由其可以看出,当三角洲前缘斜坡角度达到 20° 以上, L 值很小,这意味着此时形成的滑塌浊积岩主要分布于斜坡角附近。实际上,当沉积体或沉积地形坡度达到 20° 以上时,一般与断层有关,“断坡控砂”就是说明了砂体一般靠近断层分布于下降盘之上(冯友良,2001)。同时,结合中 6 三角洲沉积体与滑塌浊积岩分布分析,该时期三角洲前缘斜坡角一般为 $3^\circ \sim 8^\circ$,由此推算前三三角洲斜坡延伸距离为 $4760 \sim 2517$ m,这意味着在前积体的前方 $5000 \sim 2500$ m 附近将是滑塌浊积岩有利分布区,这与该时期的浊积岩的分布情况基本吻合(图 6)。图 6 为胜利油田根据勘探实践和地质研究所建立的三角洲沉积体与该前积体前缘的滑塌浊积岩分布关系图,该时期的滑塌浊积岩主要分布在距离前缘边界线的 $2000 \sim 6000$ m 范围内。

表 1 不同坡度角下的前三三角洲斜坡延伸距离

Table 1 The extant distance of prodelta slope under different slope angle

角度 (°)	距离 (m)	角度 (°)	距离 (m)	角度 (°)	距离 (m)
1	7273	9	2248	17	793
2	5688	10	2007	18	663
3	4760	11	1789	19	539
4	4103	12	1590	20	422
5	3592	13	1407	21	310
6	3175	14	1237	22	204
7	2823	15	1080	23	102
8	2517	16	932	24	5

4 结论

通过对东营三角洲三层结构的精细解剖和三角洲沉积水槽模拟实验剖面的观察分析,可以得到以下认识:

(1)三角洲沉积的前缘斜坡倾角主要受沉积水深、沉积物粒度和沉积过程中水平面变化控制,一般粒度越粗、水体越深,斜坡的倾角越大;

(2)三角洲沉积体存在三个地形坡度转折点,即顶积层与前积层之间的转折点、三角洲前缘斜坡与

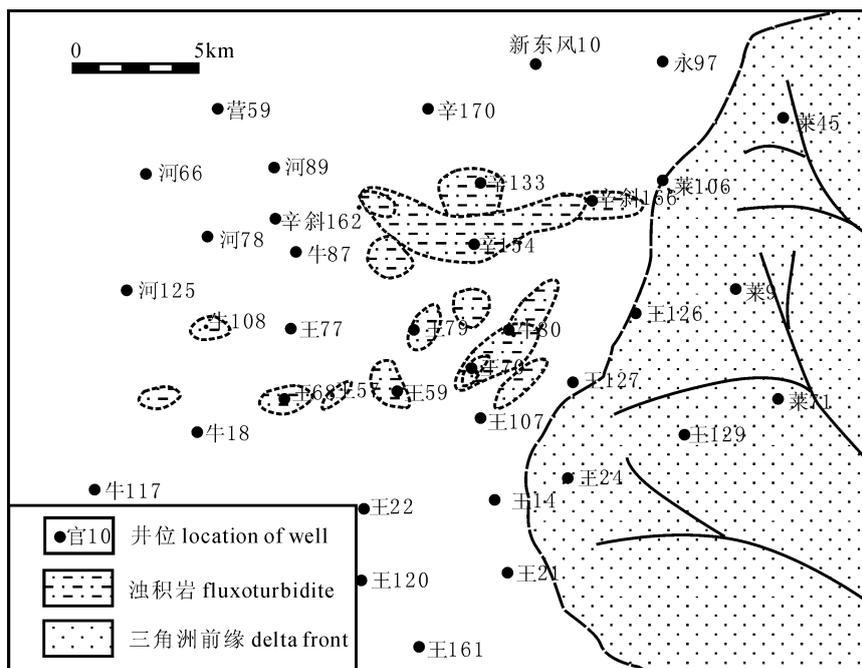


图6 东营三角洲中6亚期滑塌浊积岩分布图(据胜利油田内部资料,2005)
Fig. 6 The distribution of fluxoturbidite, Middle-6 subperiod, 3rd Member, Shahejie Formation, Dongying Delta (after unpublished data of the Shengli Oil Field, 2005)

前三三角洲沉积之间的转折点、三角洲沉积体系与正常湖泊沉积作用之间的转折点,位于斜坡带之下的转折点附近是滑塌浊积岩的有利发育带;

(3)前三三角洲沉积斜坡带的长度与三角洲前缘斜坡倾角密切相关,倾角越大,长度越短,滑塌浊积岩越靠近前缘斜坡带分布。

参 考 文 献 / References

- 冯有良,李思田. 2001. 东营凹陷沙河街组三段层序低位域砂体沉积特征. 地质论评,47(3):278~286.
- 冯有良. 2006. 断陷湖盆沟谷及构造坡折对砂体的控制作用. 石油学报,27(1):13~16.
- 姜在兴. 2003. 沉积学. 北京:石油工业出版社,357~358.
- 潘元林,孔凡仙,杨申铤,等. 1998. 中国隐蔽油气藏. 北京:地质出版社,317~318.
- 邱桂强,王居峰,张昕,等. 2001. 东营三角洲沙河街组三段中亚段地层格架初步研究及油气勘探意义. 沉积学报,19(4):569~574.
- 王秉海,钱凯. 1991. 胜利油区地质研究与勘探实践. 山东东营:石油大学出版社,50.
- 王金铎,韩文功,于建国,等. 2003. 东营凹陷沙三段浊积岩体系及油气勘探意义. 石油学报,24(6):24~29.
- 鄢继华,陈世悦,宋国奇,等. 2004. 三角洲前缘滑塌浊积岩形成过

程初探. 沉积学报,22(4):573~578.

张关龙,陈世悦,鄢继华,等. 2006. 三角洲前缘滑塌浊积体形成过程模拟. 沉积学报,24(1):50~55.

张勇,柳永清. 2001. 惠民凹陷西部老第三系沙河街组三段三角洲体系及砂岩体沉积特征和演化规律. 地质论评,47(3):322~328.

图 版 说 明 / Explanation of Photos

1. 古近系沙河街组三段中亚段东营三角洲沉积期次划分图,上一层拉平后的东营三角洲地震反射剖面;下一连井对比剖面。
 2. 东营三角洲古近系沙河街组三段中亚段4号前积体地震剖面图:(a)原始地震剖面;(b)“层拉平”后的地震剖面。
 3. 水槽实验沉积剖面图。
 4. 古近系沙河街组三段中亚段东营三角洲中3和中4号沉积前积体的结构特征。
1. Depositional stage map of the Dongying Delta, the Middle Submember, 3rd Member, Shahejie Formation. Upper is the layer-flattened seismic section of the Dongying Delta; Lower is cross-well correlation section.
2. No. 4 Prograding lobe seismic section of the Dongying Delta, the Middle Submember, 3rd Member, Shahejie Formation: (a) crude seismic section; (b) the layer-flattened seismic section.
3. The sedimentary section of flume experiment.
4. The structure of No. 3 and No. 4 prograding lobes of Dongying Delta, the Middle Submember, 3rd Member, Shahejie Formation.

Discussion on the Relationship between Distribution of Fluxoturbidite and Depositional Slope of Delta in Lacustrine Basin

CAO Yingchang, LIU Hui

Faculty of Geo-Resources and Information, University of Petroleum, Dongying, Shandong, 257061

Abstract

The fluxoturbidite in delta front is an important reservoir sandbody distributing in deep water environment, and it is an important lithologic hydrocarbon reservoir in lacustrine basins. The delta depositional system generally has three topography slope breakpoints, namely the breakpoint between topset and foreset, the breakpoint between delta foreslope and prodelta and the breakpoint between delta depositional system and normal lacustrine depositional system, of them the topography grade of the foreslope is the biggest. The topography grade of the foreslope is one of the key factors which control the forming of fluxoturbidite. The slumping action occurs in the top of foreslope, and fluxoturbidite mainly distributes the bottom of the foreslope and the outside of the prodelta, these zones are topography slope breakpoints in the delta depositional system. The grade of the foreslope decides the location of the slope breakpoints in the outside of prodelta, the bigger the grade, the smaller the distance between the breakpoint and the foreslope. The quantitative correlation formula between the grade and the distance is established based on the fine dissection of Dongying Delta.

Key words : delta; fluxoturbidite; lithologic hydrocarbon reservoir; topography slope; quantitative prediction

做好表率,承上启下,使中国地质界真正立于世界之林

中国地质学会理事长 孙文盛

尊敬的各位院士、各位专家、各位青年朋友:大家好!

在“五四”青年节即将来临之际,来自全国各地的中国地质学会历届青年地质科技奖获奖者代表欢聚北京,交流经验、切磋学问、共叙友谊,回顾成长历程,展望美好未来,这是一次优秀地学青年的盛会,更是一次群英荟萃的大会。

中国地质学会青年地质科技奖设立于 1989 年,当时,我国正处在计划经济向市场经济转轨的初期,我国地质界与其他行业一样,科技人才青黄不接,地质事业后继乏人。面对这一状况,党和国家制定了一系列政策扶持青年科技工作者快速成长,鼓励青年人在本职岗位上成才,在艰苦行业建功立业。为响应国家的号召,中国地质学会第 33 届理事会决定设立青年地质科技奖,以表彰在地质行业做出重大贡献的且 40 周岁以下的优秀青年地质工作者。该奖设金锤奖、银锤奖两项,每两年评选一届,每次 50 人,其中金锤奖 10 人,银锤奖 40 人,到现在为止,青年地质科技奖已评选 10 届,共评出金锤奖 76 人,银锤奖 300 人。

青年地质科技奖经过 10 届近 20 年的评选,已经形成了一套完善的评选制度,保证了评选工作的公正、公平和公开。这个奖项在社会上具有较高的知名度和比较好的社会影响力,每次颁奖各大媒体都给予详细报道;人事部职称司和原

地质矿产部人事司也将该奖项列入地矿行业破格晋升高职称的申报条件之一,它也成为中国地质学会应邀向中国科协、科技部、人事部、国土资源部等部门推举中国青年科技奖和各部门后备人才的主要依据之一。

近 20 年的实践证明,中国地质学会青年地质科技奖的设立是一项具有远见的正确决策,它在发现、培养地质科技人才、引导青年地质学家为国争光、推动我国地质科技事业的进步等方面作出了重大贡献。许多获奖者在地质科研、地质找矿、地质灾害治理、科技管理等领域做出了许多成绩,为我国地质事业的发展尽到了一份力量。

在地质科研领域,国家近年来先后设立的 10 个地质类的“973”项目中,有 4 个项目的首席科学家是青年地质科技奖的获奖人;在国家三大科技奖中,有多位获得青年地质科技奖的同志以第一、二名的身份获得国家科技进步一等奖。许多获奖者在国内已成长为重要的业务骨干、在国际上也崭露头角,有几十人担任了国际地学组织的负责人;他们的研究成果有的在世界著名刊物《自然》、《科学》杂志上发表,表明其学术水平在某些领域已与世界同步、接轨,他们的成就大大缩短了与国际地质科学领域的差距,引起了国际同行的广泛关注。

(下转第 485 页)

柴北缘元古宙鹰峰环斑花岗岩及其共生岩石的地球化学特征、成因及地质意义

胡能高¹⁾, 王晓霞²⁾, 孙延贵³⁾, 申文环¹⁾, 蔡欢欢¹⁾, 陈云杰¹⁾

1) 长安大学资源学院, 西安, 710054; 2) 中国地质调查局发展研究中心, 北京, 100037;

3) 青海省地质调查院, 西宁, 810012

内容提要: 中元古代鹰峰岩体的主体是环斑花岗岩, 与其共生的岩石有石英闪长岩—奥长花岗岩和辉绿岩。环斑花岗岩高碱($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.49\% \sim 9.39\%$)、富钾($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.12 \sim 1.43$), 铝近饱和, 高铁镁比值[(ΣFeO)/ $\text{MgO} = 4.91 \sim 7.19$]; 富 Rb、Ba、Ga、Th、Zr、Nb、Ta, 贫 Cr、Ni、V; 高 ΣREE ($392.24 \times 10^{-6} \sim 594.76 \times 10^{-6}$), 稀土元素强分异[(La/Lu)_N = 12.67 ~ 17.09], 弱铈异常($\delta\text{Eu} = 0.58 \sim 0.78$), 显示碱性花岗岩的特征, 与密云环斑花岗岩相似。石英闪长岩—奥长花岗岩具钙碱性系列岩石的特征; 与环斑花岗岩相比, 其 Rb、Ba、Ga、Nb、Ta、Th、Hf、Zr 低, 而 Ni、Cr、V 高; ΣREE 较低($\Sigma\text{REE} = 77.04 \times 10^{-6} \sim 129.85 \times 10^{-6}$), 轻重稀土分异明显, 但 (La/Lu)_N 的比值较小(11.62 ~ 14.06), 铈异常更弱($\delta\text{Eu} = 0.69 \sim 0.93$)。辉绿岩具低碱、高 ΣFeO 的特征, 属拉斑玄武质, 与洋中脊拉斑玄武岩相比, K_2O 等不相容元素高, 具大陆拉斑玄武质的特征。辉绿岩的 I_{Sr} (1776 Ma) 为 0.7066, ϵ_{Nd} (1776 Ma) 为 +3.6, 环斑花岗岩的 I_{Sr} (1776 Ma) 为 0.7181, ϵ_{Nd} (1776 Ma) 为 -5.5, 显示辉绿岩起源于年轻的地幔, 花岗质岩浆主要源自古老的地壳。综合分析显示, 这些侵入岩形成于伸展背景, 是北半球中元古代非造山环斑花岗岩的成员之一, 在加里东期卷入到柴北缘造山带的古老地壳中。这在世界上提供了一个古老克拉通及环斑花岗岩卷入古生代造山带的一个实例。

关键词: 柴达木北缘; 鹰峰岩体; A 型花岗岩; 环斑花岗岩

环斑花岗岩(rapakivi granite)是一类具有环斑结构的花岗质岩石, 已有 100 多年的研究历史。早期多认为它仅产在克拉通地区, 形成时代以中元古代为主, 在北半球构成一个近东西向分布的环斑花岗岩带, 属非造山花岗岩(Ramö et al., 1995)。随着研究工作的深入进行, 近些年来在世界各地不断发现不同时代的环斑花岗岩, 构造背景也不限于非造山环境(Haapala et al., 1999; 王晓霞等, 2002, 2003)。中国最早发现的环斑花岗岩是北京密云沙厂岩体(赵崇贺^①; 郁建华等, 1996), 其地质学、岩相学、岩石地球化学特征、构造背景等方面均与北半球中元古代的相似, 属其中的一员。近年来在国内又陆续发现了多处环斑花岗岩(刘俊侗, 1989; 卢欣祥等, 1996, 1998; 刘荣耀等, 2003), 多数分布在造山带, 其中秦岭—昆仑造山带中较多, 它们与典型的元古宙环斑花岗岩有相似性, 也有一定差异(卢欣祥等, 1996, 1998; 王晓霞等, 2003)。新发现的鹰峰环

斑花岗岩发育于柴北缘古生代造山带中, 形成于中元古代(1776 ± 33 Ma)(肖庆辉等, 2003), 具典型的环斑结构, 岩石类型以环斑花岗岩为主, 是一种典型的元古宙环斑花岗岩, 同时伴有辉绿岩、石英闪长岩、奥长花岗岩等岩石类型, 构成双峰式岩石组合(肖庆辉等, 2003; 胡能高等, 2006)。

在古生代造山带中发现中元古代环斑花岗岩是十分罕见的, 其意义重大, 引起人们的关注(肖庆辉等, 2003)。目前, 已经对其岩体特征、年代学(肖庆辉等, 2003)和岩相学(胡能高等, 2006, 2007)进行了研究。而地球化学研究还十分薄弱, 已经初步进行了 2 个样品的主量元素和 4 个样品的微量元素测试和分析(邢作云等, 2005)。本文进一步对环斑花岗岩及其共生岩石进行较系统的岩石地球化学和同位素地球化学研究, 并探讨该地区中元古代岩浆组合、成因和构造背景, 为揭示该区古生代造山之前的元古宙构造背景提供证据。

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40372043)、中国地质调查局地质调查工作项目(编号 1212010611803)的成果。

收稿日期: 2007-02-12; 改回日期: 2007-05-26; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 胡能高, 1949 年生, 教授。主要从事岩石学的教学和研究工作。通讯地址: 710054, 西安市雁塔路, 长安大学资源学院。通讯作

者: 王晓霞, 电话: 010-68999879; Email: xiaoxiawang@hotmail.com。

1 地质背景及岩相学

鹰峰岩体位于柴北缘构造带中。柴北缘构造带是夹持在祁连地块和柴达木盆地之间的加里东造山带(许志琴等,2003)(图 1)。该构造带内最老的地层为古元古界达肯大板岩群,是一套由各种片麻岩类,片岩类和碳酸盐岩类组成的变质岩系,其峰期变质作用发生在 $1791 \pm 37\text{Ma}$,变质程度达麻粒岩相(张建新等,2001)。达肯大板岩群之上不整合中元

古界万洞沟群,由浅变质泥质岩、硅质岩和碳酸盐岩组成,局部夹变质火山岩。下古生界地层以滩间山群为代表,是一套岛弧性质的火山—沉积岩系。中生代发育三叠系郡子河群,为陆相碎屑沉积,其间有钾长石球斑砾石,其特征与鹰峰岩体的钾长石球斑相同,推测是源于鹰峰岩体的,表明三叠纪时,鹰峰岩体已出露地表。第四系均发育于沟谷中(图 1)。区内线性构造发育,多呈北西—南东走向,事实上各地质体间多为断裂接触(图 1)。

鹰峰岩体呈透镜状产于柴北缘造山带,面积约 20km^2 ,NNW—SSE 走向,边界均为韧性剪切带。岩体遭受了不同程度的变质、变形改造。岩体的主体是环斑花岗岩,其次有石英闪长岩、奥长花岗岩及黑云母二长花岗岩脉,还发育有 NNW—SSE 方向展布的辉绿岩墙。岩墙和岩脉的宽度不一,多在 $1 \sim 50\text{m}$ 之间。野外观察发现,这些岩脉与环斑花岗岩有互相侵入切割现象,为同时代的岩浆活动产物,故属于同一套共生岩石组合(胡能高等,2006)。鹰峰岩体已经获得锆石 U-Pb 年龄 $1776 \pm 33\text{Ma}$ (肖庆辉等,2003),表明它们侵位于中元古代。

岩体中环斑花岗岩的岩性较单一,仅有颜色变化,按颜色可分为浅灰色、灰红色和肉红色三种,其界线均是渐变过渡的。颜色的差别是长石不同程度高岭石化引起的,高岭石化越强,长石越红,使岩石显示红色调。这些环斑花岗岩均具环斑结构:球状钾长石斑晶直径多数在 2.5cm 左右,含量较高,平均含量约 50% ,基质为显晶质,结构多样,表现出多个世代结晶的特点。只有部分钾长石球斑有斜长石环边,属 Pyterlitic 型环斑结构。主要由黑云母($3.6\% \sim 13.1\%$)、斜长石($8.2\% \sim 34.6\%$)、钾长石($43.7\% \sim 79.4\%$)、石英($12.4\% \sim 22.1\%$)组成,按矿物定量分类,多为石英正长岩和石英二长岩,少数为石英二长花岗岩。副矿物中锆石含量较高,其次为萤石、磷灰石、石榴子石(胡能高等,2006;2007)。

辉绿岩以岩墙产出,呈深灰色—深灰绿色,具辉绿结构,多数有不同程度的变质,斜长石转变为黝帘石、绢云母、方解石、钠长石,辉石转化为绿帘石、绿泥石、角闪石等矿物。黑云母奥长花岗岩和黑云母石英闪长岩都以岩脉产出,二者的矿物种属及结构特征相似,只是矿物组成有异。主要矿物有钾长石($52.1\% \sim 74.5\%$)、石英($13.6\% \sim 24.5\%$)和黑云母($6.8\% \sim 10.3\%$)。斜长石均较自形,呈板柱状,普遍发育成分环带,核部为更长石($An=28$),均具明亮的钠长石($An=2 \sim 3$)环边,黑云母、石英充填

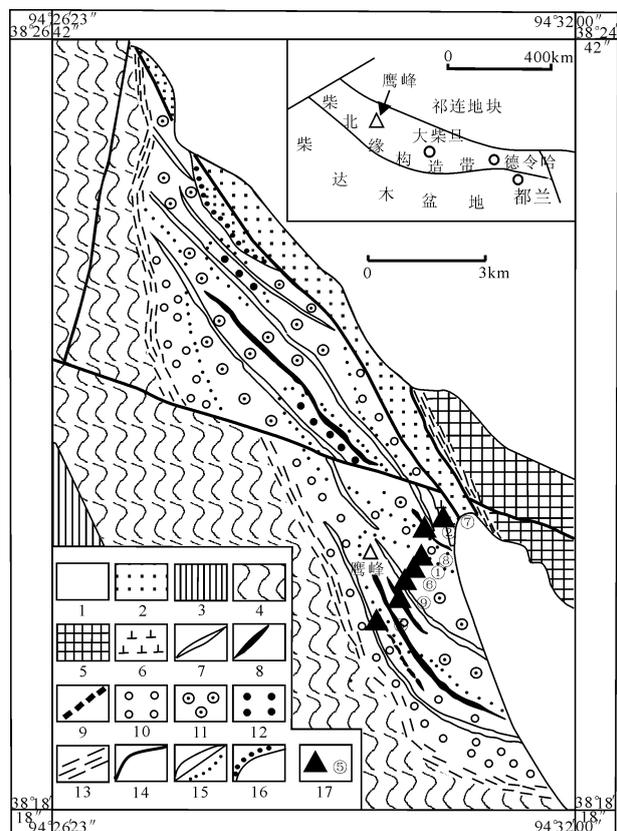


图 1 鹰峰岩体地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Yingfeng Pluton

1—第四系;2—三叠系郡子河群;3—志留系—奥陶系滩间山群;4—中元古界万洞沟群;5—古元古界达肯大板岩群;6—石英闪长岩;7—辉绿岩;8—奥长花岗岩;9—中细粒黑云母二长花岗岩;10—浅灰色环斑花岗岩;11—灰红色环斑花岗岩;12—肉红色环斑花岗岩;13—韧性剪切带;14—断层;15—地质界线及过渡界线;16—不整合面;17—采样点及编号

1—Quaternary; 2—Junzihe Group of Triassic; 3—Tanjiashan Group of Silurian—Ordovician; 4—Wandonggou Group of Mesoproterozoic; 5—Dakendaban Group of Paleoproterozoic; 6—quartz diorite; 7—diabase; 8—oligoclase granite-porphry; 9—medium—fine grained biotite admellite; 10—light-gray rapakivi granite; 11—gray-red rapakivi granite; 12—red rapakivi granite; 13—ductile shear belt; 14—fault; 15—geologic boundary and transitive boundary; 16—surface of unconformity; 17—sample location and its serial number

在自形斜长石间,副矿物中富含针状磷灰石。斜长石的绢云母化和黑云母的绿泥石化较常见。黑云母二长花岗岩脉,呈浅灰红色,细粒状结构,主要由碱性长石(35%±),更长石($An=15$)(25%±)、石英(30%±)和黑云母(10%)组成,副矿物中富含锆石和萤石。

2 样品概况及测试方法

本文共采集了7个样品(图1),涵盖该岩体的各代表性岩石(表1)。

主量和微量元素测试均在中国地质大学(北京)地学实验中心完成,微量元素用ICP-MS法完成,主元素用ICP-AES方法,分析结果见1表。表1中还列出了北京密云沙厂岩体、芬兰Wiborg和Laitila岩体的代表性岩石的分析结果,以便对比。

Rb-Sr和Sm-Nd同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所同位素超净实验室完成。同位素分析在VG354固体同位素质谱计上进行。Sr同

表1 鹰峰岩体代表性岩石主量元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 1 Main(%) and trace elements($\times 10^{-6}$) analysis results of representative rocks in the Yingfeng intrusions

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
样品号	Qy21	Qy76	99802	99807	y74	Qy4	Qy1	Qy2	Y71	—	—	—	—
岩性	环斑花岗岩		环斑花岗岩		黑云母二长花岗岩	辉绿岩	黑云母石英闪长岩	黑云母奥长花岗岩		密云环斑花岗岩均值	密云岩体均值	Wiborg岩体均值	Laitila岩体均值
SiO ₂	69.5	66.07	66.16	67.73	71.4	47.6	69.4	68.3	68.6	66.9	69.1	70.4	70.7
TiO ₂	0.53	0.63	0.89	0.68	0.56	1.15	0.42	0.39	0.4	0.34	0.45	0.45	0.43
Al ₂ O ₃	13.9	14.68	14.7	14.4	12.1	14.4	14.3	13.9	14.8	15.5	14.5	13.7	14
Fe ₂ O ₃	0.5	1.02	1.56	0.99	4.14	2.42	0.58	0.38	0.91	0.94	1.38	0.95	0.82
FeO	3.47	4.69	3.11	3.04	1.1	8.87	3.48	3.07	2.16	1.97	2.02	3.08	2.8
MnO	0.04	0.08	0.01	0.02	0.05	0.19	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
MgO	0.66	0.78	0.86	0.8	0.66	7.84	1.4	1.3	1.14	1.38	0.46	0.37	0.28
CaO	1.22	2.08	1.57	2.06	1.24	11.5	2.21	2.5	2.47	0.89	1.63	1.96	1.59
Na ₂ O	4.01	3.6	3.87	3.96	2.76	2.02	3.93	5.68	4.57	2.97	3.3	2.95	2.61
K ₂ O	4.48	4.96	5.52	4.92	4.91	0.72	2.16	1.08	2.01	7	5.56	5.57	5.63
P ₂ O ₅	0.14	0.2	0.18	0.12	0.1	0.11	0.11	0.11	0.12	0.07	0.13	0.13	0.08
LOI	1.16	0.96	0	0	0.54	3.01	1.82	2.69	2.65	2.15	1.8	0.83	0.81
∑	99.6	99.75	98.3	98.8	99.5	99.9	99.8	99.4	99.8	100	100	101	99.8
σ	2.72	3.18	3.81	3.19	2.07	1.62	1.41	1.81	1.69	4.16	3.01	2.65	2.45
A·R	3.61	3.09	3.75	3.33	3.7	1.12	2.17	2.41	1.62	4.1	3.01	3.4	3.25
A/NCK	1.01	0.97	0.97	0.92	1	0.57	1.11	0.92	1.04	1.11	1	0.95	1.05
K ₂ O/Na ₂ O	1.12	1.38	1.43	1.24	1.78	0.36	0.55	0.19	0.44	2.36	1.68	1.89	2.16
(∑FeO)/MgO	5.94	7.19	5.25	4.91	7.31	1.41	2.86	2.62	2.61	2.04	7.09	10.6	12.6
La	93.5	142.6	115	113	110	11.2	28.9	15.9	17.6	290	156		
Ce	165	258.1	217	208	199	23.3	55.1	31.8	35.5	567	337		
Pr	20.1	30.47	26.7	26	24.9	3.09	6.42	3.85	4.27				
Nd	74.1	105.3	105	102	91.8	13.3	23.1	14.7	15.9	199	145		
Sm	10.7	16.33	18.3	17.9	13.9	3.23	4.22	2.79	3.06	26	21.8		
Eu	2.38	2.82	4.24	3.65	2.06	1.07	0.92	0.74	0.86	2.5	3.13		
Gd	8.66	12.93	14.4	14.5	11.2	3.31	3.84	2.38	2.53	11.7	10.2		
Tb	1.3	1.85	1.97	1.88	1.68	0.66	0.6	0.41	0.43				
Dy	6.8	10.15	11.8	10.9	9.41	3.93	2.88	1.95	2.05				
Ho	1.2	1.79	1.85	1.76	1.66	0.77	0.53	0.34	0.38				
Er	3.55	5.54	5.84	5.34	4.76	2.24	1.54	0.98	1.06				
Tm	0.53	0.82	1.01	0.86	0.7	0.31	0.2	0.14	0.15				
Yb	3.39	5.18	5.5	4.8	4.56	2.08	1.41	0.94	0.96	3.1	4.9		
Lu	0.56	0.9	0.93	0.78	0.8	0.31	0.21	0.14	0.14	0.41	0.71		
Y	32.7	56.56	59.8	53.7	49.5	20.6	14.4	9.58	10.6	31.4	48.6		
∑REE	392	594.8	529	512	476	68.7	130	77	84.9				
(La/Lu) _N	17.1	16.22	12.7	14.9	14.1	3.7	14.1	11.6	12.9				
δEu	0.74	0.58	0.78	0.68	0.5	1	0.69	0.86	0.93				

续表 1

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
样品号	Qy21	Qy76	99802	99807	y74	Qy4	Qy1	Qy2	Y71	—	—	—	—
岩性	环斑花岗岩		环斑花岗岩		黑云母 二长花 岗岩	辉绿岩	黑云母 石英 闪长岩	黑云母奥长 花岗岩		密云环 斑花岗 岩均值	密云岩 体均值	Wiborg 岩体 均值	Laitila 岩体 均值
Rb	74.8	135.1	130	79.8	137	26.4	85.7	38.9	85.8	230	173		
Sr	146	298.3	235	245	203	209	273	200	263	280	413		
Ba	1505	2094	2646	2112	1648	310	750	350	435	2073	2180		
Ga	24.8	22.83	26.3	24.7	18.4	14.5	15.4	15.9	14.8	22.9	23.7		
Nb	21.3	33.11	24.8	24.4	26.5	9.94	8.37	4.28	5.34	23	28		
Ta	1.14	1.57	1.04	0.98	1.21	0.75	0.48	0.36	0.26				
Zr	361	433.2	266	153	431	79.6	145	112	141	421	414		
Hf	9.36	11.64	7.85	4.21	11.1	2.12	4.18	3.23	3.84	15	16.4		
U	1.5	2.04	1.53	1.39	1.73	0.41	2.49	1.18	1.51				
Th	13.7	18.63	8.8	8.7	14.1	1.98	12.1	5.93	6.22	13.5	9.4		
Pb	41.5	47.63			37.7	32.6	43.1	21.7	9.73				
Zn	31.8	53.81			44.1	85.6	35.2	47.5	40.1				
V	15.8	21.43	45.5	58.4	15.8	250	49.3	40.1	43.1	32.6	44		
Co	3.52	4.08	9.98	11.5	4.05	39.7	8.43	7.73	5.68				
Cr	34.7	12.45	11.3	9.76	14	229	42.2	32.9	31.5		30		
Ni	12.8	4.51	3.02	4.05	6.78	79.2	23.1	20.5	19.5	4	4.2		
$10^4 * Ga/Al$	3.38	2.93	3.38	3.23	2.87	1.91	2.03	2.16	1.89	2.78	3.09		
K/Rb	497	305	353	512	297	209	230	194	253	267			
Rb/Sr	0.51	0.45	0.55	0.33	0.68	0.31	0.19	0.33	0.82	0.42			
Rb/Ba	0.05	0.06	0.05	0.04	0.08	0.11	0.11	0.2	0.11	0.08			

注:3、4 引自青海省地质矿产局,1991;10、11 引自郁建华等,1996;12、13 引自 Ramo et al.,1995。

位素质量分馏用 $n(^{86}Sr)/n(^{88}Sr) = 0.1194$ 校正, Rb-Sr 全流程空白本底约为 $2 \times 10^{-10} \sim 5 \times 10^{-10} g$ 。Nd 同位素质量分馏用 $n(^{146}Nd)/n(^{144}Nd) = 0.7219$ 校正, Sm-Nd 全流程空白本底约为 $5 \times 10^{-11} g$ 。

3 岩石地球化学

3.1 环斑花岗岩和黑云母二长花岗岩的地球化学特征

环斑花岗岩的 SiO_2 为本 $66.07\% \sim 69.47\%$, 全碱的含量在 $9.71\% \sim 10.96\%$ 之间, δ 多大于 3, K_2O/Na_2O 变化于 $1.12 \sim 1.43$ 间, 具富碱(图 2a、2b)、富钾的特征。在 K_2O-SiO_2 图解上落在高钾钙碱性和钾玄岩区(图 2c)。 $(\sum FeO)/MgO$ 在 $4.91 \sim 7.19$ 之间, 显示富铁的特征(图 2d)。铝过饱和指数在 $0.92 \sim 1.01$ 之间, 平均为 0.97, 为铝近饱和。

环斑花岗岩的 $\sum REE$ 高, 在 $392.24 \times 10^{-6} \sim 594.76 \times 10^{-6}$ 之间, 轻重稀土分异明显, $(La/Lu)_N = 12.67 \sim 17.09$, 铕均为弱负异常($\delta Eu = 0.58 \sim 0.78$)(图 3)。

在洋中脊花岗岩标准化图(图 4)中, 标准化值除 Y, Yb 小于 1, 部分 Hf, Zr 小于 1, 个别 Ta 小于 1

之外, 多数大于 1。曲线形态呈齿状: K、Rb、Ba、Th 强烈富集, 构成峰形, 第二个和第三个峰在 Ce 和 Sm 处, 相应地 Ta、Nb、Hf、Zr 有低谷。

黑云母二长花岗岩以脉状产出, 其矿物组成特征与环斑花岗岩相似, 只是结构上有差别(胡能高等, 2006), 主量元素、微量元素的特征与环斑花岗岩的相似, 应属同源岩浆衍生的结果。

3.2 石英闪长岩和奥长花岗岩的地球化学特征

石英闪长岩与奥长花岗岩的地球化学特征非常相似, 这与它们的岩相学特征十分相近(胡能高等, 2006)是一致的。在 $SiO_2-Na_2O+K_2O$ 图上均属亚钙性的(图 2a), δ 值在 $1.41 \sim 1.81$ 之间, 具钙碱性的特征, 其他判别图(图 2b 和图 2d)也显示钙碱性的性质。 Na_2O 和 K_2O 的含量分别在 $3.93\% \sim 5.68\%$ 和 $1.08\% \sim 2.16\%$ 之间, Na_2O/K_2O 在 $0.19 \sim 0.55$ 之间, 具富钠贫钾的特征, 在 K_2O-SiO_2 图解上落在钙碱性系列区和拉斑质系列区也显示贫钾的特征(图 2c)。铝饱和指数在 $0.92 \sim 1.11$ 间, 平均为 1.03, 为铝弱过饱和, $(\sum FeO)/MgO$ 在 $2.61 \sim 2.86$ 之间, 比较低。

$\sum REE$ 为 $77.04 \times 10^{-6} \sim 129.85 \times 10^{-6}$, 在酸性岩中属中等偏低的; 轻重稀土分异明显, $(La/$

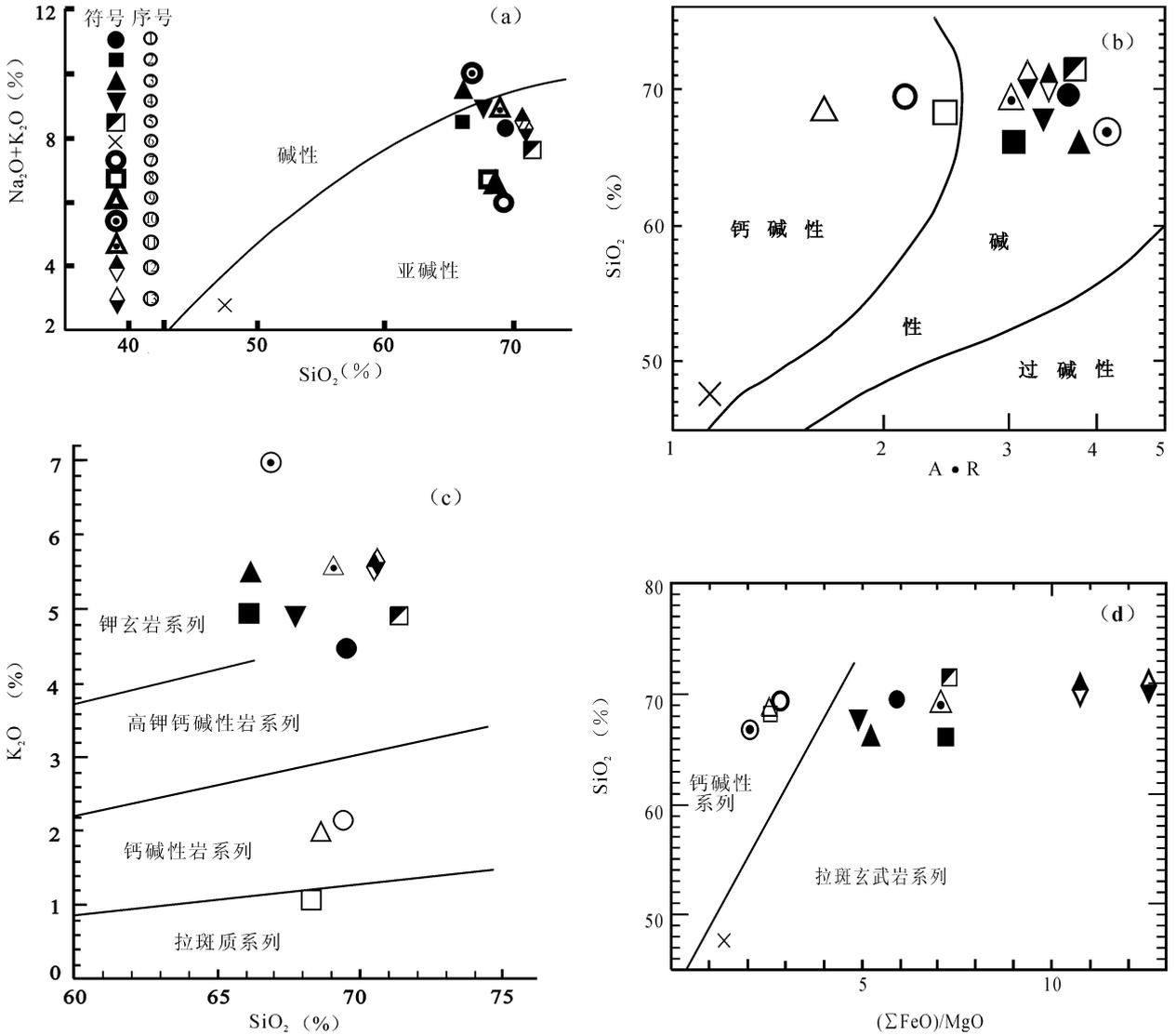


图 2 柴北缘鹰峰环斑花岗岩岩石化学图解

Fig. 2 Geochemical diagram of the Yingfeng rapakivi granite in north Qaidam basin

- (a) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (据 Irvine, 1971), ①~■—对应与表 1 中的序号;
 - (b) $\text{SiO}_2 - \text{A} \cdot \text{R}$ (据 Whright, 1969);
 - (c) $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (据 Peccerillo, 1976);
 - (d) $\text{SiO}_2 - (\Sigma\text{FeO})/\text{MgO}$ (据 Miyashiro, 1974)
- (a) Diagram of SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (after Irvine, 1971), ①~■—refers to the No. in Table 1 respectively;
- (b) Diagram of SiO_2 vs. $\text{A} \cdot \text{R}$ (after Whright, 1969);
- (c) Diagram of $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (after Peccerillo, 1976);
- (d) Diagram of $\text{SiO}_2 - (\Sigma\text{FeO})/\text{MgO}$ (after Miyashiro, 1974)

Lu_N 为 11.62~14.06, 在稀土元素配分图上明显右倾(图 5), δEu 为 0.69~0.93, 显示 Eu 弱亏损。鹰峰岩体中石英闪长岩—奥长花岗岩的稀土元素与前寒武纪的同类岩石(Culler et al., 1984)相似。在洋中脊花岗岩标准化图解中, 显示齿状曲线形态(图 4), 其中 K、Rb、Ba、Th 明显富集, 而其他元素贫化。Ta 和 Nb 相对相邻的 Th 和 Ce 贫化, 显示低谷形态, 而 Rb、Ce 处有较明显的峰态, Th 和 Sm 有不明显的峰态。 $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值较低, 均在 2 以下。

3.3 辉绿岩

鹰峰岩体中的辉绿岩墙为亚碱性(图 2a)和钙碱质(图 2b), 具拉斑质的性质(图 2d)。 K_2O 为 0.72%, 明显比大洋拉斑玄武岩高, 而与大陆拉斑玄武岩的相似。 $\text{Mg}' = 0.59$, 比原生玄武岩的低, 表明有明显的分异。标准矿物中 $\text{Ol} = 6.679\%$, 显示 SiO_2 弱不饱和。 $\Sigma \text{REE} = 68.71 \times 10^{-6}$, $\delta\text{Eu} = 1.00$, $(\text{La}/\text{Lu})_N = 3.70$ (表 1)。稀土元素配分曲线为平缓的右倾型(图 5), 显示大陆拉斑玄武岩的特

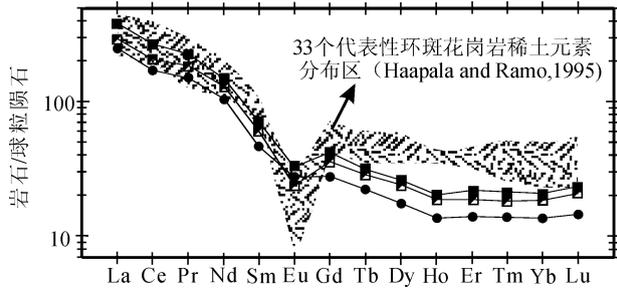


图 3 环斑花岗岩和黑云母二长花岗岩的稀土配分图
Fig. 3 REE patterns for rapakivi granite and biotite

monzonitic granite

图中符号同图 2

The denotation in this figure is as Fig. 2

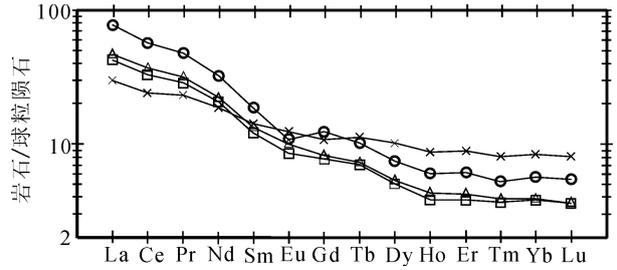


图 5 石英闪长岩、奥长花岗岩和辉绿岩的稀土配分图

Fig. 5 REE distribution patterns for quartz diorite, oligosite — granite and diabase

图中符号同图 2

The denotation in this figure is as Fig. 2

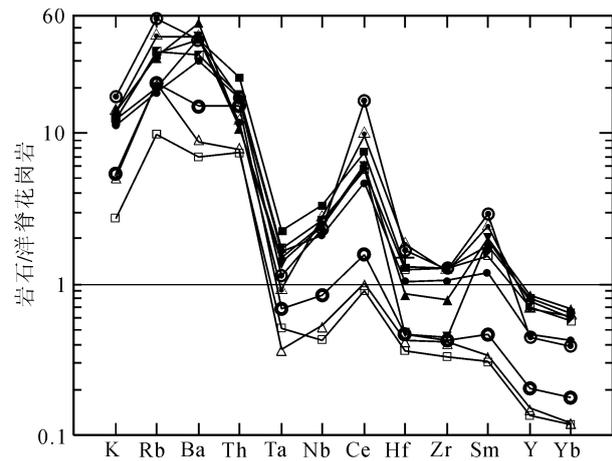


图 4 洋中脊花岗岩标准化的鹰峰环斑花岗岩微量元素蜘蛛网图(Pearce et al., 1984)

Fig. 4 Normalized with ocean ridge granite trace element patterns of the Yingfeng rapakivi granite

(after Pearce et al., 1984)

图中符号同图 2

The denotation in this figure is as Fig. 2

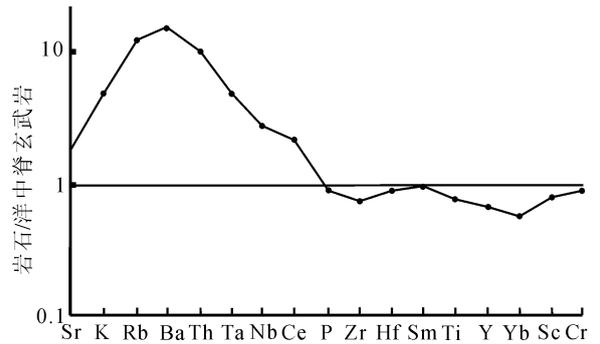


图 6 洋中脊拉斑玄武岩标准化的辉绿岩的微量元素蜘蛛网图(Sun et al., 1989)

Fig. 6 Ocean ridge tholeiite-normalized trace element distribution pattern of diabase

(after Sun et al., 1989)

征。在洋中脊拉斑玄武岩标准化的蛛网图上呈现大隆起型态, Sr 至 Ce 段元素富集, 在 Ba 处达最大值, 而 P 及之后的元素贫化(图 6), 其曲线形态与大陆拉斑玄武岩的相似。辉绿岩的 Ni、Cr 等相容元素含量较低, 也说明岩浆曾发生过明显的结晶分异, 结晶的矿物相主要是橄榄石和/或辉石。

3.4 同位素组成

2 个代表性样品的 Sr、Nd 同位素分析见表 2。依据岩体形成年龄 1776Ma(肖庆辉等, 2003) 计算, 深灰色辉绿岩的 $I_{Sr}(1776 \text{ Ma})$ 为 0.706582, $\epsilon_{Nd}(1776 \text{ Ma})$ 是 +3.6; 而深灰红色环斑花岗岩的

$I_{Sr}(1776 \text{ Ma})$ 为 0.718093, $\epsilon_{Nd}(1776 \text{ Ma})$ 值为 -5.5。深灰色辉绿岩和灰红色环斑花岗岩的表面年龄为 2.109 Ga 和 2.534Ga。

4 讨论

4.1 岩石成因类型

由上述可知, 该花岗岩富碱(图 2a, 2b), 尤其是富钾(图 2c), 富铁, 高 $(\Sigma \text{FeO})/\text{MgO}$ (图 2d) 比值。Rb、Ba、Ga、Zr、Th 和 U 的富集明显(总体有碱性花岗岩的微量元素特点), 属典型的碱性或亚碱性花岗岩。这些特征与芬兰的 Wiborg、Laitila 岩体和中国北京密云沙厂等典型环斑花岗岩十分相似, 不同的是 SiO_2 和 K_2O 略低, 而 Na_2O 略高(表 1), HREE 较低, 致使 $(\text{La}/\text{Lu})_N$ 更大, 铕的亏损较弱(图 3); 在微量元素方面, 鹰峰岩体和北京密云岩体也十分相

似(图 4)。

与 A 型花岗岩的平均值相比,该环斑花岗岩的 $K_2O + Na_2O$ 与其相似(图 7),但 $(\Sigma FeO)/MgO$ 、 $(Na_2O + K_2O)/CaO \cdot 10^4 \times Ga/Al$ 、 $(Zr + Nb + Ce + Y)/Zr$ 和 Y 值略低,Ce 值略高,Nb 值相近(图 7~9)。并与芬兰 Wiborg、Laitila 环斑花岗岩体和密云沙厂环斑花岗岩体(图 7~9)相同,在这些图中位于同一岩石类型区域。

表 2 鹰峰岩体代表性岩石的 Sr 和 Nd 同位素组成

Table 2 Sr and Nd isotopic composition for main rocks from the Yingfeng intrusions

样号	Qy4	Qy76
岩性	深灰色辉绿岩	灰红色环斑花岗岩
Rb	23.78	117.3
Sr	237	320.2
$n(^{87}Rb)/n(^{86}Sr)$	0.2967	1.0604
$n(^{87}Sr)/n(^{86}Sr)$	0.714142	0.745114
2σ	58	12
$I_{Sr}(1776\text{ Ma})$	0.706582	0.718093
$\epsilon_{Nd}(1776\text{ Ma})$	+60	+224
Sm	3.306	16
Nd	12.83	100.9
$n(^{147}Sm)/n(^{144}Nd)$	0.1561	0.096
$n(^{143}Nd)/n(^{144}Nd)$	0.51235	0.511183
2σ	13	13
$I_{Nd}(1776\text{ Ma})$	0.510345	0.510064
$\epsilon_{Nd}(1776\text{ Ma})$	+3.6	-5.5
TDM(Ga)	2.109	2.534

鹰峰环斑花岗岩的 Y/Nb 值在 1.54~2.41 之间,平均为 1.97,为 A2 型(图 10)。

辉绿岩墙属亚碱性,富铁、富钾,但低碱,应属大陆拉斑质。这种富铁和钾的特点与鹰峰环斑花岗岩相似。

值得注意的是,石英闪长岩—奥长花岗岩与环斑花岗岩有一定南差异。在图 7~9 中石英闪长岩—奥长花岗岩落在 S -、I - 和 M - 型花岗岩区中,与 Whalen 等(1987)归纳的 M、I、S 和 A 型花岗岩的地球化学特征(Whalen et al., 1987)对比,鹰峰岩体的石英闪长岩—奥长花岗岩在主量元素、微量元素及主要地球化学比值等方面都与 I 型花岗岩相似,表明其应为 I 型花岗岩。

在洋中脊花岗岩标准化图解中,二类花岗岩质岩石的形态多有相似之处,但存在明显差异:石英闪长岩—奥长花岗岩的 Ba 相对于相邻的 Rb、Th 有贫化现象,使曲线在 Ba 处下凹;Ce 处峰较弱;Sm 处峰不明显;曲线都位于下方,显示微量元素总体含量较低

的特征(图 4)。

4.2 岩浆源区及源岩

辉绿岩墙具大陆拉斑玄武岩的特征,其岩浆应起源于地幔, Mg' 、Ni、Cr 值低,暗示在拉斑玄武岩浆上侵中有橄榄石和/或辉石结晶。 $\epsilon_{Nd}(1776\text{ Ma})$ 为 +3.6 显示源区有过轻稀土弱亏损,而 Sr 同位素组成及 $I_{Sr}(1776\text{ Ma})$ 及 $\epsilon_{Nd}(1776\text{ Ma})$ (表 2) 说明源区有过 Rb 相对于 Sr 的富集, Sr、Nd 同位素组成暗示源区地幔不具原始特征,而是有过改造。轻稀土的亏损可能暗示有过更早的部分熔融,而 Rb 相对于 Sr 的富集可能是早期熔融后又发生了地幔交代作用。

研究表明,鹰峰岩体中的环斑花岗岩的地球化学特征也显示出壳源特点。在 Eby(1992)对 A 型花岗岩的分类中, A2 型起源于地壳(Eby, 1992), 鹰峰环斑花岗岩属 A2 型,也说明起源于地壳。同位素特征更证实了这一点。鹰峰环斑花岗岩具有极高的 $I_{Sr}(1776\text{ Ma})$ (0.718093) 和 $\epsilon_{Sr}(1776\text{ Ma})$ (+224), 很低的 $\epsilon_{Nd}(1776\text{ Ma})$ (-5.5) 及比岩体实际年龄大得多的模式年龄(2.534Ga), 说明源区为古老地壳,这个源区地壳很可能是太古宙的,至少是古元古代,并在中元古代岩浆形成前可能已形成了富 Rb 和 Sm 的地壳。这种特点与密云沙厂环斑花岗岩的源岩(郁建华等, 1996)一致。值得提及的是,鹰峰环斑花岗岩的同位素特征与秦岭中生代环斑花岗岩(王晓霞等, 2005)明显不同,表明它们具有不同的成因和源区特征。

在 Q—Ab—Or 图上,环斑花岗岩落入北美大陆元古宙非造山带花岗岩区,与芬兰维堡和密云沙厂环斑花岗岩相比, Ab 略高。石英闪长岩—奥长花岗岩投影在靠 Ab—Q 边的一侧,显示各自的成分特点(图 11),表明与它们平衡的源岩是不同的。相同的是,在 Q—Ab—Or 图上,它们的投影点都明显地偏离最低温岩浆点,说明岩浆的温度较高。而且环斑花岗岩与石英闪长岩—奥长花岗岩的投影点对低温岩浆的偏离程度相似(图 11),暗示各自岩浆的形成温度相近。

鹰峰岩体的石英闪长岩—奥长花岗岩地球化学特征与环斑花岗岩有明显的差异。奥长花岗岩—石英闪长岩的源岩应是 Rb 相对于 Sr, LREE 相对于 HREE 有过强烈贫化的地壳,这类岩石的其他大离子元素丰度低也支持这一推断。贫化大离子元素的最有效地质过程应是深熔作用,由此推测奥长花岗岩—石英闪长岩的源岩应是遭受过早期深熔作用,

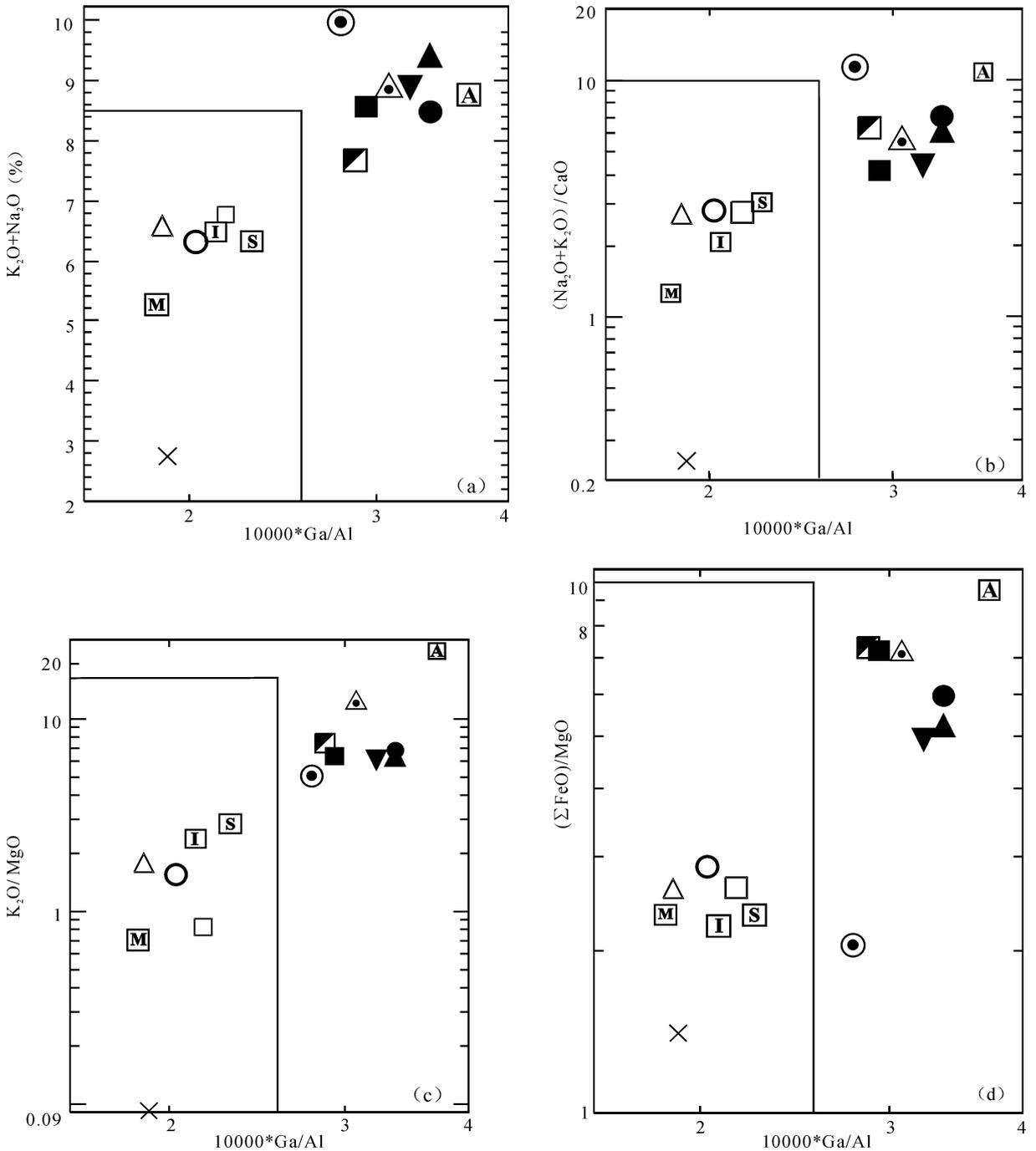


图 7 (a) $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}(\%)$; (b) $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$; (c) $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$; (d) $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 $(\Sigma\text{FeO})/\text{MgO}$ (据 Whalen et al., 1987)

Fig. 7 Analysis of the Yingfeng rapakivi granites and related rocks plotted in (a): Diagrams of $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}(\%)$; (b) Diagrams of $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$; (c) Diagrams of $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$; (d) Diagrams of $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. $(\Sigma\text{FeO})/\text{MgO}$ (after Whalen et al., 1987)

A、M、I、S 分别为 A 型、M 型、I 型和 S 型花岗岩的平均值投影点, 图中其它符号同图 2

A、M、I、S each denotes the average project spot of A-, M-, I-, S-type granites, the other denotation as Fig. 2

出熔过适量岩浆的古老的以火成岩为主的地壳, 这个深熔作用应发生在环斑花岗岩的源岩形成之前。

奥长花岗岩—石英闪长岩的源岩比环斑花岗岩的源岩可能还要早。

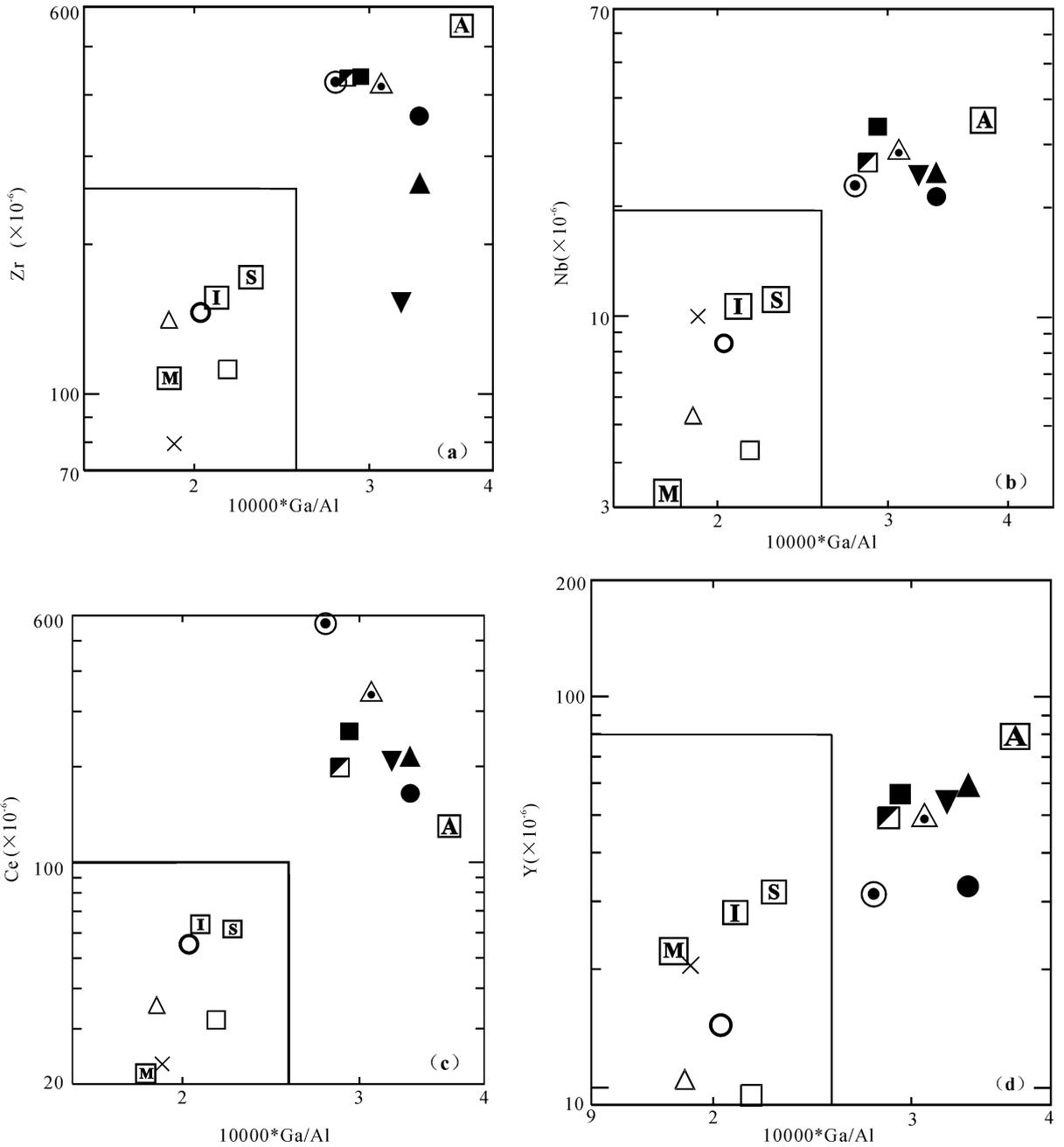


图 8 (a) $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 Zr; (b) $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 Nb; (c) $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 Ce; (d) $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 对 Y (据 Whalen et al., 1987)

Fig. 8 Analyses of the Yingfeng rapakivi granites and related rocks plotted in (a) Diagrams of $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. Zr; (b) Diagrams of $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. Nb; (c) Diagrams of $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. Ce; (d) Diagrams of $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ vs. Y (after Whalen et al., 1987)

图中符号同图 2 和 7

The denotation in this figure is as Fig. 2 and Fig. 7

由上可以推断,部分玄武岩浆可底侵到下地壳,触发下地壳的熔融,形成花岗质岩浆,其主体具环斑花岗岩的特征,少量为具钙碱性成分特征的石英闪长岩—奥长花岗岩,它们的差异应源于源岩不同;前者源于未经贫化的太古宙地壳,而后者起源于贫化

过的地壳。

4.3 构造背景

与世界上中元古代北半球的巨型环斑花岗岩带相似,鹰峰环斑花岗岩具有双峰式组合特点,应形成于非造山拉张的构造背景。在构造判别图上,该岩

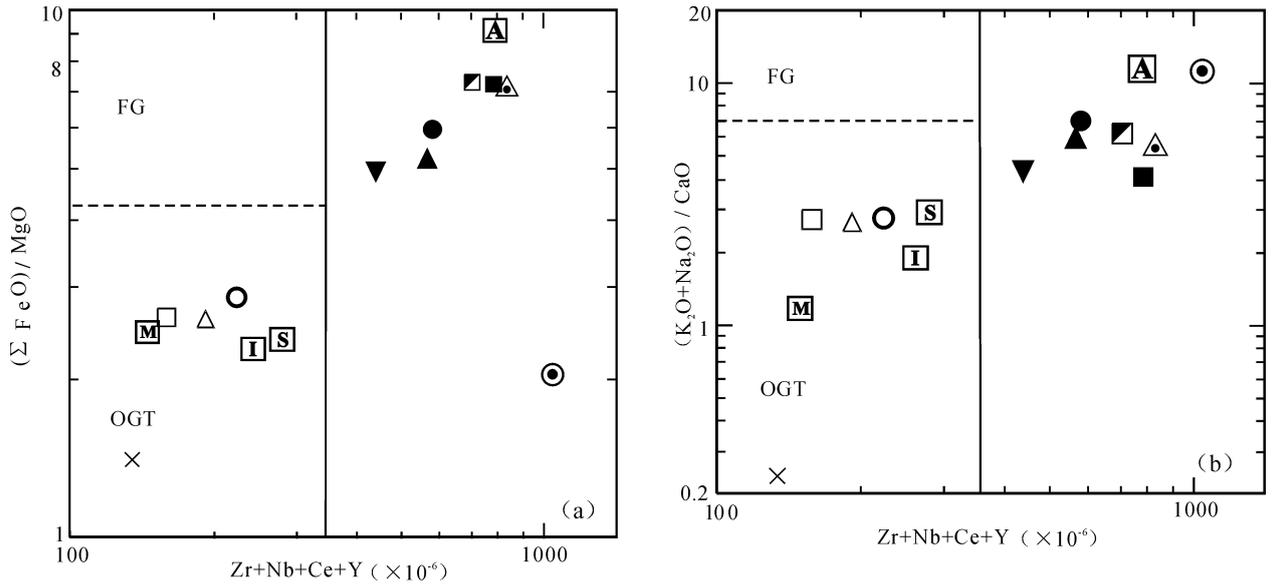


图 9 (a) $(Zr+Nb+Ce+Y)$ 对 $(\sum FeO)/MgO$; (b) $(Zr+Nb+Ce+Y)$ 对 $(Na_2O+K_2O)/CaO$ (据 Whalen et al., 1987)
 Fig. 9 (a)Diagrams of $(Zr+Nb+Ce+Y)$ vs. $(\sum FeO)/MgO$ and (b)Diagrams of $(Zr+Nb+Ce+Y)$ vs. $(Na_2O+K_2O)/CaO$ (after Whalen et al., 1987)

图中符号同图 7

The denotation in this figure is as Fig. 7

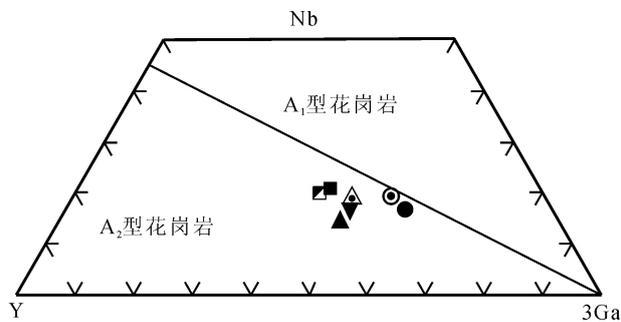


图 10 Nb—Y—3Ga 三角图解(据 Eby,1992)

Fig. 10 Diagrams of Nb—Y—3Ga(after Eby,1992)

图中符号同图 2

The denotation in this figure is as Fig. 2

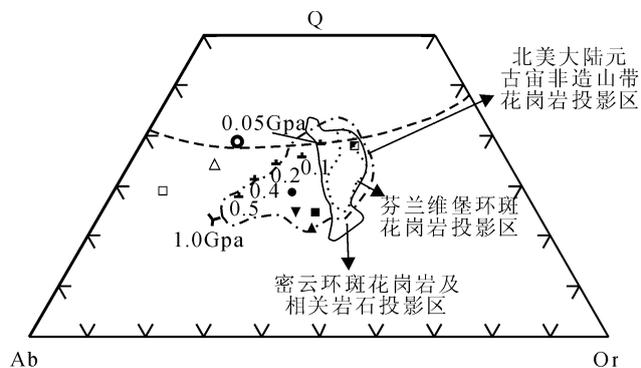


图 11 鹰峰岩体及相关地区 Q—Ab—Or 投影图

Fig. 11 Q—Ab—Or project diagram for Yingfeng intrusions and related area

图中标出了不同 H_2O 压下 Q—Ab—Or 体系的最低温熔体成分点 (对比资料转引自郁建华等,1996);图中符号同图 2

The lowest temperature melt composition of Q—Ab—Or system in various hydraulic pressure of Yu Jian hua et al., 1996

The denotation in this figure is as Fig. 2

体的环斑花岗岩多落在板内花岗岩区(图 12),与北半球环斑花岗岩带相似,都形成于克拉通内非造山的伸展体制下。

在中元古代,具大陆拉斑玄武质成分特征的辉绿岩存在,说明出现过地幔上涌,形成玄武岩浆。这种地质过程应在伸展体制下实现。

鹰峰岩体中环斑花岗岩与奥长花岗岩具有相互侵入关系,这种产状特征表明它们应属同一时代(胡能高等,2006),希望日后能用同位素测年来进一步印证。但是奥长花岗岩和石英闪长岩都落在了岛弧

区(图 12),这说明有时只凭岩石地球化学判据不能得出正确的构造背景的认识,而应综合考虑多方面资料,如岩石组合等。

柴北缘构造带中出露出一套达麻粒岩相变质程度的达肯大板岩群,其主期变质年龄在 $1791 \pm 37Ma$ (张建新等,2001),该年龄在误差范围内与鹰峰环斑

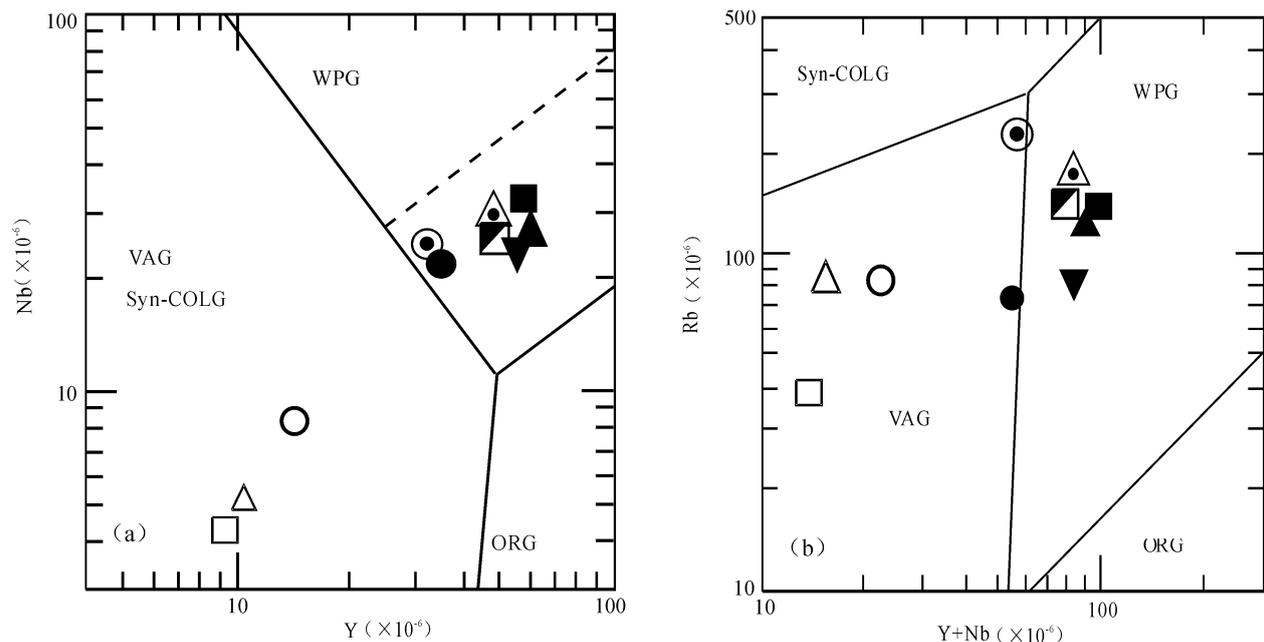


图 12 (a)Nb—Y 图解; (b)Rb—(Y+Nb)图解(据 Pearce,1984)

Fig. 12 Analyses of Yingfeng and related rocks plotted in (a) Diagrams of Nb—Y and (b) Diagrams of Rb—(Y+Nb) tectonomagmatic discrimination diagrams (after Pearce, 1984)

Syn-COLG—同碰撞花岗岩; ORG—洋脊花岗岩; VAG—岛弧花岗岩; WPG—板内花岗岩; 图中符号同图 2

Syn-COLG—syncollision granites, ORG—Ocean ridge granites, VAG—Volcanic and granites, WPG—Within plate granites, The denotation in this figure is as Fig. 2

花岗岩岩体生成的时代相同,应是同时代同一地质过程的不同表现。乌兰东变质岩的野外和岩石薄片观察表明,在变质峰期,发生了石榴子石向斜长石、夕线石的转变,并广泛发育深熔作用,这应是一个升温/或降压过程,与岩石圈伸展减薄的背景是相符的。据研究,达肯大板岩群麻粒岩的变质温度在 720~925℃间(Whalen et al., 1987),它与形成鹰峰岩体环斑花岗岩和奥长花岗岩—石英闪长岩浆的温度较高的认识也一致。

在北祁连西段产有一套中元古代(1770~1840Ma)的火山岩(朱龙关群),属大陆裂谷背景下的大陆溢流玄武岩(夏林圻等,2000),说明在北祁连山一带中元古代也是处在伸展体制下的。近年在甘肃龙首山一带作 1:5 万地质调查时曾发现中元古代(1609Ma)的富钾花岗质小侵入体(许安东等^②),有可能也是伸展体制下的非造山花岗质岩石。另一个值得注意的事实是,达肯大板岩群中麻粒岩的 Nd 同位素组成(张建新等,2001)、鹰峰岩体环斑花岗岩的 Nd、Sr 同位素组成及密云沙厂环斑花岗岩的 Nd、Sr 同位素组成(郁建华等,1996)均显示存在太古宙基底,而且鹰峰环斑花岗岩和密云沙厂环斑花

岗岩的地球化学特征又很相似,这些都暗示着在中元古代华北克拉通一直往西可达柴北缘一带,它们可能有相似的基底,在中元古代都处在伸展体制下。

5 结论

(1)中元古代鹰峰岩体的主体是环斑花岗岩,富钾、高碱、富铁($\sum \text{FeO}/\text{MgO} = 4.91 \sim 7.19$);富 Rb、Ba、Ga、Th、Zr、Nb、Ta,贫 Cr、Ni、V;高 $\sum \text{REE}$, REE 强分异,弱钕负异常,具典型的 A2 型非造山带碱性花岗岩特征。其 $I_{\text{Sr}}(1776 \text{ Ma})$ 为 0.718093, $\epsilon_{\text{Nd},1776 \text{ Ma}}$ 为 -5.5,它的源岩应是远早于中元古代的地壳。这些特征与华北地块中的环斑花岗岩相似,乃至北半球元古宙非造山环斑花岗岩一致。

(2)伴生的辉绿岩低碱, $\sum \text{FeO}$ 、 K_2O 等不相容元素高,具大陆拉斑玄武质的特征。其 $I_{\text{Sr}}(1776 \text{ Ma})$ 为 0.7066, $\epsilon_{\text{Nd}}(1776 \text{ Ma})$ 为 +3.6,可能源自经改造的地幔,该基性岩石与环斑花岗岩构成“双峰式”岩石组合,与一般元古宙的花岗岩岩石组合相似。

(3)与环斑花岗岩共同产出的石英闪长岩—奥长花岗岩具钙碱性 I 型花岗岩特征,地球化学特征与环斑花岗岩有一定的差异,可能起源于曾被深熔

改造过的太古宙地壳。

(4) 鹰峰岩体形成于伸展构造背景。地幔上涌, 形成拉斑质岩浆, 并底侵于下地壳, 使不同成分源岩的下地壳熔融形成不同地球化学特征的花岗质岩浆。

注 释

- ① 赵崇贺. 1964. 北京密云斜长环斑花岗岩地质学与岩石学研究. 见中国地质学会编, 第一届矿物、岩石、地球化学专业学术会议论文选集(岩石部分), 124~143.
- ② 许安东, 杨家喜. 2000. 1:5 万那仁布鲁幅(J47E006020)区测报报告.

参 考 文 献 / References

- 胡能高, 申文环, 王晓霞, 孙延贵, 蔡欢欢, 陈云杰. 2006. 柴达木盆地北缘鹰峰环斑花岗岩体的岩相学特征及相关问题的讨论. 地球科学与环境学报, 28(4): 1~9.
- 胡能高, 王晓霞, 孙延贵, 申文环, 蔡欢欢, 陈云杰. 2007. 柴北缘鹰峰环斑花岗岩矿物学特征及其岩石学意义. 矿物学报, 2007, 27(2) (出版中).
- 刘俊侗. 1989. 江西灵山报道有环斑花岗岩. 江西地质, 2: 23~27.
- 刘耀荣, 贺春平, 刘富国, 郑基俭. 2003. 都庞岭岩体环斑花岗岩的特征. 华南地质与矿产, 2: 23~29.
- 卢欣祥, 董有, 常秋玲, 肖庆辉, 李小波, 王晓霞. 1996. 秦岭印支期沙河湾奥长环斑花岗岩及动力学意义. 中国科学(D辑), 26(3): 244~248.
- 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 李荣社, 杨永成. 1998. 西秦岭发现奥长环斑花岗岩带. 地质论评, 44(5): 535~540
- 青海省地质矿产局. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991.
- 王晓霞, 王涛, Happala I, 卢欣祥. 2005. 秦岭环斑结构花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因及岩石学意义——元素和 Nd、Sr 同位素地球化学证据. 岩石学报, 21(3): 934~946.
- 王晓霞, 王涛, 卢欣祥. 2002. 环斑花岗岩研究及存在的问题. 地质科技情报, 4: 19~23.
- 王晓霞, 王涛, 卢欣祥, 肖庆辉. 2003. 北秦岭老君山和秦岭梁环斑结构花岗岩及构造环境——一种可能的造山带型环斑花岗岩. 岩石学报, 19(3): 1~11.
- 夏林圻, 夏祖春, 赵江天, 徐学义, 杨合群, 赵东宏. 2000. 北祁连山西段元古宙大陆溢流玄武岩性质的确定. 中国科学(D辑), 30(1): 1~8.
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社.
- 肖庆辉, 卢欣祥, 王菲, 孙延贵, 尉向东, 邢作云. 2003. 柴达木北缘鹰

- 峰环斑花岗岩的时代及地质意义. 中国科学 D 辑, 033(012): 1193~1200.
- 邢作云, 卢欣祥. 2005. 鹰峰环斑花岗岩地球化学特征及其构造意义. 地球科学, 30(2): 153~158.
- 许志琴, 杨经绥, 吴才来, 李海兵, 张建新, 戚学祥, 宋述光, 万渝生, 陈文, 邱海峻. 2003. 柴达木北缘超高压变质带形成与折返的时限及机制. 地质学报, 77(2): 163~176.
- 郁建华, 傅会芹, 张凤兰, 万方晓, I. 哈巴拉, O. T. 拉莫, M. 发斯乔基. 1996. 华北地台北部非造山环斑花岗岩及有关岩石. 北京: 中国科学出版社.
- 张建新, 万渝生, 许志琴, 杨经绥, 孟繁聪. 2001. 柴达木北缘德令哈地区基性麻粒岩的发现及其形成时代. 岩石学报, 17(3): 453~458.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, 26: 115~134.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20: 641~644.
- Haapala I and Ramo O T. 1999. Rapakivi granite and related rocks: an introduction. Precambrian Research, 95(12): 1~7
- Irive T N, Baragar W R A. 1971. A guild to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8.
- Mayashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. A. J. Sci. 274: 321~355.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25: 956~983.
- Peccherillo R, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area in northern Turkey. Contrib. Mineral. petrol., 58: 63~81.
- Rämö O T, Haapala I. 1995. One hundred years of rapakivi granite. Mineralogy and Petrology, 52: 129~146.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and Processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magma-tism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Special Publications, 42: 313~345.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contr. Miner. Petro., 95: 407~419.
- Whright J B. 1969. A simple alkalinity Ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. Geol. Mag., 106(4): 370~380.

The Geochemistry Features, Origin of the Yingfeng Rapakivi Granite and Its Associated Rocks in North Qaidam Basin and the Geological Significance

HU Nenggao¹⁾, WANG Xiaoxia²⁾, SUN Yangui³⁾, SHEN Wenhuan¹⁾,
CAI Huanhuan¹⁾, CHEN Yunjie¹⁾

1) School of Earth Sciences and Resources management, Chang'an University, Xi'an, 710054;

2) Development and Research Center of China Geologic Survey, Beijing, 100037;

3) The Geologic Survey Department of Qinghai Province, Xining, 810012

Abstract

The Mesoproterozoic Yingfeng intrusions are predominately composed by rapakivi granite. Diabase and quartz diorite—oligosite granite are also associated with it. The rapakivi granite exhibit the features of high value of alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.49\% \sim 9.39\%$) and potassium ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.12 \sim 1.43$), almost Al-saturated, high ($\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$) ratio ($(\Sigma\text{FeO})/\text{MgO} = 4.91 \sim 7.19$); the enrichment of Rb, Ba, Ga, Th, Zr, Nb, Ta and poor in Cr, Ni, V; high content of ΣREE ($392.24 \times 10^{-6} \sim 594.76 \times 10^{-6}$), remarkable differentiation of REE ($(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}} = 12.67 \sim 17.09$) and weakly negative Eu anomaly ($\delta\text{Eu} = 0.58 \sim 0.78$), showing the characteristics of alkali granite, and being similar to the Miyun rapakivi granite, Beijing, China. The quartz diorite—oligosite granite shows low value of Rb, Ba, Ga, Nb, Ta, Th, Hf, Zr and high value of Ni, Cr, V; low value of ($\Sigma\text{REE} = 77.04 \times 10^{-6} \sim 129.85 \times 10^{-6}$), obvious differentiation of LREE and HREE, but low value of $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}$ ($11.62 \sim 14.06$), more weaker negative Eu anomaly ($\delta\text{Eu} = 0.69 \sim 0.93$). The I_{Sr} (1776 Ma) value of oligosite granite is 0.6924 and the ϵ_{Nd} (1776Ma) value is very high (+9.7), indicating its protolith could be the lower crust which strongly suffered anatexis and poor in early period. The I_{Sr} (1776 Ma) value of diabase is 0.7066 and the ϵ_{Nd} (1776Ma) value is +3.6, showing the magma originated from modified mantle. The I_{Sr} (1776 Ma) value of rapakivi granite is 0.7181 and the ϵ_{Nd} (1776Ma) value is -5.5, showing it mainly originated from ancient crust. These analysis results indicate that the diabase originated from tholeiitic magma, and the granite was genesis from ancient crust. This study suggests that these intrusions formed in an extension environment and the Yingfeng rapakivi granite is one member of anorogenic rapakivi granite of the North Hemisphere in Proterozoic, however, the intrusions were involved in ancient crust of North Qaidam basin orogenic belt in Caledonian period.

Key words: North margin of Qaidam basin; Yingfeng intrusion; A-type granite; Rapakivi granite

层间氧化带砂岩型铀矿稀土元素变化规律初探

——以伊犁和吐鲁番—哈密盆地为例

陈友良^{1,2)}, 朱西养^{1,2)}, 张成江¹⁾, 陈跃辉³⁾, 彭新建³⁾, 王金平⁴⁾

1)成都理工大学,成都,610059; 2)核工业 280 研究所,四川广汉,618300;

3)中国核工业地质局,北京,100013; 4)核工业 203 研究所,陕西咸阳,712000

内容提要:本文以发育层间氧化带砂岩型铀矿的伊犁、吐鲁番—哈密盆地为例,详细研究了成矿层间氧化带稀土元素的分布特征和稀土元素在层间氧化作用中的变化规律。通过与北美页岩、还原带原生砂岩的对比,研究了稀土元素在不同氧化分带中的变化情况,结果表明在层间氧化作用过程中,稀土元素在总体亏损的背景上发生了明显的分异,LREE从氧化带到过渡带含量逐步降低,HREE由氧化带到过渡带趋于富集; δCe 由氧化带到过渡带随氧化作用的减弱降低, δEu 则逐步升高,呈现与表生风化作用相同的变化规律,较好地指示了层间氧化带中氧化—还原环境的变化。虽然稀土元素存在一定的迁移变化,但没有中亚砂岩铀矿床出现的REE显著迁移、高度富集现象。

关键词:层间氧化带;砂岩型铀矿;稀土元素

层间氧化带砂岩型铀矿床是指地表及浅部氧化带中具有氧化性质的地下水,沿着可渗透的砂(砾)岩承压含水层向下迁移,并在沿途发生强烈的层间氧化和铀的淋滤作用,而在层间氧化—还原界面附近沉淀富集形成的一类铀矿床。层间氧化带一般研究者依据岩石特征矿物(褐铁矿、赤铁矿、黄铁矿等)、颜色和在剖面中的相对位置等宏观特征沿地下水渗流方向由浅到深分为氧化带、弱氧化带、过渡带(氧化还原过渡带)和还原带(原生带)四个带。氧化带发育大量褐铁矿、赤铁矿,色调呈较深的褐黄色、黄色或者粉红色;弱氧化带发育黄色或红色斑点的褐铁矿、赤铁矿;过渡带呈深灰色,出现黄铁矿;还原带保持原岩结构、物质成分和原生灰色。

由于该类型铀矿可采用原地浸出工艺进行开采,具有成本低和环境污染少的双重优点而广受世界铀矿业界的青睐,也是我国近20年来大力寻找和开发的主攻类型之一。

由于稀土元素的化学性质非常相近,它们在地质作用过程中往往作为一个整体进行运移,且其地球化学行为具有一定的可预见性,故稀土元素在地质学上的应用非常广泛。目前稀土元素地球化学已经成为成矿、成岩研究中的重要手段,它不仅可反映

矿质和流体来源,而且可示踪流体活动踪迹和成岩、成矿作用(毕献武等,1998;倪师军等,1998,1999;滕彦国等,1999);近些年来低温成矿作用日益受到重视,其中关于稀土元素在沉积作用、化学风化和自然环境变迁中的变化引起地球化学研究者的广泛关注,研究表明在外生地质作用、低温、低压、开放体系等条件下,稀土元素也可产生分馏,呈现出规律性变化(刘小薇,1995;涂光炽,1998;杨守业等,1999;鲁洪波等,1999;邵磊,2000;王中良等,2000)。

目前国内外对层间氧化带砂岩型铀矿床中的稀土元素分布规律研究甚少(王果等,2000),本文试图以我国典型的层间氧化带砂岩型铀矿床产出盆地——新疆的伊犁、吐哈盆地(即吐鲁番—哈密盆地)为代表,对其稀土元素分布特征及其变化规律进行系统的研究,以期深化此类铀矿床成矿作用的研究。

为了克服仅用稀土元素含量比较研究的简单化,一些学者引入了元素迁移位^①参数,以求量化研究稀土元素的迁移变化规律。元素的迁移位是指在具稀溶液性质的天然体系中,在两种状态下,某一种元素质量的传递能力,简称迁移位(刘峰等,2004)。其物理意义指同一种元素(例如La),在同

注:本文为国家科技部305科技攻关项目(编号2001BA609A-07-13)的成果。

收稿日期:2006-10-22;改回日期:2007-04-16;责任编辑:章雨旭。

作者简介:陈友良,男,1965年生。现为核工业280研究所研究员级高级工程师,成都理工大学博士研究生。主要从事铀与多金属的成矿规律与预测研究。通讯地址:618300,四川省广汉市205信箱;电话:0838-5105867;Email:youliang280@yahoo.com.cn。

一地质体系两种状态(状态1和状态2)中丰位之差,它反映了某一地质过程同一地质体系中元素迁移(富集和亏损)的能力(方向和强度)。但鉴于该方法尚未普遍采用,本文仍采用传统的方法进行探讨。

吐哈盆地和伊犁盆地均为天山褶皱造山带中的大型山间陆相盆地(袁明生,2000),盆地盖层主要发育中一下侏罗统水西沟群西山窑组含煤碎屑岩,在其中的松散、渗透性砂岩中普遍发育了层间氧化带,在其氧化—还原过渡带前锋线产有层间氧化带砂岩型铀矿。

1 样品的采集与分析方法

1.1 样品的采集与处理

样品采集之前,系统了解了研究区的铀矿化特征、勘探线的分布及其钻孔的施工情况。以揭露比较充分的勘探线剖面为目标,对备选的勘探线剖面到现场以及岩心库逐个查对,最终确定符合研究要求的钻孔剖面。钻孔岩心样品的采集按照层间氧化带发育方向布设样品,从氧化带、氧化—还原过渡带到原生岩石带,尽可能保证不同地球化学作用带均有足够的样品,且分布在同一层位中,分带主要依据前述岩石颜色、特征矿物确定。

样品采集中尽量避免采到钻进时泥浆污染的岩心。采样时先用刮刀或钢锯条刮去岩心表面的泥皮,再分别用布质样品袋装好,带回实验室分析。

层间氧化带作用过程中,主要变化发生在岩石填隙物中,为更准确地研究其地球化学变化规律着意分离出砂岩的填隙物。在样品分离中为防止外来铁的混入,碎样采取人工木锤粗碎,人工木锤粗碎加轻轻研磨后手工筛分粗碎屑和填隙物,同一个样品全岩和填隙物配套分别送样分析。

1.2 样品分析

由南京大学内生金属矿床国家重点实验室在德国菲尼根质谱公司产 Finnigan Mat Element 型质谱仪上,采用 HNO_3 —HF 法和国际标准实验室(GBPG-1 和 OU-6)标准测定,相对误差 $\leq 10\%$ 。

伊犁盆地砂岩及其填隙物分别分析 46 个和 44 个样品,吐哈盆地砂岩及其填隙物各分析 53 个样品,两盆地共分析得到 196 组结果(表 1,表 2)。

2 成矿层间氧化带砂岩稀土元素总体特征

表 3 反映了伊犁盆地层间氧化带不同分带的砂岩及其填隙物稀土元素含量,由表 3 可知,伊犁盆地

层间氧化带中砂岩比相应的填隙物的 LREE 和 MREE 除 Eu 元素外其含量明显高,而填隙物的 Eu 和 HREE 元素含量比相对砂岩略高,导致砂岩比其填隙物的 REE、LREE、MREE、LREE/HREE 分别高出 $39.92 \times 10^{-6} \sim 60.26 \times 10^{-6}$ 、 $38.43 \times 10^{-6} \sim 57.27 \times 10^{-6}$ 、 $2.34 \times 10^{-6} \sim 3.55 \times 10^{-6}$ 和 $4.78 \sim 7.53$,而 HREE 低出 $0.55 \times 10^{-6} \sim 1.91 \times 10^{-6}$;但砂岩和填隙物各自稀土元素含量变化均很小,说明砂岩沉积时物源一致;在北美页岩标准化分布图上砂岩和填隙物稀土元素分布曲线形态各自一致(图 1),总体相互分离,相对而言砂岩稀土元素分布曲线与沉积碎屑岩相似为右斜式,相对北美页岩呈 LREE 富集,HREE 亏损,Eu 元素出现明显负异常。

填隙物稀土元素分布曲线总体近于水平,轻、重稀土分异不明显,Nd、Tb、Dy 出现较大的亏损。砂岩与其填隙物相比,砂岩的 LREE 富集更明显,而填隙物的 MREE 和 HREE 相对富集,说明 LREE、MREE 和 HREE 在粗碎屑和细碎屑中的含量和后期变化不同,其地球化学性状不同。含矿层砂岩中粗碎屑在成岩期和后生层间氧化作用中主要表现为发生了以长石等矿物的水解和氧化,使 LREE 明显地富集,HREE 亏损(Nesbitt,1984)。而填隙物以粘土矿物等细碎屑为主,粘土矿物的 LREE 与流体更易发生作用,对 LREE 的淋滤溶蚀占主导地位。填隙物中稀土元素含量低,LREE 明显降低,HREE 与砂岩相当。可能原因一是填隙物含较多的石英细颗粒,对填隙物的稀土元素产生“稀释效应”;二是填隙物中其他细粒矿物和岩屑更易与流体发生水—岩作用,遭受强烈的溶蚀水解作用,使得填隙物比砂岩 LREE 易被流体大量淋蚀而亏损。

3 稀土元素在层间氧化带中的迁移变化规律

不同氧化带分带的砂岩和填隙物在稀土元素总含量略有降低的背景下,稀土元素呈现出一定的变化规律(表 3,图 1)。LREE 元素和 MREE 的 Sm 元素的含量从氧化带、弱氧化带、过渡带到原生还原带含量逐步微弱降低,部分元素在过渡带或还原带出现很小幅度的反复;MREE 和 HREE 元素由强氧化带到弱氧化带含量降低,但到过渡带又高于氧化带含量,在过渡带出现最大值,结果导致 ΣREE 、LREE、MREE、HREE 发生相应变化,LREE 在氧化作用下呈现较明显富集的规律,说明 LREE 元素在层间氧化作用中反应灵敏具在氧化带富集的特

点, HREE 有从氧化带、弱氧化带迁出, 然后进入到成矿流体(地下水), 再在过渡带富集沉淀的特征。

在还原带标准化分布型式图(图 2)上, 更能直观看出砂岩及其填隙物稀土元素分布较北美页岩标准化分布零散, 说明层间氧化带砂岩相对未氧化原

岩遭受了改造作用, 使其稀土元素发生了迁移分异。从氧化带到过渡带砂岩的 LREE 和 MREE 均有不同程度富集, 多数 LREE 元素在由氧化带到过渡带随氧化性质减弱富集程度减弱; HREE 元素总体亏损, 在弱氧化带微弱富集; 填隙物 HREE 相对

表 1 伊犁盆地砂岩和矿石稀土元素含量 ($\times 10^{-6}$)

Table 1 REE contents ($\times 10^{-6}$) of sandstone and ores in the Ili basin

勘探线/分带	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
381/ 氧化带砂岩	Y024	53.11	88.48	10.92	41.71	7.70	0.98	6.29	0.79	4.59	0.90	2.47	0.35	2.18	0.33
	Y025	42.76	85.97	8.49	30.77	6.14	0.69	4.80	0.60	3.54	0.70	1.92	0.28	1.73	0.25
	Y026	45.63	91.12	8.85	36.54	6.77	0.75	5.31	0.65	3.97	0.76	2.19	0.32	2.01	0.31
	Y027	48.78	91.67	9.90	39.62	7.50	0.82	5.50	0.66	4.01	0.79	2.21	0.32	1.96	0.29
	Y028A	2.66	5.54	0.78	3.07	0.73	0.14	0.62	0.08	0.60	0.14	0.44	0.07	0.44	0.09
	Y029	42.11	81.50	8.62	34.11	6.60	0.81	5.08	0.64	3.62	0.69	2.03	0.29	1.77	0.26
	Y023	42.31	86.08	8.83	34.66	6.58	0.81	5.18	0.64	4.04	0.78	2.25	0.32	1.93	0.29
	Y038	31.07	62.93	6.34	24.68	5.04	0.65	4.11	0.52	3.05	0.65	1.93	0.28	1.73	0.26
	Y039	39.67	59.28	7.84	32.02	6.05	0.80	5.03	0.64	3.98	0.82	2.39	0.35	2.17	0.33
Y040	53.38	100.69	10.46	41.49	7.90	0.81	5.92	0.76	4.52	0.93	2.69	0.40	2.47	0.36	
381/ 弱氧化带砂岩	Y042	40.78	78.71	7.93	31.45	5.97	0.74	4.62	0.58	3.41	0.68	1.92	0.28	1.81	0.27
	Y006	43.23	83.60	8.54	36.11	6.63	0.71	4.87	0.59	3.59	0.70	1.93	0.27	1.67	0.24
	Y007	1.37	4.78	0.49	1.95	0.40	0.09	0.44	0.06	0.46	0.11	0.37	0.05	0.39	0.07
381/ 过渡带砂岩	Y015	39.32	77.23	8.04	30.93	6.11	0.86	4.87	0.67	4.25	0.90	2.64	0.40	2.47	0.37
	Y016	42.42	80.96	8.51	33.99	6.25	0.91	5.13	0.64	4.05	0.80	2.32	0.31	1.85	0.29
	Y010	42.16	83.07	8.60	32.99	6.44	0.80	4.76	0.61	3.53	0.71	1.99	0.30	1.72	0.25
	Y011	37.13	73.01	7.54	30.42	5.75	0.81	4.54	0.57	3.35	0.69	1.95	0.27	1.74	0.26
	Y012	44.54	88.74	8.91	35.35	6.62	0.89	5.21	0.67	3.90	0.77	2.21	0.32	2.01	0.30
381/还原带 砂岩	Y013	45.10	84.70	9.34	37.60	6.53	0.86	5.45	0.71	4.15	0.82	2.34	0.33	2.07	0.31
365/ 氧化带砂岩	Y056	39.12	74.28	7.90	31.38	5.93	0.79	4.50	0.56	3.33	0.67	1.92	0.28	1.67	0.25
	Y057	47.83	90.04	9.20	36.73	6.78	0.77	5.22	0.60	3.55	0.70	1.89	0.26	1.69	0.23
	Y036	46.45	86.23	9.05	37.29	7.12	0.87	5.61	0.66	3.84	0.75	2.04	0.30	1.77	0.26
	Y037	44.07	88.41	10.02	38.10	7.26	0.89	5.85	0.67	4.11	0.81	2.24	0.33	2.04	0.28
	Y044	45.92	90.80	10.27	39.71	7.87	0.96	6.31	0.70	4.20	0.82	2.16	0.32	1.88	0.25
	Y045	35.37	70.16	8.32	31.57	6.63	0.86	5.44	0.62	3.83	0.77	2.13	0.31	1.96	0.28
365/ 弱氧化带砂岩	Y050	41.72	85.16	9.51	37.07	7.03	1.11	6.07	0.73	4.83	1.01	2.96	0.45	2.87	0.46
	Y051	42.38	84.02	9.52	36.62	6.90	0.96	6.07	0.70	4.50	0.91	2.56	0.37	2.27	0.33
365/ 过渡带砂岩	Y034	45.77	92.92	9.46	37.43	7.05	0.84	5.44	0.66	3.90	0.74	2.23	0.33	1.96	0.30
	Y035	30.96	63.45	6.31	25.20	4.86	0.57	3.90	0.54	3.46	0.73	2.16	0.31	1.99	0.29
	Y030	40.39	80.30	8.73	33.20	6.27	0.82	5.21	0.57	3.62	0.75	1.99	0.29	1.83	0.25
	Y031	43.08	80.88	9.75	36.99	7.26	0.92	5.69	0.65	4.12	0.80	2.15	0.29	1.88	0.26
	Y052	42.03	82.78	9.22	34.98	6.61	0.85	5.51	0.60	3.69	0.71	1.94	0.28	1.83	0.25
	Y054	40.06	82.37	9.20	36.02	6.75	1.01	5.85	0.67	4.24	0.84	2.51	0.37	2.38	0.34
	Y055	46.04	92.74	10.38	39.19	7.63	1.00	6.27	0.75	4.71	0.94	2.69	0.39	2.46	0.36
	Y046	47.92	94.51	10.48	40.91	7.90	0.98	6.31	0.70	4.20	0.84	2.27	0.31	1.93	0.29
	Y047	46.19	93.72	10.17	40.37	7.80	1.00	6.48	0.73	4.46	0.85	2.24	0.31	2.06	0.28
	Y048	36.30	72.75	8.39	32.44	6.37	1.00	5.33	0.61	3.86	0.80	2.22	0.33	1.98	0.28
	Y001	47.33	89.97	10.56	39.97	7.73	1.20	7.04	0.83	5.28	1.10	3.04	0.43	2.80	0.39
	Y003	40.21	81.89	8.82	32.44	6.25	0.93	5.00	0.63	3.69	0.73	2.05	0.29	1.85	0.30
	365/还原带 砂岩	Y060	41.76	82.65	9.13	34.15	6.58	0.91	5.38	0.68	4.13	0.82	2.35	0.34	2.02
Y061		38.09	77.82	8.46	31.51	5.65	0.77	4.60	0.56	3.39	0.68	1.92	0.28	1.79	0.27
Y022		34.68	70.31	8.00	29.50	5.61	1.05	5.05	0.66	4.31	0.94	2.73	0.39	2.57	0.40
Y058		38.05	75.24	8.52	31.97	6.35	0.87	5.30	0.61	3.91	0.79	2.20	0.32	1.98	0.30
Y059		42.57	85.06	9.66	36.30	7.09	0.90	5.75	0.71	4.59	0.95	2.59	0.38	2.36	0.34

续表 1

勘探线/分带	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
381/ 氧化带填隙物	YTX024	32.26	70.90	7.48	27.89	5.15	1.05	4.78	0.66	4.16	0.99	2.92	0.45	3.09	0.52
	YTOX25	24.27	54.53	5.76	21.40	3.98	0.91	3.96	0.56	3.77	0.80	2.36	0.36	2.38	0.38
	YTX026	26.48	63.34	5.73	20.88	3.86	0.82	3.62	0.50	3.53	0.78	2.48	0.40	2.80	0.4
	YTX027	25.96	56.58	6.07	22.06	4.21	0.95	3.90	0.52	3.61	0.78	2.36	0.37	2.50	0.4
	YTX028A	35.50	72.43	8.34	31.37	6.07	1.24	5.89	0.72	4.61	0.95	2.65	0.38	2.52	0.38
	YTX029	25.14	59.51	5.92	22.28	4.27	0.99	4.25	0.55	3.88	0.87	2.52	0.40	2.69	0.39
	YTX023	25.52	65.06	6.22	23.64	4.51	1.05	4.42	0.55	3.72	0.82	2.41	0.37	2.45	0.37
	YTX038	19.10	50.78	4.74	17.87	3.77	0.83	3.83	0.49	3.38	0.77	2.34	0.35	2.32	0.36
	YTX039	35.70	76.51	8.15	31.01	5.69	1.32	5.78	0.77	5.39	1.17	3.50	0.51	3.41	0.51
	YTX040	22.87	45.00	4.88	18.89	3.66	0.86	3.61	0.47	3.46	0.77	2.26	0.36	2.35	0.39
YTX041	24.22	51.22	5.26	19.97	3.94	0.90	3.93	0.54	3.65	0.79	2.36	0.35	2.32	0.35	
381/弱氧化带 填隙物	YTX042	25.42	56.16	5.75	21.67	4.11	0.94	3.73	0.49	3.35	0.71	2.21	0.33	2.09	0.33
	YTX005	21.26	44.42	4.78	18.57	3.77	0.97	3.99	0.57	4.08	0.93	2.83	0.42	2.59	0.41
	YTX006	23.94	48.69	5.05	18.74	3.53	0.81	3.26	0.42	2.87	0.63	1.94	0.27	1.86	0.30
YTX007	25.49	52.00	5.58	21.56	4.19	1.06	4.00	0.56	3.82	0.83	2.41	0.37	2.35	0.35	
381/ 过渡带填隙物	YTX015	28.27	59.42	6.23	23.26	4.43	0.99	4.17	0.57	3.90	0.87	2.63	0.41	2.64	0.44
	YTX016	27.98	56.45	5.91	22.81	4.47	1.02	4.47	0.63	4.33	0.97	2.84	0.40	2.50	0.39
	YTX010	26.07	53.78	5.29	20.90	4.05	0.93	3.75	0.48	3.38	0.75	2.21	0.34	2.24	0.32
	YTX011	13.25	20.54	2.92	11.09	2.07	0.49	1.98	0.26	1.78	0.39	1.23	0.19	1.28	0.20
	YTX012	28.97	59.35	6.17	22.95	4.37	1.05	4.55	0.59	4.16	0.94	2.80	0.43	2.73	0.41
381/还原带 填隙物	YTX013	31.89	64.58	6.73	25.98	4.91	1.09	4.74	0.62	4.21	0.90	2.75	0.43	2.92	0.44
365/ 氧化带填隙物	YTX056	30.58	65.40	6.43	24.23	4.54	1.01	4.23	0.57	3.86	0.83	2.41	0.36	2.36	0.38
	YTX057	30.41	63.53	6.39	24.60	4.49	1.00	3.93	0.49	3.33	0.71	2.05	0.31	2.02	0.31
	YTX036	29.51	59.91	6.15	23.60	4.37	0.96	4.08	0.51	3.54	0.71	2.19	0.34	2.23	0.36
	YTX037	27.07	57.56	5.65	21.53	4.00	0.93	4.02	0.51	3.59	0.77	2.29	0.35	2.30	0.35
	YTX044	33.59	69.40	7.09	26.54	5.57	1.20	6.30	1.03	7.80	1.88	5.70	0.86	5.54	0.81
	YTX045	34.75	70.76	7.03	26.69	5.14	1.08	4.78	0.64	4.03	0.86	2.54	0.38	2.57	0.39
365/弱氧化带 填隙物	YTX050	35.51	75.28	7.53	28.90	5.62	1.11	5.65	0.77	5.58	1.26	3.77	0.58	3.94	0.61
	YTX051	34.11	68.90	6.82	25.89	4.83	1.11	4.75	0.62	4.07	0.85	2.51	0.37	2.39	0.37
365/过渡带 填隙物	YTX034	34.51	72.40	7.23	27.11	4.93	1.06	4.51	0.59	3.91	0.84	2.58	0.38	2.49	0.38
	YTX035	15.58	35.72	3.43	13.36	2.75	0.68	2.75	0.39	2.63	0.58	1.74	0.27	1.67	0.28
	YTX030	29.97	62.43	5.99	23.19	4.54	0.95	4.25	0.52	3.28	0.67	1.97	0.30	1.88	0.30
	YTX031	32.23	65.81	6.77	25.82	4.85	1.11	4.37	0.54	3.47	0.73	2.15	0.31	2.04	0.31
	YTX052	33.72	69.21	7.23	27.26	5.32	1.18	4.82	0.62	4.05	0.86	2.52	0.36	2.33	0.34
	YTX054	45.33	84.33	9.24	35.54	7.10	1.46	8.01	1.31	10.21	2.42	7.74	1.25	8.38	1.25
	YTX055	36.21	73.72	7.66	29.12	5.60	1.16	5.28	0.69	4.59	0.97	2.82	0.43	2.87	0.44
	YTX046	30.27	63.77	6.31	23.71	4.52	1.02	4.13	0.55	3.48	0.74	2.10	0.33	2.10	0.31
	YTX047	29.22	61.90	6.48	24.84	4.98	1.12	5.30	0.75	5.37	1.21	3.68	0.55	3.46	0.51
	YTX048	38.16	72.06	7.77	29.09	5.52	1.20	5.23	0.67	4.31	0.89	2.60	0.40	2.52	0.40
	YTX001	37.73	72.19	7.60	29.42	5.64	1.29	5.45	0.72	4.84	1.07	3.09	0.48	3.09	0.48
YTX003	38.09	77.17	7.71	29.67	5.48	1.22	5.32	0.71	4.65	0.97	2.79	0.44	2.75	0.42	
365/还原带 填隙物	YTX060	30.95	63.35	6.54	25.15	4.72	1.08	4.62	0.59	3.81	0.82	2.39	0.36	2.31	0.36
	YTX061	23.34	47.24	4.94	18.76	3.62	0.84	3.48	0.48	3.32	0.74	2.27	0.34	2.25	0.38
	YTX022	32.27	63.27	6.53	25.79	4.78	1.10	4.84	0.65	4.60	1.02	3.10	0.47	3.03	0.47
	YTX058	30.35	61.11	6.40	23.66	4.57	1.04	4.59	0.61	4.25	0.90	2.65	0.40	2.53	0.38
	YTX059	34.59	71.44	7.26	27.44	5.14	1.14	4.70	0.60	4.10	0.88	2.59	0.37	2.44	0.38

LREE 富集。值得指出的是 Eu 普遍呈负异常,且有从氧化带到过渡带亏损增强的趋势。

对吐哈盆地层间氧化带砂岩稀土元素的统计和分析也有类似的特征和结论(表 4,图 3、4)。

伊犁盆地与吐哈盆地相比,伊犁盆地砂岩的稀土元素含量比吐哈盆地稍高,可能反映了原岩稀土元素存在差异,但其填隙物稀土元素含量又比吐哈盆地低,导致伊犁盆地砂岩比相应填隙物稀土元素

表 2 吐哈盆地砂岩和矿石稀土元素含量($\times 10^{-6}$)
Table 2 REE contents ($\times 10^{-6}$) of sandstone and ores in the Turpan—Hami basin

勘探线/分带	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
39/氧化带 砂岩	T025	43.48	85.90	9.11	35.50	6.40	0.90	4.47	0.50	3.01	0.61	1.73	0.24	1.54	0.24
	T026	58.10	114.41	11.55	42.05	7.60	0.90	5.93	0.66	4.01	0.74	2.02	0.28	1.81	0.26
	T027	34.70	68.65	7.06	26.58	5.13	0.81	3.86	0.47	2.96	0.58	1.64	0.22	1.52	0.21
	T019	49.16	98.24	10.03	38.06	7.11	0.90	5.07	0.59	3.58	0.66	1.85	0.24	1.63	0.24
	T003	37.46	73.68	7.79	29.26	5.29	0.77	3.73	0.44	2.84	0.54	1.51	0.21	1.44	0.21
	T005	44.63	90.82	9.23	34.06	6.43	0.83	4.69	0.58	3.46	0.66	1.92	0.26	1.71	0.25
	T084	50.45	99.89	10.26	38.04	7.11	1.15	5.61	0.72	4.34	0.85	2.39	0.33	2.17	0.31
	T090	46.05	90.40	9.30	34.75	6.70	0.80	4.62	0.56	3.33	0.64	1.85	0.28	1.78	0.24
	T088	35.72	72.61	7.54	27.81	5.14	0.73	3.75	0.46	2.86	0.55	1.57	0.22	1.43	0.23
	T022	37.97	77.39	7.80	29.40	5.30	0.75	4.00	0.47	2.87	0.58	1.61	0.21	1.41	0.22
	T023	31.63	64.35	6.68	24.66	4.60	0.63	3.40	0.41	2.55	0.50	1.49	0.21	1.39	0.21
39/过渡带 砂岩	T018	46.99	93.36	9.28	33.79	6.18	0.75	4.64	0.56	3.42	0.66	1.97	0.28	1.90	0.28
	T002	35.92	69.43	7.11	26.07	4.98	0.64	3.51	0.42	2.55	0.51	1.50	0.20	1.32	0.22
	T085	36.27	74.36	7.49	28.15	5.38	0.76	3.91	0.46	2.95	0.58	1.63	0.23	1.59	0.23
	T086	51.33	101.28	10.28	38.08	6.70	0.85	4.86	0.57	3.45	0.65	1.85	0.27	1.71	0.27
	T089	42.10	84.14	8.68	32.12	5.98	0.89	4.34	0.50	3.16	0.58	1.61	0.22	1.52	0.22
	T091	32.00	63.82	6.44	23.25	4.51	0.70	3.34	0.42	2.54	0.50	1.49	0.21	1.41	0.22
	T092	45.77	87.28	9.43	35.31	6.44	0.85	4.77	0.56	3.31	0.64	1.72	0.26	1.69	0.23
	T024	38.93	75.36	7.91	29.42	5.46	0.75	4.00	0.48	2.95	0.55	1.61	0.22	1.45	0.21
	T012	38.97	80.94	8.17	30.17	5.66	0.67	4.19	0.49	3.09	0.59	1.68	0.23	1.45	0.23
	T013	38.80	81.92	8.20	30.52	5.67	0.79	4.28	0.50	3.29	0.62	1.71	0.25	1.49	0.24
	T029	37.60	81.62	7.64	29.34	5.53	0.78	4.28	0.51	3.17	0.63	1.74	0.25	1.58	0.25
37/氧化带 砂岩	T031	47.62	96.10	9.47	35.37	6.84	0.73	5.09	0.62	4.13	0.80	2.21	0.36	1.94	0.30
	T033	37.05	76.54	7.20	27.57	5.34	0.73	3.94	0.47	3.10	0.62	1.69	0.25	1.54	0.25
	T035	39.03	80.70	7.97	29.30	5.45	0.72	4.20	0.52	3.22	0.64	1.84	0.27	1.64	0.25
	T036	46.61	97.77	9.66	35.29	6.81	0.75	4.75	0.57	3.42	0.65	1.87	0.27	1.66	0.25
	T046	34.82	73.35	7.29	26.69	5.01	0.75	4.10	0.49	3.29	0.69	1.98	0.29	1.77	0.26
	T056	47.68	97.53	9.64	36.87	6.94	0.81	5.35	0.67	4.18	0.86	2.51	0.37	2.34	0.37
	T057	32.98	68.50	6.86	25.37	4.63	0.72	3.53	0.43	2.66	0.51	1.49	0.21	1.28	0.20
	T047	37.10	76.10	7.33	28.29	5.29	0.71	4.23	0.52	3.28	0.69	1.96	0.29	1.83	0.29
	T048	48.85	99.99	10.02	37.82	7.03	0.82	5.13	0.62	3.66	0.72	1.95	0.28	1.68	0.26
	T063	40.96	79.59	7.78	33.80	6.22	0.68	4.65	0.58	3.34	0.68	1.84	0.26	1.68	0.23
	T065	28.54	58.83	6.65	24.48	4.52	0.73	3.84	0.53	3.17	0.69	1.90	0.28	1.84	0.27
37/弱氧化带 砂岩	T040	40.79	86.32	8.24	30.69	6.03	0.56	4.41	0.53	3.02	0.61	1.79	0.24	1.48	0.23
	T041	31.09	66.02	6.47	23.11	4.25	0.85	3.36	0.42	2.79	0.60	1.81	0.28	1.69	0.28
	T043	39.54	80.69	8.09	29.25	5.44	0.67	3.91	0.51	2.94	0.59	1.62	0.25	1.52	0.25
	T045	44.28	94.17	9.36	34.83	6.78	0.90	5.27	0.65	4.46	0.90	2.67	0.42	2.55	0.39
37/过渡带 砂岩	T037	38.90	83.68	8.01	30.27	5.22	0.72	4.14	0.48	3.19	0.62	1.78	0.26	1.66	0.27
	T039	49.67	95.26	9.02	34.86	6.68	0.84	4.85	0.54	3.38	0.66	1.73	0.26	1.53	0.24
	T054	38.87	79.29	7.82	28.45	5.50	0.68	3.98	0.48	3.24	0.64	1.83	0.27	1.61	0.25
	T058	30.31	60.07	6.89	25.31	4.59	0.69	3.76	0.49	2.92	0.61	1.68	0.24	1.56	0.23
	T059	39.44	76.10	8.63	32.00	5.85	0.61	4.29	0.55	2.99	0.60	1.63	0.23	1.48	0.20
	T061	36.44	70.19	8.05	29.96	5.42	0.74	4.33	0.58	3.40	0.73	2.06	0.31	2.12	0.31
	T062	34.36	66.62	7.54	27.57	5.05	0.68	3.94	0.50	2.90	0.61	1.63	0.24	1.51	0.22
	T064	29.25	58.87	6.68	25.20	4.52	0.70	3.68	0.48	2.85	0.60	1.67	0.24	1.56	0.23
	T066	38.97	74.35	8.58	31.62	5.88	0.72	4.50	0.57	3.28	0.66	1.82	0.27	1.73	0.25
	T068	36.26	72.48	8.20	30.14	5.49	0.85	4.33	0.55	3.05	0.62	1.74	0.25	1.62	0.24
	T071	30.91	62.18	6.97	25.63	4.68	0.65	3.70	0.47	2.76	0.57	1.57	0.23	1.47	0.21
37/还原带 砂岩	T050	35.56	73.65	7.71	28.86	5.57	0.86	4.25	0.54	3.44	0.73	2.08	0.31	1.85	0.29
	T073	42.20	82.27	8.98	34.62	6.46	0.75	4.87	0.61	3.38	0.68	1.78	0.26	1.63	0.23
	T053	40.67	77.79	8.52	32.39	6.00	0.80	4.81	0.65	3.93	0.85	2.36	0.34	2.22	0.32
	T051	27.06	53.84	5.98	22.22	4.21	0.63	3.30	0.43	2.52	0.52	1.40	0.20	1.29	0.18
	T082	42.96	83.65	8.78	35.87	6.97	1.02	5.74	0.79	4.69	0.97	2.61	0.38	2.43	0.34

续表 2

勘探线/分带	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
39/氧化带 填隙物	XT025	41.66	80.11	8.76	33.97	5.90	1.19	5.20	0.70	4.14	0.91	2.54	0.39	2.56	0.38
	XT026	43.25	85.66	9.27	34.54	6.20	1.25	5.20	0.71	4.29	0.95	2.75	0.42	2.79	0.41
	XT027	24.55	50.80	5.88	21.57	3.99	0.94	3.83	0.55	3.48	0.76	2.15	0.32	2.14	0.32
	XT019	40.95	81.64	8.74	33.44	5.56	1.17	4.82	0.60	3.72	0.77	2.05	0.33	2.06	0.31
	XT003	26.47	49.02	5.52	19.57	3.53	0.90	3.44	0.38	2.49	0.51	1.52	0.22	1.43	0.22
	XT005	31.84	63.70	6.36	22.40	3.97	0.90	3.81	0.44	2.84	0.59	1.72	0.25	1.65	0.25
	XT084	55.28	97.08	10.44	37.16	6.68	1.46	7.16	0.80	5.21	1.10	3.17	0.47	2.98	0.46
	XT090	34.78	70.29	7.05	24.12	4.11	0.92	4.01	0.43	2.64	0.55	1.62	0.24	1.52	0.23
	XT088	28.88	59.97	6.15	21.43	3.74	0.89	3.60	0.39	2.61	0.53	1.62	0.23	1.49	0.24
	XT022	24.42	51.72	5.11	17.88	3.14	0.86	3.23	0.34	2.29	0.46	1.36	0.21	1.34	0.20
	XT023	25.46	51.08	4.94	17.54	3.10	0.75	3.01	0.34	2.17	0.44	1.34	0.20	1.32	0.20
39/过渡带 填隙物	XT018	42.99	79.84	8.64	31.03	5.28	0.89	4.41	0.58	3.52	0.75	2.20	0.34	2.35	0.36
	XT002	30.20	58.32	6.54	22.97	4.02	0.82	3.54	0.49	3.09	0.70	1.95	0.30	2.10	0.31
	XT085	26.61	55.94	5.56	19.54	3.46	0.92	3.43	0.39	2.51	0.53	1.63	0.23	1.52	0.24
	XT086	42.44	89.21	8.42	29.02	5.04	1.04	5.05	0.56	3.74	0.81	2.54	0.38	2.48	0.40
	XT089	37.26	67.57	7.16	25.09	4.39	1.03	4.12	0.48	2.90	0.60	1.77	0.27	1.74	0.28
	XT091	26.81	52.27	5.48	19.24	3.38	0.82	3.36	0.38	2.40	0.53	1.58	0.23	1.54	0.24
	XT092	31.40	63.43	6.29	22.40	3.80	0.93	3.71	0.43	2.70	0.56	1.68	0.27	1.74	0.27
	XT024	28.91	58.93	5.83	20.19	3.65	0.88	3.82	0.41	2.60	0.53	1.65	0.24	1.58	0.25
	XT012	23.02	47.55	4.79	17.02	2.91	0.79	3.02	0.33	2.23	0.46	1.41	0.20	1.35	0.21
	XT013	33.61	72.48	6.94	24.29	4.20	1.06	4.08	0.44	2.68	0.52	1.56	0.23	1.52	0.24
	XT029	28.43	59.64	5.79	20.37	3.64	0.92	3.57	0.41	2.55	0.53	1.62	0.23	1.51	0.25
37/氧化带 填隙物	XT031	34.09	69.22	6.85	23.78	4.17	1.01	4.02	0.44	2.88	0.57	1.72	0.25	1.59	0.25
	XT033	30.28	60.33	6.06	21.55	3.69	0.94	3.67	0.40	2.61	0.55	1.58	0.24	1.47	0.24
	XT035	28.68	57.39	5.50	19.97	3.47	0.90	3.63	0.41	2.74	0.56	1.75	0.26	1.63	0.26
	XT036	32.89	67.00	6.68	23.32	4.00	0.90	3.83	0.43	2.72	0.56	1.67	0.25	1.57	0.26
	XT046	30.93	63.19	6.16	21.67	3.91	0.95	3.80	0.44	2.90	0.59	1.79	0.26	1.70	0.26
	XT056	38.63	84.07	8.14	29.31	5.38	1.04	4.80	0.57	3.52	0.71	2.05	0.30	1.85	0.29
	XT057	31.96	65.83	6.52	23.86	4.29	1.06	4.06	0.45	2.91	0.60	1.76	0.25	1.69	0.27
	XT047	38.61	81.08	7.89	27.70	5.09	1.08	4.94	0.59	3.92	0.80	2.41	0.35	2.33	0.36
	XT048	36.50	74.29	7.06	26.15	4.86	1.13	4.67	0.54	3.37	0.68	2.03	0.29	1.81	0.29
	XT063	31.16	65.06	6.29	22.50	4.08	0.90	3.77	0.43	2.74	0.56	1.70	0.24	1.51	0.24
	XT065	26.56	57.80	5.50	19.54	3.55	0.85	3.48	0.40	2.57	0.54	1.62	0.24	1.52	0.25
37/弱氧化带 填隙物	XT040	21.48	42.46	4.06	14.48	2.68	0.70	3.04	0.35	2.25	0.47	1.44	0.22	1.35	0.20
	XT041	32.42	71.14	6.56	22.84	3.93	1.30	4.49	0.43	2.92	0.61	1.83	0.27	1.68	0.27
	XT043	36.05	74.03	7.08	24.44	4.29	0.91	4.28	0.50	3.29	0.68	2.04	0.31	2.05	0.33
	XT045	43.47	92.71	8.84	30.97	5.69	1.13	5.67	0.70	4.72	1.01	3.06	0.46	2.98	0.47
37/过渡带 填隙物	XT037	50.06	98.49	9.59	32.87	5.44	1.01	5.14	0.54	3.19	0.65	1.94	0.28	1.88	0.30
	XT039	18.10	28.16	3.33	12.01	2.10	0.50	1.97	0.21	1.40	0.29	0.92	0.13	0.88	0.14
	XT054	31.05	60.60	5.76	20.79	3.63	0.92	4.27	0.44	3.05	0.65	1.99	0.30	1.89	0.30
	XT058	27.79	59.05	5.75	20.87	3.83	0.98	3.91	0.47	3.09	0.67	2.15	0.31	1.93	0.32
	XT059	28.70	61.42	5.93	21.07	3.89	0.84	3.88	0.46	3.20	0.69	2.09	0.32	2.00	0.31
	XT061	38.63	79.87	7.85	27.88	5.03	1.08	4.66	0.58	3.86	0.81	2.51	0.38	2.52	0.42
	XT062	30.90	62.94	6.11	21.88	3.89	0.92	3.74	0.38	2.42	0.49	1.50	0.22	1.40	0.23
	XT064	31.93	68.14	6.49	24.30	4.51	0.87	4.19	0.50	3.00	0.61	1.77	0.26	1.70	0.27
	XT066	40.10	85.26	8.59	32.12	5.91	1.11	5.04	0.54	3.22	0.65	2.03	0.31	1.94	0.32
	XT068	41.71	88.43	8.47	30.21	5.63	1.36	4.92	0.58	3.60	0.73	2.21	0.31	2.15	0.33
	XT071	26.13	52.66	5.83	21.54	3.93	0.83	3.56	0.43	2.76	0.56	1.79	0.25	1.71	0.29
37/还原带 填隙物	XT050	33.02	68.60	6.50	24.57	4.69	1.23	4.31	0.49	3.06	0.63	1.87	0.29	1.76	0.30
	XT073	43.79	90.21	9.60	34.21	5.71	1.17	5.15	0.56	3.07	0.60	1.80	0.25	1.71	0.28
	XT053	39.47	75.81	8.16	29.93	5.13	1.10	5.38	0.66	4.03	0.90	2.87	0.43	2.78	0.47
	XT051	25.28	49.04	5.30	19.61	3.56	0.80	3.48	0.41	2.41	0.48	1.43	0.21	1.35	0.23
	XT082	39.32	78.41	8.61	31.95	6.00	1.41	6.39	0.82	5.28	1.10	3.31	0.49	3.01	0.50

表 3, 卧表, 占 1 页 =

表 4, 卧表, 占 1 页 =

含量增、减量均大于吐哈盆地(表 3,4),研究表明粘土矿物对稀土元素,尤其是 LREE 有明显的吸附作用,而且 pH 值增大,吸附率增加,当 $pH > 6.4$ 时,稀土元素容易产生水解而共沉淀作用(Base et al., 1981;涂光炽,1998)。由此可见吐哈盆地的流体碱性大于伊犁盆地,砂岩的水解作用和后期改造作用强于伊犁盆地,才使稀土元素含量在细碎屑为主的填隙物中升高,稀土元素在粗碎屑与细碎屑中分配差异缩小,砂岩和填隙物稀土元素之间含量差异小于伊犁盆地。

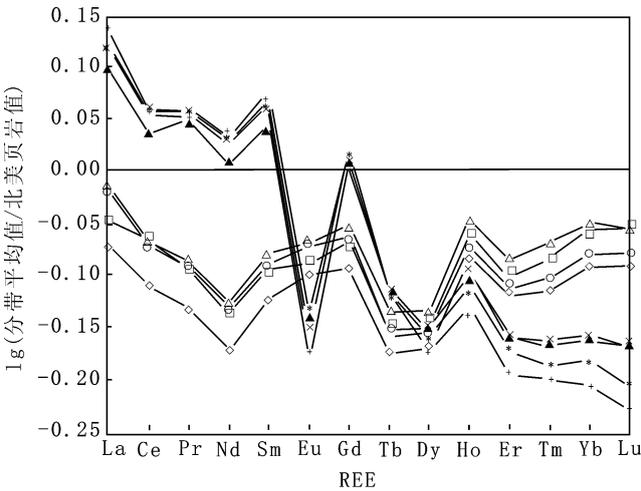


图 1 伊犁 513 铀矿床含矿砂岩分带 REE 配分图 (北美页岩标准化)

Fig. 1 REE distribution patterns of ore-bearing sandstone of different oxidation zone in the 513 uranium deposit, the Ili basin (North American shale-normalized REE patterns) 填隙物: □—氧化带; ◇—弱氧化带; △—过渡带; ○—还原带。砂岩: +—氧化带; ×—弱氧化带; *—过渡带; ▲—还原带
Interstitial material of sandstone: □—oxidation zone; ◇—weak oxidation zone; △—transitional zone; ○—reducing zone. Sandstone: +—oxidation zone; ×—weak oxidation zone; *—transitional zone; ▲—reducing zone

X. K. 卡里莫夫等(1992)对乌兹别克斯坦巨型层间氧化带砂岩型铀矿—乌其库杜克矿床地下水中 La、Ce、Nd、Sm、Eu、Tb、Yb、Lu 的研究表明,当含黄铁矿(或含煤)的低碳酸盐岩石经受层间氧化时,其富集程度可以达到未蚀变灰色岩石的 1.5~15 倍,在二硫化铁和炭质物的氧化区内,轻稀土元素、Eu 和 Y 具有相对较大的迁移特性,这些稀土元素在层间氧化带的过渡带(铀矿带的后部)发生了显著的富集,在一些矿化地段的富集达到了可综合利用的程度。本文研究中的伊犁盆地和吐哈盆地砂岩铀矿床的稀土元素虽然有一定的迁移变化,但没有中亚自

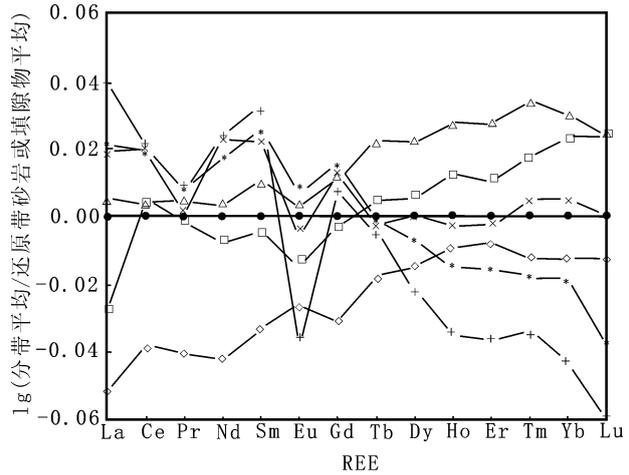


图 2 伊犁 513 铀矿床含矿砂岩分带 REE 配分对比图 (还原带砂岩标准化)

Fig. 2 The contrast of REE distribution patterns of ore-bearing sandstone of different oxidation zone in the 513 uranium deposit, the Ili basin (sandstone-normalized REE patterns of deoxidization zone)

●—还原带;其余同图 1

●—reducing zone; other legends the same to Fig. 1

流盆地产出的砂岩铀矿床出现的 REE 明显迁移和高度富集现象。这可能是由于:①吐哈盆地和伊犁盆地均为山间断陷盆地,规模远小于中亚大型地台凹陷盆地,同时构造活动强于后者,水—岩作用的时间和稳定性远差于后者,水—岩作用的强度和层间流体汲取的稀土元素量肯定远不及中亚;这也可从层间氧化带的发育规模得到验证,吐哈盆地和伊犁盆地层间氧化带宽度一般几千米到数十千米,而中亚自流盆地中区域层间氧化带宽度几十到三百多千米,由此可见二者之间的巨大差异,这种根本性差异无疑对矿床各种地球化学作用、成矿作用有决定性的影响。②蚀源区原岩地球化学专属性、地表地形、风化作用程度等影响导致吐哈盆地和伊犁盆地含矿层成矿流体(地下水)REE 含量本底很低。

在层间氧化作用中稀土元素地球化学行为与表生风化过程相似,主要表现为重稀土(HREE)较轻稀土(LREE)在氧化环境下易在溶液中形成重碳酸盐和有机络合物,优先被溶解迁移,而 LREE 则被粘土优先吸附(涂光炽,1998),使轻、重稀土发生分异,轻稀土相对富集,重稀土亏损(黄成敏,2002);对于有时也会出现一些不完全服从以上规律的现象,其原因在于在风化作用过程中,REE 可能被活化出来,但是它们又在风化壳中再沉淀下来(Nesbitt,

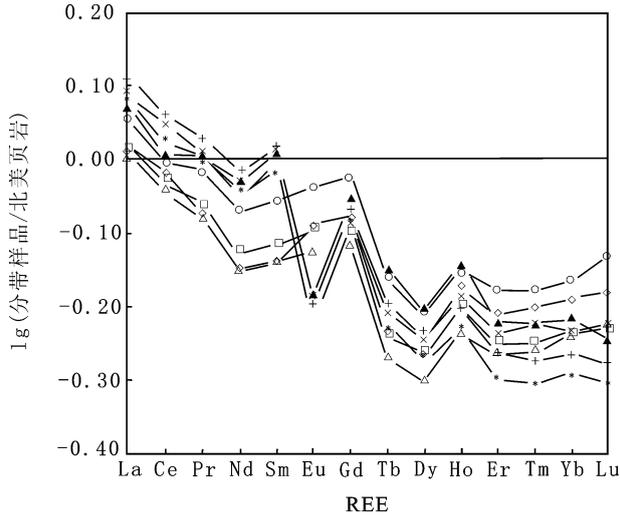


图 3 吐哈盆地十红滩铀矿床含矿砂岩分带 REE 配分图 (北美页岩标准化)

Fig. 3 REE distribution patterns of ore-bearing sandstone of different oxidation zone in the Shihongtan uranium deposit in the Turpan—Hami basin (North American shale-normalized REE patterns)

图例同图 1

legends the same to Fig. 1

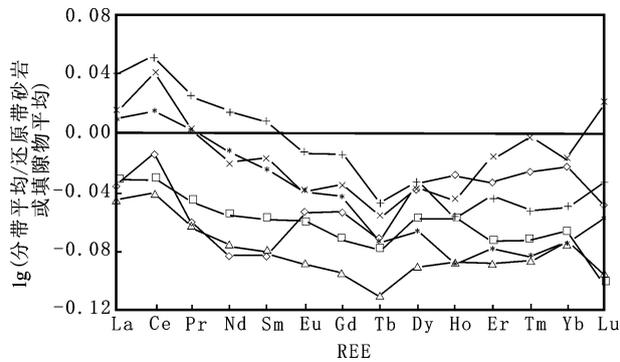


图 4 吐哈盆地十红滩铀矿床含矿砂岩分带 REE 配对比图(还原带砂岩标准化)

Fig. 4 The contrast of REE distribution patterns of ore-bearing sandstone of different oxidation zone in the Shihongtan uranium deposit in the Turpan—Hami basin (sandstone-normalized REE patterns of deoxidization zone)

图例同图 1

legends the same to Fig. 1

1984);表生化学风化作用中溶出过程中配位反应与水解反应同时出现,溶出和在风化壳中保存可同时进行(陈志澄等,1994)。

4 δEu 和 δCe 对指示层间氧化带地球化学环境的特殊意义

Ce、Eu 是变价元素,可随环境的氧化还原条件不同呈现不同的价态(涂光炽,1998),导致 Ce、Eu 在不同的地球化学环境中产生分馏,从而形成 Ce、Eu 的异常(马英军,2004;宋云华等,1986,1987)。所以 δCe₀ 和 δEu₀ 值的变化对其所经历的地球化学环境的氧化还原电位具有地球化学指示意义(刘英俊等,1987)。研究表明,在氧逸度较高的条件下(如地表风化过程),Ce 被氧化成 Ce⁴⁺,Ce⁴⁺ 溶解度很小,易被粘土矿物等吸附脱离溶液体系,使整个溶液体系亏损 Ce,从而导致从溶液中沉淀出来的矿物显示富 Ce 异常(黄成敏等,2002);在还原条件下,Eu 易形成可溶的 Eu²⁺ (Braun, et al,1990,1993;Price

表 5 吐哈、伊犁盆地层间氧化带砂岩及其填隙物 Ce、Eu 异常计算结果表

Table 5 The Ce, Eu anomaly of sandstone and interstitial material of interlayer oxidation zone in the Ili basin and Turpan—Hami basin

岩性	分带	伊犁盆地		吐哈盆地			
		线号	δCe ₀	δEu ₀	线号	δCe ₀	δEu ₀
砂岩	氧化带	381	1.16	0.97	39	1.12	1.40
	弱氧化带		1.04	1.15		1.02	1.50
	过渡带		0.98	1.06		1.02	1.50
	还原带	1.00	0.99				
	氧化带	365	1.08	0.86	37	1.18	1.54
	弱氧化带		1.02	0.87		1.16	1.56
过渡带	1.02		0.96	1.13		1.40	
还原带	1.02	1.03	1.02	1.40			
填隙物	氧化带	381	0.98	0.34	39	1.06	0.60
	弱氧化带		0.92	0.34		1.03	0.66
	过渡带		0.96	0.46			
	还原带	0.84	0.40				
	氧化带	365	0.99	0.37	37	1.18	0.54
	弱氧化带		0.92	0.49		1.12	0.58
过渡带	0.93		0.43	0.98		0.58	
还原带	0.95	0.48	0.94	0.59			
砂岩	氧化带		1.13	0.95		1.13	1.46
	弱氧化带		1.06	1.05		1.02	1.56
	过渡带		1.01	0.98		1.01	1.55
	还原带		1.01	1.02		1.02	1.40
填隙物	氧化带		0.95	0.36		1.15	0.58
	弱氧化带		0.92	0.42		1.11	0.56
	过渡带		0.94	0.44		1.02	0.62
	还原带		0.93	0.46		0.94	0.59

注:δCe₀ 和 δEu₀ 分别为 Ce 和 Eu 北美页岩标准化后的异常值。

δCe₀ = Ce₀² / (La₀ × Nd₀) ; δEu₀ = Eu₀² / (Sm₀ × Tb₀) 。

et al,1991)。

选用北美页岩成分 NASC 作标准化计算 $\delta E u_0$ 和 $\delta C e_0$, 其计算公式按照赵志根等(1998)建议公式计算, 即:

$$\delta C e_0 = C e_0^2 / (L a_0 \times N d_0) \quad (1)$$

$$\delta E u_0 = E u_0^2 / (S m_0 \times T b_0) \quad (2)$$

吐哈、伊犁盆地层间氧化带砂岩的 $\delta E u_0$ 和 $\delta C e_0$ 计算结果列于表 5。

从表 5 可以看出, $\delta E u$ 和 $\delta C e$ 在层间氧化带砂岩中的变化范围均很小, 吐哈和伊犁盆地砂岩的 $\delta C e$ 为 1.01~1.13; 伊犁盆地砂岩的 $\delta E u$ 为 0.95~1.05, 吐哈盆地砂岩的 $\delta E u$ 为 1.40~1.56。两个盆地的 $\delta E u$ 表现出各自变化小, 但吐哈盆地 $\delta E u$ 值及其变化幅度大于伊犁盆地的特点。由于 Eu 在偏碱性条件下多呈易溶的 $E u^{2+}$ 存在, 这也证明吐哈盆地的流体 pH 值大于伊犁盆地, 含矿砂岩的氧化蚀变作用也强于后者。

$\delta E u$ 和 $\delta C e$ 在成矿层间氧化分带中的规律性变化较为明显: $\delta C e$ 由氧化带到过渡带随氧化作用的减弱逐渐趋于降低(图 5), 在氧化带中普遍最高; 而 $\delta E u$ 值随氧化作用的减弱趋于增加, 在过渡带砂岩

中最高, 这两个参数的表现刚好相反。与表生风化作用中 Ce、Eu 变化规律相同(宋云华等, 1986, 1987; 黄成敏等, 2002; 马英军, 2004), 其原因主要为氧化环境中斜长石(REE 的重要寄主矿物) 水解, $C e^{3+}$ 氧化, 形成方钨石 $[(C e^{4+}, T h) O_2]$ 沉淀, 使氧化带相对富 Ce; Eu 虽然可随还原性增强可还原成 $E u^{2+}$, 但过渡带偏酸性, 使 $E u^{2+}$ 在过渡带不能溶于水, 而被粘土矿物吸附发生沉淀, 使过渡带中岩石 Eu 相对富集。

$\delta E u$ 和 $\delta C e$ 在成矿层间氧化分带中的规律性变化较好地指示了层间氧化带中氧化—还原环境和酸碱度的变化, 意味着在成矿层间氧化带中流体作用具有相对的稳定性和持续性, 由于铀的沉淀亦受氧化还原条件的制约, 因此 $\delta E u$ 和 $\delta C e$ 的变化规律亦揭示了层间氧化带中地球化学环境与铀矿化的内在联系。

5 结论

通过伊犁、吐哈盆地成矿层间氧化带稀土元素分布特征和稀土元素在层间氧化作用中的变化规律研究, 可以得出如下初步结论:

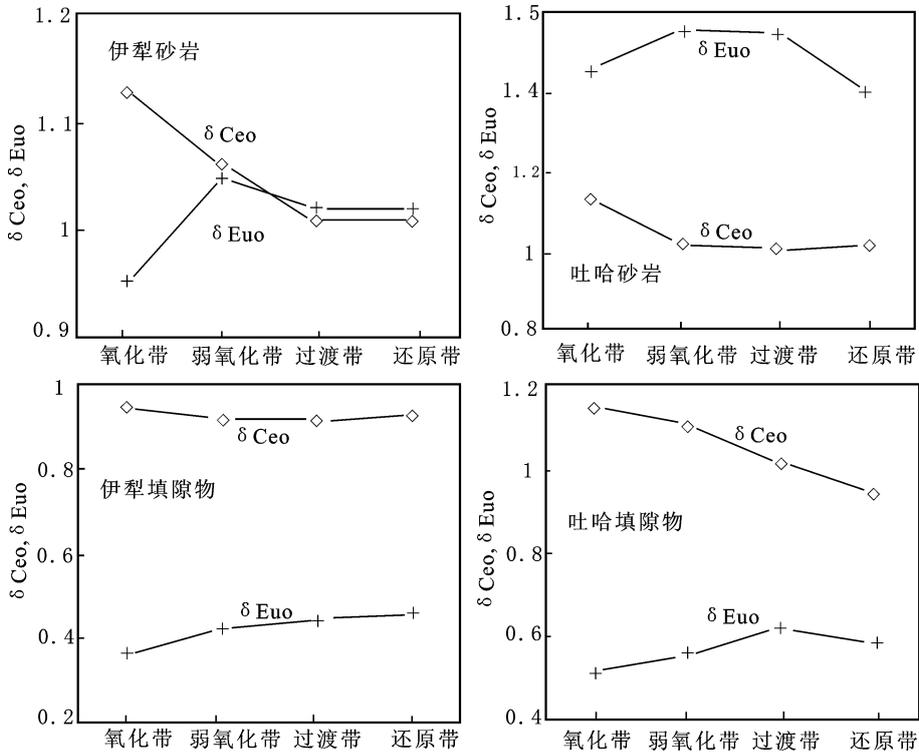


图 5 吐哈、伊犁盆地不同分带砂岩及其填隙物 $\delta C e$ 和 $\delta E u$ 对比图

Fig. 5 The contrast of $\delta C e$ and $\delta E u$ of sandstone and interstitial material in the Ili basin and Turpan—Hami basin

(1)在层间氧化作用过程中,稀土元素在总体亏损的背景上发生了明显的分异,LREE从氧化带到过渡带含量逐步降低,HREE由氧化带到过渡带趋于富集,但没有中亚自流盆地产出的砂岩铀矿床出现的REE明显迁移和高度富集现象。

(2)砂岩与其填隙物相比,砂岩的LREE富集更明显,而填隙物的MREE和HREE相对富集,说明LREE、MREE和HREE在粗碎屑和细碎屑中的含量和在层间氧化作用中的变化不同,其地球化学性状不同。

(3)吐哈盆地的流体碱性大于伊犁盆地,砂岩的水解作用和后期改造作用强于伊犁盆地。

(4) δCe 由氧化带到过渡带随氧化作用的减弱逐渐趋于降低,在氧化带中普遍最高;而 δEu 值随氧化作用的减弱趋于增加,在过渡带砂岩中最高, δEu 和 δCe 在成矿层间氧化分带中的规律性变化可以较好地指示层间氧化带中氧化—还原环境的变化。

注 释

① 汪云亮,张成江,刘峰,等.2005.微量元素地球化学——元素丰度关系原理.成都理工大学研究生教材.

参 考 文 献 / References

毕献武,胡瑞忠.1998.哀牢山金矿带成矿流体稀土元素地球化学.地质论评,44(3):264~269.
 陈志澄,陈达惠,余受懿等.试论有机质在华南花岗岩风化壳REE溶出、迁移和富集中的作用.地球化学,1994,23(2):168~178.
 黄成敏,王成善.风化成土过程中稀土元素地球化学特征.稀土,23(5),2002,46~49.
 刘小微,程克明.1995.微量元素在煤成烃研究中的应用.石油勘探与开发,22(5):40~44.

鲁洪波,姜在兴.1999.稀土元素地球化学分析在岩相古地理研究中的应用.石油大学学报(自然科学版),23(1):6~8.
 刘峰,张成江,汪云亮.2004.迁移位——一个新的地球化学概念.矿物岩石,24(1):56~58.
 马英军,霍润科,徐志方等.2004.化学风化作用中的稀土元素行为及其影响因素.地球科学进展,19(1):87~94.
 倪师军,曹志敏,张成江,唐建武,滕彦国.1998.成矿流体活动信息的三个示踪标志研究.地球学报,19(2):166~169.
 倪师军,滕彦国,张成江,吴香尧.1999.成矿流体活动的地球化学示踪研究综述.地球科学进展,14(4):346~352.
 邵磊,刘志伟,朱伟林.2000.陆源碎屑岩地球化学在盆地分析中的应用.地学前缘(中国地质大学,北京),7(3):297~304.
 滕彦国,倪师军,张成江,曹志敏,罗梅.1999.阿西金矿床流体成矿的地球化学示踪研究.贵金属地质,8(2):104~109.
 涂光炽等.1998.低温地球化学.北京:科学出版社,93~106.
 王中良,刘从强,徐志方等.2000.河流稀土元素地球化学研究进展.地球科学进展,15(5):553~558.
 王果,华仁民,秦立峰.2000.乌库尔其地区层间铀成矿过程中的流体作用研究.矿床地质,19(4):340~349.
 杨守业,李从先.1999.REE示踪沉积物物源研究进展.地球科学进展,14(2):164~167.
 袁明生,李华明,苏传国.2000.突破鲁克沁构造带流体包裹体特征与油气运聚.新疆石油地质,21(4):266~270.
 赵志根,高良敏.1998. δEu 、 δCe 计算方法的标准化问题.标准化报道,19(5):23~25.
 Nesbitt H W, Young G M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48:1523~1534.
 Braun J J, Pagel M, Herbilton A, et al. 1993. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateitic profile: Amassbalance study. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 4419 ~ 4434.
 Price R C, Gray C M, Wilson R E, et al. 1991. The effect of weathering on rare earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia. Chem. Geol., 93: 245~265.

A Preliminary Study on REE Transformation Regularities of the Interlayer Oxidation Zone in Sandstone-type Uranium Deposit:

In Case of the Ili and Turpan—Hami Basins

CHEN Youliang^{1,2)}, ZHU Xiyang^{1,2)}, ZHANG Chengjiang¹⁾, CHEN Yuehui³⁾,
 PENG Xinjian³⁾, WANG Jinping⁴⁾

1) Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059;

2) No. 280 Research Institute of Nuclear Industry, Guanghan, Sichuan, 618300;

3) Bureau of Geology of Nuclear Industry, Beijing, 100013;

4) No. 203 Research Institute of Nuclear Industry, Xianyang, Shaanxi, 712000

Abstract

This paper is base on the case of the interlayer oxidation zone sandstone uranium deposits in the Ili basin and Turpan—Hami basin, the author particularly study REE distributing characteristics and its

transformation characteristics of ore-bearing interlayer oxidation zone. By the contrast of North American shale and original sandstone of deoxidization zone, research the REE transformation circumstances of different oxidation zone. It is indicated that at the process of interlayer oxidation the rare earth elements differentiate obviously with collectivity to the bed, LREE reduce at step from oxidized zone to transitional zone, the content of HREE rise at step from oxidized zone to transitional zone, δCe reduce from oxidized zone to transitional zone as the weakness of oxidation and δEu rise at the same time which present the same Transformation regularity as hypogene weathering, and all of these well indicate the change of oxidation and reducing environment. Although the REE occurs some transformation regularities, but the phenomena of notable transformation and high enrichment of REE in sandstone type uranium deposits in Middle Asia did not occur.

Key words: interlayer oxidation zone; sandstone type uranium deposits; the rare earth elements

(上接第 459 页) 在石油天然气、煤炭、核燃料、金属矿床、非金属矿产的地质找矿领域,以及地质灾害防治与地质工程治理领域,一大批青年地质科技奖的获得者勇于实践,大胆创新,不断把新理论和新技术引入到自身工作中去,解决了一系列的技术难题,赢得了社会的赞誉。

在地质工作管理领域,许多获奖者也取得了很大的成绩,在他们当中陆续涌现出了一大批地质工作的管理专家,其中,包括部级干部一名,司局级干部 30 余名,各级总工程师几十名。他们为推动我国地质工作管理的正规化、科学化、制度化发挥了重要的作用。

正是由于他们通过对自己的严格要求和不懈的努力,许多人在荣获青年地质科技奖之后,陆续获得国家级和省部级授予的各种奖励,如:"全国五一劳动奖章"、"国家级有突出贡献的中青年专家"、"中国十大杰出青年"、"中国青年科学家"、"有突出贡献的博士学位获得者"、"国家百千万人才工程"、"跨世纪学科带头人"、"全国百佳出版工作者"等荣誉称号。

回顾过去,我们可以骄傲的说成就辉煌,展望未来,任重道远。当前,我国国民经济持续高速发展,对矿产资源的依赖程度越来越强,国家大规模基础工程建设对地质工作提出了更高的要求。去年国务院颁布了《加强地质工作的决定》,《决定》明确指出了当前地质工作面临的形势和任务,指明了今后地质工作的前进方向,是今后相当长的时间内地质工作的纲领性文件,这充分体现了党和国家对地质工作的高度重视。当前,国家和社会资金大量涌入地质找矿领域,地质工作迎来了一个难得的发展机遇期。在这种情况下希望地质学会青年地质科技奖获得者,要牢牢把握当前地质工作的方向,努力学习,勤奋工作,为解决我国国民经济发展的资源问题、环境问题、自然灾害问题,满足国民经济建设对地质工作的需要,把我国地质工作推向一个新高度共同努力。

借此机会,我对青年地质科技工作者谈三点期盼。

一是青年地质科技工作者要发扬"五四"的光荣传统,要

爱岗敬业,要把个人的成长与国家的命运紧密结合起来。学习老一辈地质学家爱岗敬业的优良传统,把国家的需要作为自己的奋斗目标,为实现中华民族的伟大复兴贡献力量。

青年地质科技工作者要以国家的需要为己任。当前,矿产资源短缺已经成为制约我国国民经济发展的瓶颈问题,青年地质工作者要自觉调整研究方向,提出新理论,钻研新方法、新技术,为突破制约国家经济发展的难题贡献聪明才智。

二是青年地质科技工作者要胸怀大志,勇于创新。中国的地质科学,在近百年的发展历程中形成了自主创新的优良传统,在上世纪三、四十年代中国的地质科学走在了世界的前列,恐龙、白云鄂博铁矿、北京猿人的发现等都震动了世界。步入 21 世纪,我国地质学家当选为国际地科联主席,有几十位专家在国际地学机构任职,每年发表世界水平的《SCI》研究论文 500 篇以上,证明我国地质学的某些研究领域与国际同行的研究水平是同步的。要紧靠抓住当前国家对科技投入不断加大的有利条件,创造一流的成果,使中国地质界真正立于世界之林。

三是历届获奖的同志要做好表率,发挥承上启下的作用。这次参加会议的代表基本上都是获奖者,在过去的工作中与周围的同志紧密合作,取得了许多令人瞩目的成果。随着岁月的流逝,当年的青年人,已开始步入中年,绝大多数同志在单位上都是负责人,担负着承上启下的重任,你们要把优良的传统、成功的经验传给下一代,使我们的地质事业后继有人、代代相传。

中国地质学会将会同大家一起,一以继往地致力于青年人的培养和举荐等工作,同时也希望大家为培养造就一大批具有品德优良、技术厚实、知识广博、有专业精神的地质新人而努力奋斗。

最后,预祝大会圆满成功!

(注:本文为孙文盛理事长 2007 年 4 月 28 日在"中国地质学会历届青年地质科技奖获奖者学术交流会"上的讲话,题目为本刊所加。)

克什克腾世界地质公园青山花岗岩 岩臼的特征及成因研究

孙洪艳, 田明中, 武法东

中国地质大学地球科学与资源学院, 北京, 100083

内容提要:内蒙古自治区克什克腾世界地质公园的花岗岩臼自发现以来, 曾有过学者从冰川论(冰臼论)和风蚀论(壶穴论)的角度分别对其成因进行过研究。笔者等通过详细调查, 将该地区的这种肚大口小、内壁具平行波状纹的花岗岩臼按其发育程度分为5类: 萌芽型、初具外形型、发育中期型、成熟型和衰亡型。根据发育程度, 结合岩石特征、构造条件、气候、地理位置等综合分析, 认为该地区的花岗岩臼的形成经历了从萌芽→初具外形→发育中期→成熟→衰亡5个阶段, 且北方高寒地区的花岗岩臼发育都受上述综合因素影响; 花岗岩自身是一种易风化的岩石, 在有水的条件下, 特殊气候环境的差异风化作用促使花岗岩臼的萌芽, 萌芽态的花岗岩臼在水、冻融作用、风蚀作用参与的差异风化下进一步发展, 从初具外形到中期基本成型的岩臼, 风蚀作用、冻融作用等物理风化是促使其进一步发展到完全成熟型的主要营力。

关键词: 花岗岩臼; 冰臼; 差异风化; 世界地质公园; 克什克腾

克什克腾世界地质公园始建于1998年, 分别于1999年和2000年建成赤峰市地质公园和内蒙古自治区地质公园。2001年, 经中国国土资源部批准为国家地质公园。2005年通过联合国教科文组织的评审, 批准成为全球33家世界地质公园之一。

在克什克腾世界地质公园青山园区的青山顶面上, 发育有一种奇特的花岗岩地貌——花岗岩岩臼(图版 I-1)。花岗岩岩臼形状如缸、如碗、如匙(图版 I-2)、如鼓、如盘、如杯、如桶。岩臼口宽一般长径为1.0~3.5 m, 深0.3~1.0 m, 向低的部位多有出水口, 但无进水口。最大的岩臼长10.3 m, 宽6.5 m, 深达3.5 m, 是一个连体岩臼, 长有白桦树和灌丛。岩臼内部的壁大部分陡而光滑, 常见有平行波状纹凸起, 底部微凹, 下凹方向不定。岩臼中大部分无物, 在个别岩臼中偶见有小砾石。这些岩臼主要分布在山顶南面平缓起伏的坚硬花岗岩面上, 在约1000 m² 范围内, 有200多个, 但在北面的花岗岩顶面上却很少见到岩臼。

1 现存花岗岩臼成因观点

关于克什克腾旗青山的这类花岗岩臼的成因研究, 自其发现以来就一直有不同的观点在探讨。以

韩同林等(1998a, 1998b, 1998c, 1999, 2001, 2004)和钱方等(1999)为代表的学者一直坚持这种岩臼是由大陆冰川甚至于大冰盖形成的一种“冰臼”。崔之久(1998)、崔之久等(1998, 1999)立刻否认了冰成论, 并提出这类花岗岩臼是由于风蚀作用而形成的“壶穴”, 后又提出“风化穴”一说(李德文和崔之久等, 2003)。随着在我国华南和华北其他地方这类花岗岩性的岩臼的相继发现, 在1999~2001年引起一场关于这种花岗岩臼“冰成”、“风成”和“水成”的激烈争鸣(韩同林等, 2000, 2001; 陈华堂等, 1999; 李梦华等, 1999; 刘尚仁, 2000; 丘世钧等, 2000; 杨超群, 2001; 李洪江等, 2001), 达到了研究的高潮。任晓辉等(2005)和吕洪波等(2005, 2006)因为在克什克腾等地区发现了大量的第四纪冰川遗迹, 再度提出克什克腾青山的花岗岩臼为冰川形成的论点, 甚至把这种岩臼作为第四纪冰川的一种标志(吕洪波和杨超, 2005)。2005年8月, 第六届世界华人地质学讨论会的与会人员考察了克什克腾旗的青山岩臼群并现场进行了激烈的讨论。之后, 章雨旭(2005)发表了一篇短文, 依据臼生裸脊、臼中存水、臼形近圆等特征, 考虑了岩石的剥蚀速度等因素, 认为这里的岩臼是花岗岩差异风化的结果。而一向反对“冰成说”

注: 本文为内蒙古自治区克什克腾地质公园科学基金项目(编号 270304)和国家自然科学基金资助项目(编号 49772134)的成果。

收稿日期: 2007-01-22; 改回日期: 2007-05-16; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 孙洪艳, 女, 1976年生。博士, 讲师。主要从事第四纪地质和旅游地学的教学与研究工作。电话: 010-82322365; Email: hysun@cugb.edu.cn。

的周尚哲(2006)在《锅穴一定是第四纪冰川的标志吗?》中提出岩白是一种多成因的地貌现象,是流水在局部形成的环流驱动沙砾长期磨蚀的结果。

笔者等对以上各种观点有认可之处,但也有不同见解。因此,将这种发育于花岗岩表面的白型地貌直接命名为花岗岩白。并在对内蒙古克什克腾世界地质公园地区多年的野外调查和仔细观察基础上,以该公园青山园区发育的花岗岩白为研究对象,探讨北方高寒地区花岗岩白的成因,以期能推进对这类地貌的进一步研究。

2 青山花岗岩岩白的类型

近 7 年来,笔者等在协助克什克腾旗政府进行克什克腾世界地质公园的建设过程中,对该地区做过详细的地质遗迹调查。根据笔者等的调查认为,克什克腾旗地区虽然发育过第四纪冰川(Sun Hongyan et al., 2005),但根据保存的地质遗迹推测只可能是冰斗冰川,达不到“冰白”形成所需要的“大冰盖”(韩同林, 1999)或“大陆冰川”(吕洪波等, 2006)的规模。且根据笔者等对青山花岗岩白群及其分布区的详细观察,发现看似光滑的花岗岩表面上,其实分布有许多小凹穴,这些小凹穴的直径大多数在 2cm 以内,深度也大约 1cm,且穴口常有保存比较完整的石英晶体。考虑到花岗岩这种岩石的岩性特点,我们有理由相信,其实这些小凹穴有可能就是花岗岩白的最初形态。因此,笔者等根据青山岩白的发育程度,将克什克腾世界地质公园青山的花岗岩岩白分为以下 5 类。

(1) 第一类(萌芽阶段)该类型就是前述的小凹穴,尚不能称之为岩白。它们只是一些小孔,一般都是一些内部颜色较深的小孔,部分孔壁残存有晶形完整的石英晶体。这些小孔小面积范围内(有的不及手掌大)如网状相连(图版 I-3)。有的小孔下面已如暗沟相通但上部还有一极薄层岩石。此种类型多见于青山南坡。

(2) 第二类(初具外形阶段)该类初具岩白外形,一般较浅,仅 1~2cm 深,在花岗岩表面仅呈现出稍稍凹一点(图版 I-4)。在平缓的花岗岩面上,有的岩白内部保存有细小的未完全风化的黑云母、长石等矿物颗粒。在一些地势较陡的地方,出现大面积的凹陷。此类型的岩白数量不是很多,但在青山山顶各个方位均有发育。

(3) 第三类(发育中期)该类岩白立体上多以口大肚小为典型特征。平面上多呈近圆形或椭圆形

口,内有平行波状纹,已具有成熟岩白的外形(图版 I-5)。在平面上呈同心圆或同心椭圆形。从外到内,由浅入深,常形成白中白,最外层的岩白最浅,一般小于 5cm。中心的岩白最深,但一般也只十几厘米。此种类型主要分布于青山的东、西、北坡,而且,在这些方向的坡面上的岩白内常有长石、云母碎屑。在青山南坡,这种白中白的深度一般都大于 1m。

(4) 第四类(成熟阶段)该类岩白立体上以口小肚大为典型特征。平面上多呈近圆形或椭圆形,内有平行波状纹,底部呈浅锅底形,深度多大于 30cm(图版 I-6),有套叠或连通现象(图版 I-7)。该类岩白部分内部有沉积物,沉积物多在岩白的东南面,有的岩白被沉积物填满。沉积物上长满灌木草丛。夏天白内大多数有积水。

(5) 第五类(衰亡阶段)老年型岩白发育的最大特点是当岩白发育到一定的深度时,遇到水平节理面,这时流水将沿节理面流动,使得水平节理缝不断扩大。此期的主营力是岩白向侧向(横向)发展速度加快,形成穿孔现象,纵向(深度)发展缓慢,这类岩白多分布在青山南坡的水平节理较发育地段(图版 I-8)。由于不断侵蚀使岩白底部扩大,最终导致岩白崩塌,甚至全部破坏。

3 青山花岗岩白成因的探讨

3.1 青山花岗岩白形成的岩石与构造条件

青山花岗岩^①时代为燕山晚期,锆石 U-Pb 年龄在 107.9~110.9Ma 之间,为早白垩世酸性岩浆侵入形成,以岩基状产出,北东(NE)向条带状展布,与相邻岩体呈脉动接触关系。岩体内部含闪长质包体,其长轴与岩体延伸方向一致。发育岩白的花岗岩为灰白—浅肉红色细微粒斑状黑云母二长花岗岩,似斑状结构,块状构造,似斑晶为中正长石,钠长石($An=6$);主要矿物成分为钾长石约占 40%~55%,石英约占 22%~25%,黑云母约占 5%~8%等。 SiO_2 、 Al_2O_3 、 K_2O 含量偏高,分别约占 74.74%、12.66%、4.74%。碱度率(AR)3.11,为钙碱性偏钙性。

在青山山顶,发育方向大约为 $45^\circ\sim 70^\circ$, $300^\circ\sim 325^\circ$ 的两组近垂直节理和一组近水平方向的节理(图 1)。众多的节理构造,为花岗岩白的形成创造了一定的条件。节理等构造对于花岗岩岩白的发

^① 内蒙古第十地质矿产勘查开发院. 1988. 克什克腾旗地区 1: 5 万区域地质调查报告.

育、分布也有一定控制。据统计分析,该区的岩白的长轴方向与垂直节理方向几乎一致。并且,有节理的地方,岩白也多,说明岩白的发育与节理的发育存在着一定的相关性。但应该不是花岗岩白形成的主要因素,因为在大兴安岭主峰黄岗峰上散布的花岗岩石海中,在部分花岗岩石块中,笔者等也发现有发育程度不同的花岗岩白。

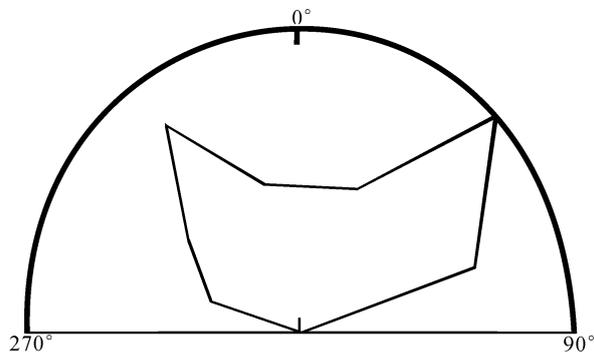


图1 青山花岗岩节理走向玫瑰花图

Fig. 1 Rose diagram of joint strike direction of the granite at Mount Qingshan

3.2 青山花岗岩白形成的过程

笔者等从岩白的分类,大致归纳出岩白的形成过程:从萌芽→初具外形→发育中期→成熟→衰亡,经历了5个阶段。

组成花岗岩的矿物的差异风化作用和水在岩白的萌芽阶段起着决定性的作用。该处的花岗岩有近水平的节理,且地势平坦,从而使得花岗岩表面容易蓄水。因花岗岩自身是一种易风化的岩石,晶体颗粒明显。在该区这种冬长夏短、昼夜温差大的气候条件下,矿物的导热率差别非常大,热胀冷缩程度不同而极易遭受寒冻风化,使得矿物间的孔隙不断扩大,水分及其他物质也更易渗透,花岗岩层内及孔隙内的结晶作用和迁移作用非常容易进行,导致花岗岩内的物质组分不断结晶、迁移,暗色矿物和长石首先风化,在花岗岩表面形成一个个网状分布的小孔,部分孔壁残余有石英晶体,此即形成了萌芽态的岩白。由于南坡日照强,这种矿物的热胀冷缩更加强烈,矿物的差异风化也更加强烈,所以南坡的发展规模大于北坡。

该区处于温带半干旱气候带,日温差、年温差都较大。在山脊、山顶平面易接收日照,岩石存在水化与脱水的周期循环。在这样的环境下,寒冻风化、冻融作用、冰劈作用等各种物理风化作用异常强烈,化

学风化相对较弱,最初形成的小孔,在上述的物理风化和矿物差异风化的双重作用下,不断增大,孔之间的岩石分离崩解,最后,孔孔打通,形成大大小小的凹坑,部分内部有残余碎屑物质,部分凹坑内部的碎屑物质被流水及风搬运走了,初具岩白外形。

水对岩白的进一步发育和发育速度是至关重要的。据笔者等的观察,夏季岩白内常有积水,积水来源于夏季的降水和冬季冰雪融水。初具外形的岩白在夏季积水,增强了花岗岩的化学风化速度,水覆盖部位的花岗岩的风化速度大于未被覆盖的。于是,非常容易形成白中白的现象。白中白是岩白从初具形态向成熟型演化的一个过渡阶段。但初形成的岩白,因为所处的地理位置和地势的不同,这个过渡阶段经历的时间也不同。初形成的岩白,白大水浅,水的存留时间相对较短。在北坡,处于西北风的迎风面,风的作用常加速白内的积水减少,而且北坡日照短弱,温差变化小,水参与下的冻融作用和差异风化作用弱,从而使得白中白的形成速率大打折扣,所以北坡的许多岩白至今还处于这个演化阶段。在南坡,背风,日照强,冰雪消融的速率明显高于北坡,南坡岩白长时期的累积积水时间远远长于北坡,且南坡的日夜温差大,这就使得南坡花岗岩的差异化学风化作用、冻融作用以及在有大量积水参与下的风蚀作用更加强烈,因而在南坡,白中白发育迅速且很快演化到成熟阶段。

在岩白形成的中后期,物理风化占据重要的地位。这时,由于岩白也有一定的深度,在有岩白的地方会引起风向风速的变化,导致风场产生涡流现象。且岩白积水量和时间也相对增加。强烈的风蚀、冻融作用对白壁和白底都产生扩展趋势,最终形成肚大口小的岩白。由于白内积水的原因,在岩白的内壁留下了一条条的痕迹,即白壁上的平行波状纹。由于该处盛行西北风,所以风带来的一些物质基本上都沉积于岩白的东南面。

在岩白形成后期,白中的积水在西北风的作用下,在加上地势南倾的原因,使得岩白的形成向东南方向的开口。岩白开始进入衰亡期,并逐步破坏。而发育于单块大岩石上的岩白,有可能在长期风、水作用下,形成穿孔,更有的发生崩塌而破碎。

另外,有节理的地方,冻融作用、冰劈作用更容易加速岩石分离崩塌,形成岩白的各个阶段的时间缩短。所以,岩白的成熟度高,数量也多。

4 结论

在详细调查克什克腾世界地质公园的青山花岗

岩岩臼基础上,笔者等还于2002年先后野外调查了内蒙古阿尔山国家地质公园玫瑰峰、河北喇嘛山等地区的花岗岩岩臼,发现这些地区花岗岩岩臼发育的共同特征:①花岗岩岩臼均发育于高纬度寒冷地区,昼夜温差大,寒冻时间长;发育岩臼的花岗岩节理发育;③形成这些岩臼的花岗岩基本均为中粗粒花岗岩。对于北方高纬度区如青山山顶的这类花岗岩岩臼,笔者等综合上述青山花岗岩岩臼的成因的分析,可得如下结论:

(1)中国北方高纬度区花岗岩岩臼的形成受多种因素控制,如花岗岩性、水、气候等,当这些因素都满足条件时,花岗岩岩臼方有可能形成。

(2)花岗岩岩臼形成的初始原因:花岗岩自身是种易风化的岩石,在有水的条件下,特殊气候环境下的差异风化作用和冻融作用促使花岗岩岩臼的萌芽。

(3)萌芽态的花岗岩岩臼在有水、冻融作用、风蚀作用参与的差异风化作用下进一步发展成初具外形、中期基本成型型的岩臼。

(4)风蚀作用、冻融作用等物理风化是使基本成型型岩臼发展到完全成熟型的主要营力。

正如上述,花岗岩岩臼成因是一个复杂的问题,涉及的因素很多。因此,南方中低纬地区的花岗岩岩臼,笔者虽未有野外调查,但可以肯定其成因应该与北方有所不同。

致谢:克什克腾旗人民政府和国土资源局在野外考察中给笔者等提供了诸多帮助和方便,谨向他们表示衷心的感谢。感谢中国地质科学院章雨旭研究员为笔者等提供了部分资料并对文章的修改提出了宝贵意见。

参 考 文 献 / References

- 陈华堂,丘世钧,黄山,范小平. 1999. 揭西、丰顺“冰臼”群成因商榷. 热带地理, 19(4): 379~380.
- 崔之久,南陵. 1998. 赤峰世界奇观成因新说. 科技日报, 1998-01-08.
- 崔之久. 1998. 风过留痕. 中国环境报, 1998-02-08.
- 崔之久,李洪江,南陵,李德文. 1999. 内蒙、河北巨型壶穴与赤峰风道的发现. 科学通报, 44(13): 1429~1434.
- 韩同林,劳雄,郭克毅. 1998a. 河北省丰宁县喇嘛山冰臼群的发现及意义. 中国区域地质, 17(1): 102.
- 韩同林,劳雄,郭克毅. 1998b. 话说河北内蒙古的冰臼奇观. 大自然, (3): 10~12.
- 韩同林,郭克毅. 1998c. 河北及内蒙古中低山区罕见的冰臼群. 中国地质, (6): 42~45.
- 韩同林,劳雄,郭克毅. 1999. 河北、内蒙中低山区发现罕见的冰臼群. 地质论评, (5): 456~462.
- 韩同林,劳雄,郭克毅. 2000. 关于南国冰臼群成因的商榷. 热带地理, 20(1): 72~80.
- 韩同林,劳雄,郭克毅. 2001. 关于南国冰臼群成因的商榷之二. 热带

- 地理, 21(2): 189~194.
- 韩同林. 2004. 发现冰臼. 北京: 华夏出版社. 1~190.
- 李德文,崔之久,李洪江,南陵. 2003. 华北北部花岗岩风化穴形成机制与环境意义. 南京大学学报(自然科学), 39(1): 120~128.
- 李洪江,崔之久,赵亮. 2001. 内蒙、河北山区壶穴的成因探讨——兼论壶穴的成因分类. 地理学报, 56(2): 223~231.
- 李梦华,谢小康. 1999. “冰臼”与“壶穴”之争. 热带地理, 19(4): 381~384.
- 刘尚仁. 2000. 关于冰臼形成与保存机理认识上的几个误区. 热带地理, 20(2): 156~161.
- 吕洪波,杨超. 2005. 山东新泰青山山低山区发现第四纪冰川遗迹. 地质论评, 51(5): 608.
- 吕洪波,任晓辉,杨超. 2006. 赤峰等地第四纪大陆冰川的地貌证据. 地质论评, 52(3): 379~385.
- 钱方,于波. 1999. 大兴安岭奇观——冰臼群. 地球, (2): 14~15.
- 丘世钧,陈华堂,黄山,范小平. 2000. 与“冰臼论”再商榷. 热带地理, 20(3): 243~246.
- 任晓辉,吕洪波. 2004. 赤峰红山国家森林公园第四纪冰川遗迹初步论证. 赤峰教育学院学报, 2004(5): 66.
- 任晓辉. 2005. 克什克腾青山冰臼群自然保护区第四纪冰川地貌识别. 赤峰学院学报, 2005(2): 9.
- 杨超群. 2001. 冰臼与壶穴之争述评. 热带地理, 21(1): 86~93.
- 章雨旭. 2005. “冰臼”成因争鸣——以克什克腾旗青山岩臼群为例. 地质论评, 51(6): 680; 712.
- 周尚哲. 2006. 锅穴一定是第四纪冰川的标志吗? 第四纪研究, 26(1): 117~125.
- Sun Hongyan, Tian Mingzhong, Wu Fadong, et al. 2005. Discovery and significance of Quaternary glacial vestiges in the Hexigten area of the southern Da Hinggan Mountains, Inner Mongolia. Acta Geologica Sinica (English edition), 79(4): 401~406.

图 版 说 明 / Explanation of Photos

均摄于内蒙古克什克腾世界地质公园青山景区。

- 1, 2. 奇特的花岗岩地貌——花岗岩岩臼, 形状如缸、如碗、如匙。
3. 萌芽阶段的花岗岩岩臼。看似光滑的花岗岩表面上, 分布有许多小凹穴, 直径大多数在2cm以下, 深度也大约1cm。
4. 初具外形阶段的花岗岩岩臼。一般较浅, 仅1~2cm深, 在花岗岩表面仅呈现出稍稍凹一点。在平缓的花岗岩面上, 有的岩臼内部保存有细小的未完全风化的黑云母、长石等矿物颗粒。在一些地势较陡的地方, 出现大面积的凹陷。
5. 发育中期的花岗岩岩臼。该类岩臼立体上多以口大肚小为典型特征。平面上多呈近圆形或椭圆形, 内有平行波状纹, 已具有成熟岩臼的外形。从外到内, 由浅入深, 常形成白中白, 最外层的岩臼最浅, 一般小于5cm。中心的岩臼最深, 但一般也只有十几个厘米。此种类型主要分布于青山的东、西、北坡; 在青山南坡, 这种白中白的深度一般都大于1m。
- 6, 7. 成熟阶段的花岗岩岩臼。该类岩臼立体上仍以口小肚大为典型特征。平面上多呈近圆形或椭圆形, 内有平行波状纹, 底部呈浅锅底形, 深度多大于30cm, 有套叠或连通现象(图版7)。该类岩臼部分有沉积物, 沉积物多在岩臼的东南面, 有的也被沉积物填满。沉积物上长满灌木草丛。夏天白内大多数有积水。
8. 衰亡阶段的花岗岩岩臼。最大特点是当岩臼发育到一定的深度时, 遇到水平节理发育的平面, 这时流水即沿节理流动, 并慢慢扩大。此期的主营力是岩臼向侧向发展速度加快, 形成穿孔现象, 纵向(深度)发展缓慢, 这类岩臼多分布在青山南坡的水平节理较发育地段。由于不断侵蚀使岩臼底部扩大, 最终导致岩臼崩塌, 甚至全部破坏。

Characteristics and Origin of Granite Mortars in the Hexigten World Geopark

SUN Hongyan, TIAN Mingzhong, WU Fadong

School of the Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083

abstract

Since the discovery of the granite mortars in Hexigten World Geopark, different views on their origin have been reported. Now the main two views are "Moulin" and "Pothole". Based on detailed investigation and the development degrees of the granite mortars at the Mount Qingshan in the geopark, these granite mortars were categorized into the following five types, that is, (1) embryo stage, (2) initial stage, (3) middle stage, (4) mature stage and (5) extinct stage. And according to the development degree of granite mortars, combined to the lithologic features and structural condition of granite and climate and the geographic location of the research area, a new view on origin of the granite mortars in this area was put forward that all the granite mortars in the high latitude and cold area of north China were formed by the following process: from the embryo, initial, middle, mature to extinct stages. The original formation of the granite mortar is that the granite is easy weathered. Under the condition with water, the differential weathering of the special climate made the embryonic granite mortar formed. The embryonic granite mortar can develop into initial and middle granite mortars under the comprehensive actions containing differential weathering, water action, freeze-and-thaw action, aeolian erosion, chemical weathering and other actions. The main agency during the initial and middle granite mortars developing into the mature mortars is physical weathering actions such as the aeolian erosion, freeze-and-thaw action and so on.

Key words: Hexigten; World Geopark; granite mortar; moulin; differential weathering

获得学会的奖励是值得骄傲的

中国地质学会名誉理事 孙枢

尊敬的孙文盛理事长、孟宪来常务副理事长、各位院士、各位领导、各位专家：

中国地质学会是我国地质工作者之家，是地质工作者的学术和专业的组织。这样的组织在世界上，在各个国家、在社会上都是受到高度的尊重的。今天我仅讲三点意见。

一、学会的奖励是一种很高的荣誉，是对一些同志的工作成绩的一种肯定和认同。获得学会的奖励是值得骄傲的，也是值得同仁们尊重的。对于学会的奖励各个国家都有，例如：英国的伦敦地质学会它是世界上最老的学会，创立了 200 多年，它设有 14 个奖章，如威廉·史密斯奖章、莱伊尔奖章等奖章；美国地质学会也有十几个奖章。所以从国际上看，学会的奖励是一种非常高的荣誉。

二、当前是我国地质科技发展最好的时期，我国地质科学的水平在世界上已经占有一席之地。近几年，我国又发现和勘探出一批油气田和矿床，解决了一大批水文、工程、环境方面的科学问题。另一方面就是基础研究的水平有了很大的提高，作为基础研究它是一个获得新技术、新知识的工作。它是不考虑应用的问题和用途的。我国地质科学基础研究水平的提高，可以从以下几点来看：①从 SCI 论文的数量来看，在 1995 年我们整个地学的 SCI 文章只有 195 篇。而近

几年来，我们的 SCI 文章数量有了很大的增长。②我们有了了一批 SCI 数量和引用数量较高的大学和研究机构。③我们拥有了一批有高引用率文章的地质学家，占全球同水平地质学家的 0.7%~1%。④有了若干引人注目的新的发现和研究领域。⑤有了一批国际项目的担当人物和国际奖项的获奖者。

三、要把握住重视学术交叉发展的新趋势。美国地球物理研究会这个会议的目的就是促进学术之间的交叉、融合。在 2002 年，欧洲成立了欧洲地学联合会，前不久刚刚在维也纳召开，到会的学术工作者有 6000 人。希望以后能举办一些多学科交叉的论坛，来促进多学科交叉的发展，促进我国地学的发展，促进地质科学的发展。

最后祝大家为提高我国地质科技水平做出更大贡献，把我国建设成为地学强国这个历史任务就落在了在座的各位身上。谢谢大家！

(注：本文为孙枢院士 2007 年 4 月 28 日在“中国地质学会历届青年地质科技奖获奖者学术交流会”上的讲话，题目为本刊所加。)

柴达木盆地三湖地区第四系地下水流场 与生物气藏成因分析

关洪军^{1,2)}, 朱大奎¹⁾, 张道伟³⁾

1) 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室, 南京, 210093

2) 解放军理工大学工程兵工程学院, 南京, 210007;

3) 中国石油青海油田勘探开发研究院, 甘肃敦煌, 736202

内容提要: 本文论述了柴达木盆地三湖地区(西台吉乃尔湖、涩聂湖、达布逊湖)水系径流的主要特征及其地下水在山前基岩边界条件的制约下,形成了两个有显著差异的径流系统。其中,那陵格勒河流域的基岩裂隙水及其山前第四系洪积扇孔隙水构成了统一的高势地下水含水系统,其区域流场受到厚层湖相泥岩和高矿化度地层水的阻滞,在北斜坡区形成较为局限的泄流区,这种流场特征与化学场和温度场的资料相吻合。根据水文地质和油气钻探资料,建立了那陵格勒河山前至北部驼峰山地区地下水流动系统的简化模型,计算出区域流动系统的流速为 13.14 m/a,循环周期为 9361a,以水溶气方式运移的生物气在北斜坡的聚集资源量为 $129 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。这个聚集资源量主要集中分布在区域流场泄流区附近,有利于形成富集成藏优势。进而将生物气成藏条件归纳为:①长流程、深循环区域流场的存在,沿区域流线流程方向,其压力环境和温度环境变化满足了有机质热演化、生气、运移和脱气的要求。②区域流场有较高的循环速度和径流强度,能够携带足够量的生物气抵达北斜坡区,满足生物气聚集量大于散失量的动态成藏的基本条件。③区域流场泄流区附近垂直分量增加,流线的温度、压力快速降低,此区是生物气脱气、散失和聚集的主要场所,该泄流区附近的构造圈闭是生物气富集的最有利部位。

关键词: 第四系;地貌;地下水流场;生物气藏;泄流区

生物气是一种商业开发价值极高的天然气资源,主要分布在寒冷地区或高纬度地区的沉积盆地。世界生物气已探明储量主要分布在第四系至白垩系地层里,占世界天然气探明可采储量 18%~23%,已被列为重点勘探的对象(王静等,2003)。我国已经发现 28 个生物气藏,其中,第四系生物气探明储量 $3000 \times 10^8 \text{ m}^3$,占全国生物气探明储量的 97%(不包括我国东南沿海第四系生物气藏),这些探明储量都集中分布在柴达木盆地三湖地区(即西台吉乃尔湖、涩聂湖、达布逊湖)(关德师,1997),第四系将是我国寻找生物气资源的主要层系。三湖地区第四系生物气藏在世界天然气地质领域具有独特性,表现在气藏的地层新、埋藏浅、规模大、气层层组多^①、特殊的地理地貌环境及与地下水循环密切相关。其南面是平均海拔 5000m 的昆仑山,北面是平均海拔 4500m 的祁连山。在海拔 5600m 以上发育着现代冰川,海拔 4200m 以上为多年冻土,盆地腹部则为

季节性冻土,冻结深度 0.88~2.29m。从山前至湖积平原,依次为山地、戈壁、风蚀丘陵、细土平原、沼泽、盐湖等地貌类型。山前冲洪积扇倾斜平原海拔为 2800~3850m,平均坡度为 6%~9%。中部湖积平原区海拔为 2675~2700m,平均坡度为 0.5%~1.5%。湖积平原区内盐水湖泊发育,呈北西向串珠状分布,其中最低处的达布逊湖水面海拔为 2675m。区内平均年降水量为 84mm,平均年蒸发量为 2500mm^②、地势高差悬殊、气候干旱严寒等特点(杨贵林等,1996)。三湖地区第四系的生物气资源量约 $2.94 \times 10^{11} \text{ m}^3$ 。已发现生物气藏 5 个,均为背斜构造圈闭,并且受到构造高点的控制(顾树松,1996)。这些生物气主要来源于南斜坡和中央洼地,成藏于北斜坡地带,显然与第四系地下水流场作用有密切的成因联系。

1 第四纪地质

三湖地区是柴达木盆地第四纪沉积凹陷的主体

收稿日期:2006-10-22;改回日期:2007-03-16;责任编辑:章雨旭。

作者简介:关洪军,男,副教授,南京大学第四纪地质专业博士研究生。电话:025-57919216;Email:ghjq@163.com。通讯作者:朱大奎,男,教授。南京大学第四纪地质专业。Email:dkzhu@nju.edu.cn。

部位,湖泊发育,地表水系主要源于南侧的昆仑山。第四系主要由半固结和未固结的砂泥岩组成。早更新世(Qp¹)以湖相沉积为主,岩性主要为泥岩、砂岩、泥灰岩、砂砾岩以及松散的细砂、粉砂、亚砂土、亚粘土等,埋藏深度 1200~3000 m,最高出露点在海拔 4700 m 的昆仑山垭山口,反映了早更新世以来强烈的差异升降构造运动特点。中更新世(Qp²)以湖相及河流冲洪积相为主,岩性为松散的亚砂土、亚粘土,在山前地带分布着冰积物和冰水相沉积物,埋藏深度 400~1200 m。晚更新世(Qp³)以湖相细砂、粉砂、亚粘土、盐类等沉积物为主,其次为冲洪积相沉积物。埋藏深度 30~400 m。全新世(Qh)堆积物成因类型较多,有冲洪积、湖相、湖沼相、盐积物、残积坡积物、风积物^①等,盐积物和风积物分布最广泛,埋深下限为 20~30 m。以湖相沉积为特征的 Qp¹⁻² 是生物气藏主要产气层位。三湖地区系列近东西走向的第四系局部背斜构造,是生物气藏的主要圈闭类型,这些构造为同沉积构造,构造幅度上小下大,浅层局部构造的形成受深部新近系古构造和古地形控制。第四纪以来的新构造运动对三湖地区的局部构造的形成也有控制作用,表现为“构造山”的地貌特征,并与新构造运动的阶段性相关(王桂宏, 2000)。刚性基底和走滑性断裂边界产生了明显的帚状构造形迹,控制了三湖地区第四系局部构造的分布及其构造样式。

柴达木盆地经过前第四纪数次构造变动后,祁连山和昆仑山隆起抬升,使盆地与共和盆地隔绝,封闭了盆地东部及西南部,此时唯有盆地西北部与塔里木盆地相连,呈现为柴达木—塔里木古淡水湖泊景观。在晚更新世阿尔金山持续隆升,使盆地与塔里木盆地分野,成为封闭的古湖盆,并使古湖水向东汇聚,沉积中心进一步向东迁移。在盆地逐渐封闭的同时,青藏高原整体不断上升,阻挡了来自印度洋的暖湿气流,使盆地气候逐渐转向干燥寒冷,古湖泊补给水量减少,蒸发量增加,古湖泊水趋向咸化(党玉琅等, 2004)。接受快速沉积的第四系三湖拗陷,自北向南可分为北斜坡区、中央凹陷区和南斜坡区。大量第四系钻探岩心中所含的孢粉组合资料研究表明,三湖地区孢粉所反映的早更新世早期温暖水生生物达最高值,随后温暖水生生物减少,耐旱耐盐生物增加,中更新统晚期温暖水生生物极少,耐旱耐盐生物达最高值,也反映第四纪古气候由温暖潮湿变为干燥寒冷(景民昌等, 2001)。根据察尔汗湖泊水体中盐类物质测算,晚更新世本区古湖泊仍然处于

淡水环境至少持续了 100 ka 左右,其后由西向东古湖水逐渐咸化,约距今在 15 ka 以后这段时间内完成了成盐过程^②。寒冷的气候和高矿化度水体是生物气形成的重要条件。

2 水文地质特征

三湖地区地表水系主要源于南部的昆仑山北坡,形成了地下水系统由南向北径流的特征。而北部的祁连山海拔高度相对低,仅发育季节性小河流。其中,鱼卡河西出祁连山后向北转入赛什腾凹陷的德尊马海湖,大柴旦河流入绿梁山以北的大柴旦湖,塔塔梭河流入锡铁山以北的小柴旦湖,偶有季节性间歇水向东南转入霍布逊湖地区(孙镇城等, 2003),这些北部季节性小河流对生物气田的影响很小。而南部发育的地表河流水系以那陵格勒河、格尔木河等山岳型河流为主要特征,其他河流均为源于山前倾斜平原的泉集型河流(图版 I-1)。其中,那陵格勒河流入台吉乃尔湖,格尔木河和诺木洪河流入达布逊湖,形成了两个有显著差异的径流系统:① 那陵格勒河的水流量最大,在山前冲洪积倾斜平原泉水少,且河水的矿化度较高,标志着地下水混入较少。格尔木河在山前冲洪积倾斜平原的泉水和泉集型河流较发育,河水的矿化度较低,标示地下水大量转化为地表水。说明那陵格勒河在山前冲洪积倾斜平原区主要表现为地表水以补给地下水,而格尔木河则反之。② 那陵格勒河的年均流量 $10.3 \times 10^8 \text{ m}^3$,基岩山区河流段碳酸盐岩广泛分布,在有些地段(如在四角羊—神山一带)岩溶地下水位埋深大于 158m,表现为地表水补给地下水。而格尔木河的年均流量 $7.98 \times 10^8 \text{ m}^3$,在基岩山区河段有较多的泉水和温泉水出露,主要表现为地下水补给地表水。这两条河流在基岩山区地下水与地表水转换模式有显著差异,其原因与基岩山区的地质构造以及岩石组合的差异性有关。③ 在南部山前洪积扇前缘的地下水溢流带也是单一型含水系统与多层型含水系统的分界处,前者主要为潜水含水系统,后者主要为承压水含水系统^③,这个界线也是地下水流动系统水势的下限。值得注意的是那陵格勒河山前洪积扇前缘地下水溢流带海拔高程为 2880m,比格尔木河的地下水溢流带海拔高出 150m,高水势有利于提高地下水系统的循环速度和加大循环深度。另外那陵格勒河山前第四系含水系统的基岩边界是碳酸盐岩类和碎屑岩类,其孔隙发育、透水性强,基岩裂隙水对第四系含水系统的侧向补给强烈,并起到提高水

势的作用,使其洪积扇区地下水位埋藏浅,潜水位与地形坡度接近。而格尔木河与诺木洪河的山前第四系含水系统基岩边界是花岗岩及岩浆侵入体,岩性致密,基岩边界几乎没有侧向补给量,使其洪积扇区地下水位埋藏较深,形成大幅度水跌现象。上述差异表明那陵格勒河山前至北部驼峰山地区地下水流动系统(简称那一驼系统)具有相对高水势、深循环的特点。同位素资料也证实了这种差异。例如,那陵格勒河山前冲洪积扇区潜水中,氡(TU)为 56.25‰~9.76‰,其含量向深部递减迅速,沿流线方向递减较慢,氢同位素(δD)为 -59‰~-62‰,具有受大气降水和地表水补给相对弱、基岩裂隙水侧向补给强度大、有明显向深部循环的特点。格尔木河山前冲洪积扇区潜水中,氡(TU)为 128‰~68.71‰,其含量向深部递减缓慢,沿流线方向递减迅速,氢同位素(δD)为 -77‰~-71‰^①,表明受大气降水和地表水补给相对强、基岩裂隙水侧向补给相对弱。

可见,那一驼含水系统补给区延伸到山区,基岩裂隙水与第四系孔隙水统一的水动力系统,有效地提高了深层地下水循环的水势和径流强度,使第四系承压水层的循环深度达 3000m。在沉积相和构造地质条件约束下,形成了由南向北长流程的补一泄系统,其区域流场穿越地形洼地延伸到北斜坡地带的台吉乃尔构造—驼峰山构造轴部泄流出地表(Little et al., 1999),补一泄距离约 123km。泄水区也是透水性相对好的 Qp^{1-2} 裸露区,其地面海拔高程与 Qp^1 上部含水层水的折算水势面高程相当,约为 2730m 左右(孙镇城等,2003),折算水势随着含水层埋深增加而提高,形成越流效应和强烈毛细饱水带蒸发泄流的基本条件。位于涩北—驼峰构造轴部的驼峰 1 井和涩 20 井,所钻揭的地层 Qp^{1-2} 中,碳酸盐含量自上而下逐渐降低,上部地层碳酸盐平均含量比下部地层碳酸盐平均含量高约 40%~45%,显然是区域流场在泄流区附近垂直分量增大而环境压力逐渐降低,产生显著的脱碳酸作用,使地层水中碳酸盐离子结晶析出。泄流区附近这种流场特征有利于生物气的脱气和聚积成藏。

3 沉积相控制下的流场特征分析

三湖地区主体部分地势较平坦,气候干旱,大气降水量仅能补充包气带水分亏缺的一部分,不能够有效地补给地下水,致使北斜坡地下水局部流动系统不发育或局部流动系统的形成依赖于中间流动系

统的泄流补给,而中间流动系统和区域流动系统的发育,受到湖泊沉积相带的制约。根据第四系沉积相研究成果,三湖地区第四纪湖泊演化经历了湖泛阶段、鼎盛阶段和萎缩阶段,在湖泊整个演化过程中,沉积中心位置相对固定,深湖—半深湖相沉积范围较集中,在中央洼陷区第四纪形成了约 3000m 巨厚的深湖—半深湖相泥岩沉积^②。在早更新世,三湖地区至少有 3 个沉积中心,其中两个主要的分别在涩聂湖一带和西台吉乃尔湖西侧,均为半深湖沉积环境,另一个在伊克雅乌汝地区,为浅湖沉积环境。距今约 1.95Ma,涩聂湖和西台吉乃尔湖两个沉积中心连成了一体,成为扩大的半深湖区。距今 0.12Ma 以来,由于构造整体隆升和气候的愈趋干旱,使湖泊进一步缩小、变浅,最终演化为盐湖和盐沼。现今这些沉积相带主要展布在涩北构造带以南的残留盐湖狭长分布区,大致反映了距今 10ka 以来的湖沼和滨湖相区范围^③。那陵格勒河的平均坡比降为 5.67%,使入湖河口处水动力作用强大,加之,第四纪以来河口位置相对固定,使得三角洲体系非常发育,此河口三角洲体系在遥感图像上轮廓非常清晰。因此,更新世早—中期的三角洲砂体可能延伸到台南构造和涩北构造区,成为区域流畅由南向北渗流的主要通道。

深湖—半深湖相厚层泥岩的渗透率低,使区域流线受到阻滞而向下发生绕流,使得 Qp^{1-2} 下部的席状砂体成为区域流动系统循环的主要通道。厚层泥岩相带分隔了不同水系的地下水流动系统,同时分隔了中间流动系统与区域流动系统。在高水势的作用下,区域流线从涩聂湖 Qp^{1-2} 深湖—半深湖泥岩相带以南向下绕流到北侧,在伊克雅乌汝和涩聂湖两个 Qp^{1-2} 沉积中心之间形成较为集中的泄水区域。此泄水区也是北斜坡的下倾段,主力生物气藏几乎都分布在泄流区附近,显示了厚层泥岩相带及区域流动系统泄流区与生物气藏形成有着密切的联系。

探井水分析资料显示,由南部山前到北部山前,地层水矿化度呈现两头低中间高的特点。然而, Qp^{1-2} 地层水矿化度最高区不是在湖泊洼地范围和深湖泥岩相带,却分布在北斜坡台南 5 井一带(图版 I-2),且被下更新统深湖泥岩相圈围(图版 I-2)。此区水化学组分和水型变化也比较复杂,应该是区域流场水动力捕集带范围,此范围是不同流场汇流与水质混合部位,也是流线垂直分量增大部位,水动力捕集带的地下水长期处于滞水和浓缩状态。

表 1 台吉乃尔气田水化学离子含量随时间变化表
Table 1 Hydronium content variety with time in the Taijier biogenic gas pool

井号	取样深度 (m)	分析时间 (年-月-日)	阴离子(mg/L)			阳离子(mg/L)		总矿化度 (mg/L)
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
台中 2	744.0~747.4	1976-09-29	107261	9	67	2712	1476	175219
台中 2	700.2~704.2	1976-10-09	97937	28	67	2473	799	160515
台中 3	774.2~777.0	1976-10-26	107452	7	72	2778	1854	175191
台中 3	620.8~623.4	1976-11-12	110307	6	64	2980	1736	179961
台吉 1	710.4~717.4	1998-11-08	106053	2222	124	2845	2253	175853
台吉 1	648.0~651.0	1998-11-19	113030	1315	124	3347	2638	185596
台吉 1	501.0~504.4	1998-11-19	31630	2118	110	837	812	54576

注: 气田水化学资料由据青海油田公司研究院提供。

Qp¹⁻²下部层段水矿化度平面分布显示,存在两个高矿化度区,分别在东台吉乃尔湖和达布逊湖一带,两者的过渡区是矿化度相对低区,此过渡区恰好位于那棱格勒河的河口三角洲部位。地下水化学特点标示出那~驼区域流线是通过区域盖层下部有限的三角洲砂体绕流到北斜坡区,此渗流通道宽度约70km。在生物气藏初期开发过程中,同深度的地下水温度在10年左右的开发时间内普遍提高了3~4℃(图1),同深度地下水的SO₄²⁻含量提高了2~3个数量级,HCO₃⁻含量提高了1~2个数量级,Mg²⁺含量提高了50%以上,总矿化度略有提高(表1)。表明气田在初期开发过程就明显增加了深层地下水的越流效应,使开发井段地温梯度增高。地下水化学场与温度场的变化也明显地反映出区域地下水流场的这种循环规律。

地下水中间流动系统循环深度相对浅,流线主要穿越辫状河流、三角洲、滨湖、浅湖等高渗透沉积

相带。这些相带可近视为透水性较好的层状均匀介质,且层间渗透系数差异相对小,易形成统一的中间流动系统,其泄水区分布在地形最低处的湖泊洼地(图2)。中间流动系统对浅部地层的盐分积累有重要作用(王大纯等,1995),有利于提高泥质盖层的突破压力,形成良好封盖效果。根据本沉积相剖面估算,地下水区域流场由南向北径流深度约为1600~3000m,横向穿越距离约80~123km,取平均地温梯度值为2.6℃/100m,则区域流场水平流线段温度约42~78℃,此温度范围覆盖了本区气源岩产气峰值的温度区间。这种大跨度区域流场,在流线沿程方向,其压力环境和温度环境变化满足了有机质热演化、生气、运移和脱气的基本条件,而中央凹陷巨厚层泥岩沉积相带和高矿化度地层水的阻滞作用也是这种区域流场形成的重要因素。

4 水动力模型计算与评价

由于三湖地区第四系的压实程度低,颗粒多为点式接触,原生孔隙发育,砂质岩类普遍有高孔隙(平均孔隙度20%~40%)、高渗透(平均渗透率 $100 \times 10^{-3} \sim 1000 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)的特点,泥质岩类则普遍表现为高孔隙(平均孔隙度18%~30%)、低渗透(平均渗透率 $0.01 \times 10^{-3} \sim 1.0 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)的物性特征(张晓宝等,2003)。第四系砂泥岩沉积的频繁间互,构成了良好的生、储、盖组合,生储配置比一般为3:1~5:1,使生物气藏具有层数多、单层薄、埋藏浅、分布井段长、有多个气水系统等特点(顾树松,1996)。厚层湖相泥质岩层的大量发育,不仅为生物气的形成提供了充足的气源,同时也构成了生物气的有效封盖层。盖层分为直接盖层和区域盖层,区域盖层为一套约400m厚的区域泥质沉积,直接泥岩盖层厚度平均在5m~10m之间^⑥。盖层与储层

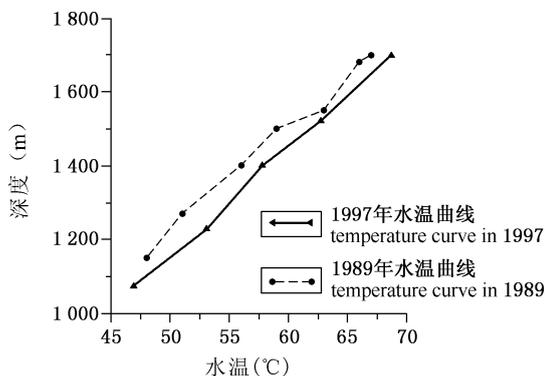


图 1 柴达木盆地台南气田地下水温度曲线图

Fig. 1 Groundwater temperature graph in the Tainan biogenic gas pool, Qaidam basin

(水温资料由青海油田公司研究院提供)

(Data about water temperature are from the Company of Qinghai Oil-field)

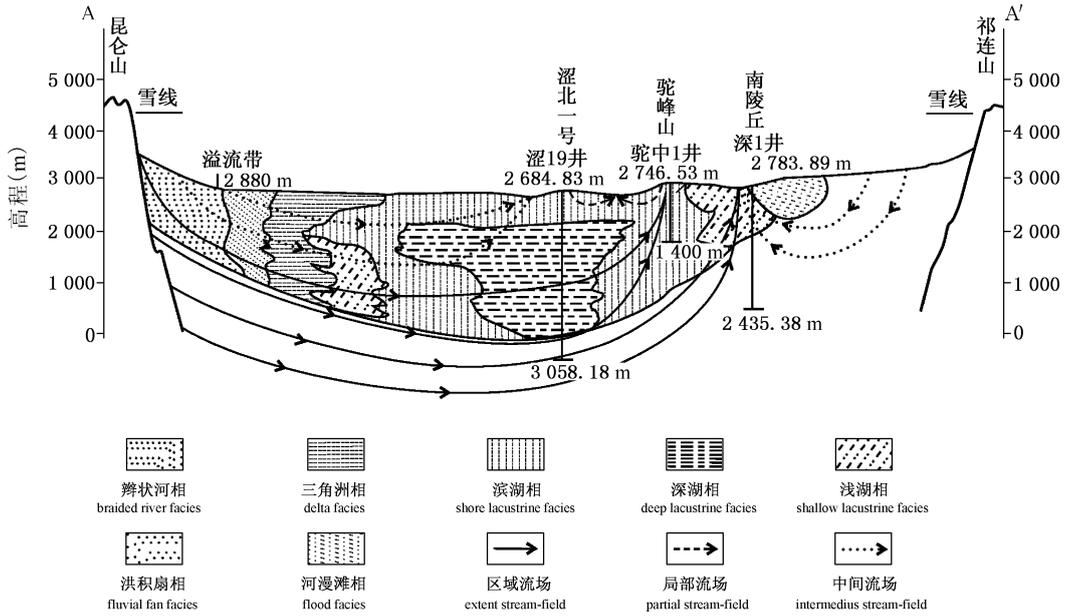


图 2 柴达木盆地三湖地区第四系沉积相与地下水流场示意图

Fig. 2 Quaternary sedimentary facies and flow field sketch map of the Sanhu area, Qaidam basin

的区别在于渗透率的巨大差异,而两者的孔隙度几乎接近,而泥质含量的多少是影响渗透率的直接因素^⑥。根据上述水文地质条件和油气地质特征,可建立那一驼系统的(单一型含水系统及多层型含水系统)层状非均质含水系统简化模型(图 3),其中,过水断面 1 相当于南部山前洪积扇前缘溢流带(即单一型含水系统与多层型含水系统的过渡带),过水断面 2 相当于北斜坡带泄流区(即北斜坡带构造带 Qp^{1-2} 出露范围),两个过水断面的水头分别为 $H_1 = 2880m$, $H_2 = 2730m$ 。含水层厚度分别为: $M_1 = 2160m$, $M_2 = 720m$, $M_3 = 2880m$ 。由渗透系数 K 与渗透率 κ 的关系式: $K = \kappa \frac{\gamma}{\mu}$, 其中取: $\mu = 0.01$ 泊, $\gamma = 9.8 \text{ kN/m}^3$, 由此式得平均渗透系数,湖相泥质岩的 $K_1 \approx 4.27 \times 10^{-5} \text{ (m/d)}$, 湖相席状砂质岩的 $K_2 \approx 0.042 \text{ (m/d)}$, 洪积扇砂砾岩的 $K_3 \approx 1.55 \text{ (m/d)}$ 。根据前苏联学者吉林斯基势函数方法(陈崇希等, 1999), 多层型含水系统的势函数为:

$$\Psi = \sum_{i=1}^n K_i M_i (H_i - z_i)$$

单一型含水系统的势函数为: $\Psi = KMH$
 其中, K_i 为第 i 层的渗透系数, M_i 为第 i 层的厚度, z_i 为第 i 层含水层的中点高度, H_i 为第 i 过水断面的水头。层状非均质含水系统简化模型的 $z_1 = 1800m$, $z_2 = 360m$, $z_3 = 1440m$, 两个过水断面间距为 $l =$

123 km, 则得第一断面的平均势为:

$$\Psi_1 = \frac{1}{2} [K_1 M_1 (H_1 - z_1) + K_2 M_2 (H_1 - z_2) + K_3 M_3 (H_1 - z_3)] = 3252232.21 \text{ (m}^3/\text{d)}$$

则第二断面的势为:

$$\Psi_2 = K_1 M_1 (H_2 - z_1) + K_2 M_2 (H_2 - z_2) = 71754.57 \text{ (m}^3/\text{d)}$$

两过水断面间的单宽流量为:

$$q = \frac{\Psi_1 - \Psi_2}{l} = 25.85 \text{ (m}^2/\text{d)}$$

如果将湖相巨厚层泥岩视为绝对隔水层(即 $K_1 \approx 0$), 这样可以近似得出第 2 层含水层的渗流速度:

$$v = \frac{q}{M_2} \approx 0.036 \text{ (m/d)} = 13.14 \text{ (m/a)}$$

区域流动系统的循环周期:

$$T = \frac{l}{v} = 9361 \text{ (a)}$$

根据上述循环速度,按 30ka BP 以来的时间段计算,设此时间段形成了现今气候与地形(吴必豪等, 1996), 那一驼系统区域流场由南向北渗流的主要通道是河口三角洲向北延伸的砂体,其东西向宽度取 70 km、平均孔隙率为 30%。则在这个期间通过主要通道的地下水区域流场循环量为

$$\frac{30000}{9361} \times 720 \times 70 \times 123 \times 10^6 \times 30\% = 5.96 \times 10^{12} \text{ (m}^3\text{)}.$$

如果区域流场每立方米地下水的脱气率为 $1.3 \text{ m}^3/\text{m}^3$, 那么, 30 ka BP 以来在北斜坡地带以水溶气运移的生物气析出总量为 $7.75 \times 10^{12} \text{ m}^3$ 。在北斜坡的区域流场泄流区, 以天然气聚集系数 12.9%, 其聚集概率为 5% (李本亮等, 2003), 以水溶气方式横向运移的生物气可能北斜坡聚集资源量为 $129 \times 10^8 \text{ m}^3$, 此资源量主要分布在北斜坡的泄流区。同理可以计算出该区域流场每年循环的泄流量为 $1.99 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 生物气聚集资源量为 $1.67 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{a}$, 这个聚集资源量主要分布在泄流区附近的构造圈闭中。这个聚集资源量也可近似为生物气藏总体开采量的动态平衡点, 随着开采泄流量的增加, 区域流场的泄流范围更加集中, 动态平衡点也随之向正的方向偏移。总体开采量等于此动态平衡点, 则可以保持似永久性开采。总体开采量小于此动态平衡点, 则开采过程不会引起圈闭生物气控制储量的减少, 否则反之。这个动态变化过程应该是三湖地区生物气藏动态成藏的重要特征之一。

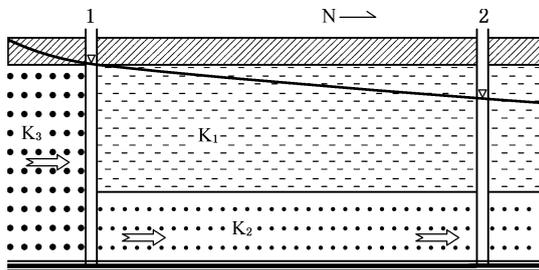


图3 柴达木盆地那陵格勒河—驼峰山含水系统简化模型

Fig. 3 Simplified model of the groundwater bearing system in the Nalinggele—Tuofeng area, Qaidam basin

水文地质简化模型计算结果基本上反映了本区生物气运移、聚集的水动力成藏的特点, 应该属于偏保守的计算结果。因为, 以水溶相运移的生物气, 其运移速度还与气柱高度、气柱浮力、地层倾角、储集层厚度、运移方向与地层倾斜层面方向等因素有关。若考虑这些相关因素, 所计算的运移速度和聚集量会更高。如果把区域流场携带地表和土壤有机质经过深循环作用所产生的生物气作为第二气源生物气, 这部分生物气应该属于可再生生物气资源量。可见区域流场的载体和运移作用能够产生增加生物气资源量的效应, 使泄流区附近有充分的生物气资源量满足聚集量大于散失量的动态成藏的要求。目前发现的第四系生物气藏主要分布在那一驼系统区

域流场的泄水区附近, 证明了区域流场这种长流程、深循环作用是生物气动态成藏的主要控制因素。几乎所有的生物气都具有 CO_2 还原途径生成气的碳同位素特征, 必须在古气候干旱、古温度较低、沉积速率较高、水体中硫酸盐含量也较高的特殊条件下, 此特殊条件使得甲烷菌大量保存 (Rice et al., 1992)。生物气初次运移高峰期一般在泥岩初次压实阶段末至稳定压实阶段, 相应埋藏深度为 500~1600m (李明宅等, 1995)。二次运移需要更高的温度与压力环境, 脱气需要相对低压环境, 而区域流场的长距离、大深度的横向渗流和短距离垂向渗流特点满足了这种环境变化要求。生物气这种横向运移特点在地球化学资料上有明显反映。例如, 涩北气田不同气层组生物气 $\delta^{13}\text{C}$ 与深度之间呈正相关关系, 这是生物气横向运移的标志, 应该是 CO_2 还原途径成气的必然结果。这种关系在许多生物气田的 CO_2 还原途径形成生物气中都能见到, 如美国科罗拉多和堪萨斯州的生物气田 (Rice et al., 1981) 和意大利波河谷地拉文纳地区气田 (Mattavelli et al., 1983) 等。

综上所述, 笔者将本区以水溶气运移的生物气成藏条件归纳为: ① 长流程、深循环区域流场的存在, 沿区域流线流程方向, 其压力环境和温度环境变化满足了有机质热演化、生气、运移和脱气的要求。② 区域流场有较高的循环速度和径流强度, 能够携带足够量的生物气抵达北斜坡区, 满足生物气聚集量大于散失量的动态成藏的基本条件。③ 区域流场在泄流区附近垂直分量增加, 流线的温度、压力快速降低, 成为生物气脱气、散失和聚集的主要场所, 该泄流区附近的构造圈闭是生物气富集的最有利部位。

5 结论

(1) 三湖地区地表水系以那陵格勒河、格尔木河等山岳型河流为主要特征, 由于主要河流在基岩山区地质条件差异和山前基岩边界条件差异, 形成了两个有显著差异径流系统: 那一驼含水系统的山区基岩裂隙水与山前第四系洪积扇孔隙水构成了统一的含水系统, 使地下水系统的补给区延伸到基岩山区, 有效地提高了第四系地下水区域流场的水势和径流强度, 形成了长流程、深循环地下径流系统。

(2) 那一驼系统在下更新统厚层湖相泥岩和高矿化度地层水的阻滞下, 区域流线向下穿越下更新统河口三角洲砂体渗流到北斜坡区, 在北斜坡地带

的台吉乃尔构造—驼峰山构造轴部形成泄流区,反映了在区域流场作用下,生物气由南向北运移、聚积的基本特征,这种流场特征有利于增加生物气资源量,也与化学场和温度场的资料相吻合。

(3)根据水文地质资料和青海油田公司研究院提供的气田水化学和水温资料,建立了那一驼地下水流动系统的简化模型,计算出区域流场的流速为13.14m/a,从补给区到泄水区的循环周期为9361a。进而计算出以水溶气方式横向运移的生物气在北斜坡的聚集资源量为 $129 \times 10^8 \text{ m}^3$,每年的聚集资源量为 $1.67 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{a}$ 。这个聚集资源量主要集中在区域流场泄流区附近,有利于形成富集成藏优势。

(4)本区以水溶气运移的生物气成藏条件归纳为:①长流程、深循环区域流场的存在,沿区域流线流程方向,其压力环境和温度环境变化满足了有机质热演化、生气、运移和脱气的要求。②区域流场有较高的循环速度和径流强度,能够携带足够量的生物气抵达北斜坡区,满足生物气聚集量大于散失量的动态成藏的基本条件。③区域流场泄流区附近垂直分量增加,流线的温度、压力快速降低,此区是生物气脱气、散失和聚集的主要场所,该泄流区附近的构造圈闭是生物气富集的最有利部位。

致谢:青海省油田公司研究院提供了大量的生物气田实测资料,在此深表感谢。

注 释

- ① 青海石油分公司. 2003. 柴达木盆地生物气成藏条件及勘探经验. 1~5.
- ② 青海省柴达木综合地质勘察大队. 1989. 柴达木盆地水文地质环境地质综合评价勘察报告. 2~19.
- ③ 南京师范大学. 1988. 青海柴达木盆地东部地区第四纪地层与沉积研究报告. 1~8.
- ④ 中国地质大学. 1986~1990. 柴达木盆地昆仑山前平原地下水资源研究. 3~27.
- ⑤ 青海石油勘探开发研究院. 1997. 柴达木盆地晚新生代环境变迁过程补充研究报告. 5~22.
- ⑥ 高端祺,赵政璋. 2001. 中国油气新区勘探. 270~277.

参 考 文 献 / Reference

陈崇希,林敏. 1999. 地下水动力学. 武汉:中国地质大学出版社,48

~57.

- 党玉琅 张道伟. 2004. 柴达木盆地三湖地区第四系沉积相与生物气成藏. 古地理学报, (6):110~118.
- 顾树松. 1996. 柴达木盆地第四系生物气藏的形成与模式. 天然气工业, 6~9.
- 关德师. 1997. 控制生物气富集成藏的基本地质因素. 天然气工业, 8~12.
- 景民昌,孙镇城,杨革联. 2001. 柴达木盆地达布逊湖地区3万年来气候变化的微古生物记录. 海洋地质与第四纪地质, 55~58.
- 李本亮 王明明. 2003. 柴达木盆地三湖地区生物气横向运聚成藏研究. 地质论评, (49):93~99.
- 李明宅等. 1995. 生物气的生成演化模式和初次运移特征. 石油实验地质, 17:147~155.
- 孙镇城,党玉琪. 2003. 柴达木盆地第四系倾斜式气藏的形成机理. 中国石油勘探, (8): 41~44
- 王大纯,张人权,史毅虹. 1995. 水文地质学基础. 北京:地质出版社, 81~94.
- 王桂宏. 2000. 柴达木盆地东部第四系局部构造形成的控制因素及分布规律. 石油勘探与开发, 45~47.
- 王静,乔文龙. 2003. 生物气成藏条件分析及准噶尔盆地生物气探究. 新疆地质, (21):450~454.
- 王明明. 2003. 柴达木盆地东部第四纪水文地质条件与生物气成藏. 石油与天然气地质, (24):341~345.
- 吴必豪,等. 1996. 柴达木盆地盐湖的特征与形成机制. 见:盐湖资源环境与全球变化. 北京:地质出版社,28~36.
- 杨贵林,张静娴. 1996. 柴达木盆地水文特征. 干旱区研究, (2) 7~13.
- 张晓宝,徐自远. 2003. 柴达木盆地三湖地区第四系生物气的形成途径与运聚方式. 地质论评, (49):168~174.
- Little R, Cramer B. 1999. Gas generation and accumulation in the west Siberian basin. AAPG Bull., 83: 1642~1665.
- Mattavelli L, Ricchiuto T, Grignani D, Schoell M. 1983. Geochemistry and habitat of natural gases in the Po Basin, Northern Italy. AAPG Bull., 67:2239~2254.
- Rice D D, Claypool G E. 1981. Generation, accumulation, resource potential of biogenic gas. AAPG Bull., 65:5~25.
- Rice D D. 1992. Controls, habitat and resource potential of ancient bacterial gas. In: Vially R, ed. Bacterial Gas. Paris: Editions Technip, 91~118.

图 版 说 明 / Explanation of Photos

1. 柴达木盆地三湖地区综合平面图.
2. 柴达木盆地三湖地区 Qp^{1-2} 沉积相图.
1. Comprehensive map of the Sanhu area, Qaidam basin.
2. Qp^{1-2} Sedimentary facies of the Sanhu area, Qaidam basin.

An Analysis on the Relation between Quaternary Groundwater Streamfield and the Genesis of Biogenic Gas Reservoir in the Sanhu Area, Qaidam Basin

GUAN Hongjun^{1,2)}, ZHU Dakui¹⁾, ZHANG Daowei³⁾

1) *The Key Laboratory of Coast & Island Development of Ministry Education, Nanjing University, Nanjing, 210093*

2) *Engineering Institute of Engineering Corps, PLA Univ. & Tech., Nanjing, 210007;*

3) *Research Institute of Exploring—Developing of Qinghai Oilfield Company, Dunhuang, Gansu, 736202*

Abstract

This paper summarized the general characteristic of the runoff system in the Sanhu area (Sanhu means 3 lakes in Chinese, they are the West Taijnar Lake, the Suli Lake and the Dabsan Lake), Qaidam basin and described two prominently different groundwater runoff systems, which are relevant to groundwater constrained flowing in bedrock of piedmont area. In Nalinggele drainage areas, the bedrock fissure water and the piedmont Quaternary alluvial pore water form a uniform groundwater system with high hydraulic head. Since the groundwater is blocked by thick lacustrine mud rock and high mineralized strata water, it along delta facies sandy body switched to north and developed a limited discharge area in north slope region. The prediction for regional streamfield is supported by chemical and temperature field data. Based on hydrogeological and petroleum exploration data, a simplified groundwater flowing model in Nalinggele—Tuofeng area has been set up. It gives a flowing velocity of 13.14m/a, and a cycle period of 9361a. It is predicted that the biogenetic gas, which migrates as water soluble gas can reach to $129 \times 10^8 \text{ m}^3$ on north slope. The biogenetic gas is mainly distributed on the discharge area, which favors gas concentration. The biogenic gas reservoir forming conditions can be concluded as follows: ① The long flowing distance and deep circulation for regional flowing field produced a favorable pressure and temperature conditions along runoff, which meets the demand of organic thermal evolution and generation, migration and outgassing for biogenic gas. ② The regional flowing field has a great flowing velocity and a high runoff intensity so that it can carry enough biogenic gas to north slope zone, which reach the requirement for biogenic gas reservoir forming, that is the accumulation quantity is greater than dissipation one. ③ Because the vertical component of regional flowing field is increased nearby discharge area, it becomes a dominant location for outgassing, accumulation and dissipation of biogenic gas. The tectonic trap around the discharge area is an optimal place for biogenic gas reservoir forming.

Key words: Quaternary; geomorphologic; groundwater flow field; biogenic gas fields; discharge area

椒江河口沉积物 As、Hg 黄铁矿矿化程度及其生物有效性

叶思源¹⁾, 钟少军²⁾, 丁喜桂¹⁾, 袁红明³⁾

1) 青岛海洋地质研究所, 山东青岛, 266071; 2) 中国科学院海洋研究所, 山东青岛, 266071;
3) 中国海洋大学, 海洋地球科学学院, 山东青岛, 266100

内容提要: 本文利用取自浙江椒江河口3个未扰动柱状沉积物样, 进行了孔隙水化学测试、固相沉积物的活性分量与黄铁矿分量的分级提取和测试, 结果表明: Hg 主要以黄铁矿态形式存在于沉积物中。As 在有机碳较高的河口区潮上带和沉积速率较慢的潮下带主要以黄铁矿形态存在[DTMP(degree of trace metal pyritization, 痕量元素黄铁矿矿化程度)>50%], 而在中潮带 As 的黄铁矿矿化程度略低(DTMP 均值为 40.99%), 研究区 DOP(Fe 的黄铁矿矿化程度)值普遍较低(<35%), Mn-DTMP 低于 3.32%。从而揭示了浙江椒江河口沉积物在数厘米以下, 毒性痕量元素 Hg 和 As 被高度黄铁矿矿化的规律性, 并指出在遇有海事活动或风暴潮事件对海底沉积物进行扰动时, 河口沉积物与充氧的海水反应, 高度黄铁矿矿化的痕量元素会转变成活性态, 从而导致近海生态系统的毒性事件。

关键词: 沉积物; 痕量元素; 活性态; 黄铁矿态; 生物有效性; 椒江河口

沉积物中的黄铁矿是海水中许多痕量元素的重要归属(Boulegue et al., 1982; Neretin et al., 2004), 痕量元素在环境中的迁移、转化和寄宿过程具有十分重要的意义(Moore et al., 1988; Skei et al., 1988; Lord et al., 1992; Yu et al., 2001)。此外, 痕量元素在铁的硫化物中发生的类质同像置换会减小固体的活性(Stumm et al., 1981, 叶思源, 2006a), 从而控制还原性水体的痕量元素浓度。虽然近海沿岸沉积物富含自生的黄铁矿, 但是, 很少有直接的证据证明痕量元素与该矿物的相关性。一般地, 在入海口(河口)沉积物中, 由于污染物带来的有机质通常较高, 存在着零价态的硫或多硫化物, 可将酸可挥发硫化物(AVS)转化成黄铁矿, 此矿物一旦被埋藏, 其地球化学性质是稳定的, 此时黄铁矿及其共沉淀作用形成的痕量元素会永久地存在于固相沉积物中, 在氧化还原条件稳定的情况下不参与水—沉积物—生物系统的循环。但是还原沉积物在遇有任何物理扰动暴露于富氧的海水时, 这部分稳定存在于沉积物中的痕量元素会释放到其上覆的水柱中, 参与生物地球化学循环。事实上, 海底沉积物黄铁矿形成总是强烈地取决于其所处环境的还原特征(Berner, 1980), 并且, 痕量元素结合到黄铁矿的比

例亦取决于这种还原特征。

根据测试的痕量元素的活性分量与黄铁矿分量定义了痕量元素黄铁矿矿化度(DTMP)(Huerta-Diaz 和 Morse, 1990; Huerta-Diaz et al., 1990):

$$DTMP = \frac{\text{黄铁矿-Me}}{\text{黄铁矿-Me} + \text{活性-Me}} \times 100\%$$

式中, 黄铁矿-Me 和 活性-Me 分别为金属元素的黄铁矿分量(或称金属元素的黄铁矿结合态浓度)和元素的活性分量(或称元素的活性态浓度)。当元素为 Fe 时, 该式表示了 Fe 的黄铁矿矿化度(DOP)。通过 DTMP 与 DOP 的比较, 可以建立痕量元素从活性态向黄铁矿态转化与 Fe 发生这种转化的关系。

然而, 在中国河口和海湾以往的研究中大多数工作聚焦于痕量元素总量的研究(殷效彩等, 2001; 丘耀文等, 2005), 偶尔见有痕量元素与酸可释放硫(AVS)关系的研究(张向上等, 2003; 叶思源等, 2006b), 沉积物痕量元素的活性态与黄铁矿态研究更是少见。鉴于此, 本次研究了采集于浙江椒江河口潮间带3个未扰动沉积物柱状样, 采用分级提取技术研究沉积物中与黄铁矿有关的痕量元素, 此研究的目的在于剖析河口区柱状沉积物剖面上痕量元素 As 和 Hg 的活性态和黄铁矿态浓度的分布规律、

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40642009)的成果。

收稿日期: 2007-03-07; 改回日期: 2007-05-18; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 叶思源, 女, 1963年生, 研究员, 博士。主要从事近海生态地球化学研究。通讯地址: 山东青岛福州路62号, 青岛海洋地质研究所; 电话: 0532-85755811; 传真: 0532-85720553; Email: siyuanye@hotmail.com。

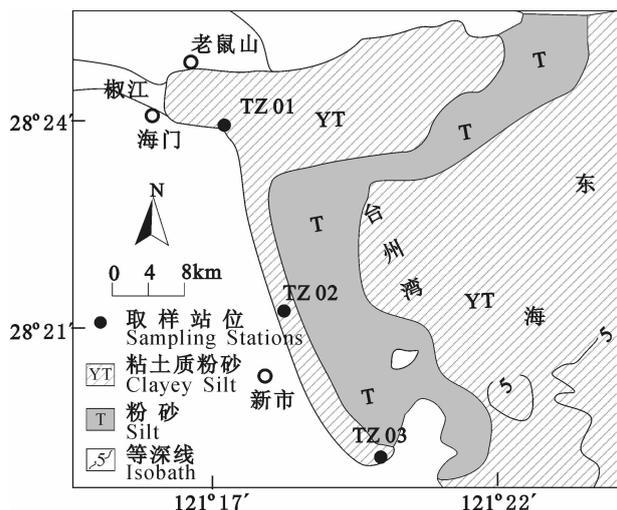


图1 采样位置图

Fig. 1 Sampling stations

控制因素及其生物有效性意义。

1 材料与方法

浙江省台州湾是主要的化工污染区,污染物随椒江口排入(图1)。在椒江口以南依次分布有粘土质粉砂和粉砂。3个柱状样(TZ01、TZ02和TZ03)分别于2003年12月采自浙江台州湾椒江口潮间带(图1),是用长50cm(管径7cm)的PVC管插入沉积物中,并在现场进行密封后垂直送回实验室保存于低温冰箱中。柱状样长度分别为:30、40和40cm。所有的样品均属粉砂或泥质粉砂。在室内以2cm的间距取样,样品一部分进行离心以获得孔隙水,另外从每个样品中称取约2g样品冷冻干燥后,进行消

化,提取两种从操作意义上定义的元素结合形态,具体提取步骤如下:

(1) 活性有效态(简称:活性态)提取:用盐酸1M的HCl消化16h,并伴随着连续振荡。通过这一步骤得到相态为晶质和非晶质的铁锰氧化物、碳酸盐和含水铝硅酸盐。并且包括可交换元素、元素的硫化物(不包括黄铁矿)以及与碳酸盐有关的组分。

(2) 硅酸盐结合态(简称:硅酸盐态):用HF消化16h,并连续振荡,再加上5g硼酸重新溶解沉淀的氟化物。这一分量主要由粘土矿物组成,也包含其他粒级的硅酸盐碎屑。

(3) 黄铁矿结合态(简称:黄铁矿态):采用HNO₃消化上一步骤的剩余固体2h而获得。该结合态包括与黄铁矿结合的微量元素。

由于第二步所提取的硅酸盐态元素不参与早期成岩作用,元素的迁移活动属非生物有效的,因此不对其提取液进行化学测试。而活性态与黄铁矿态的总和(HCl-Me + pyrite-Me)被视为是生物有效的。

孔隙水:是由沉积物经过离心分离得到的,其具体是用型号为LXJ-II B的低速大容量多管离心机以3000 r/min的速度离心15 min后取离心水,酸化后冷冻保存。

上述获得的消化液和孔隙水由国家地质实验测试中心分析。其中沉积物消化液Fe和Mn由等离子光谱(TJA-IRIS-Advantage)检测,其结果的检测精度<5%;Hg和As由等离子质谱(TJA-PQ-Excell)检测,精度<10%。孔隙水中的Hg和As由原子荧光(AFS-230)检测,Fe和Mn由等离子质

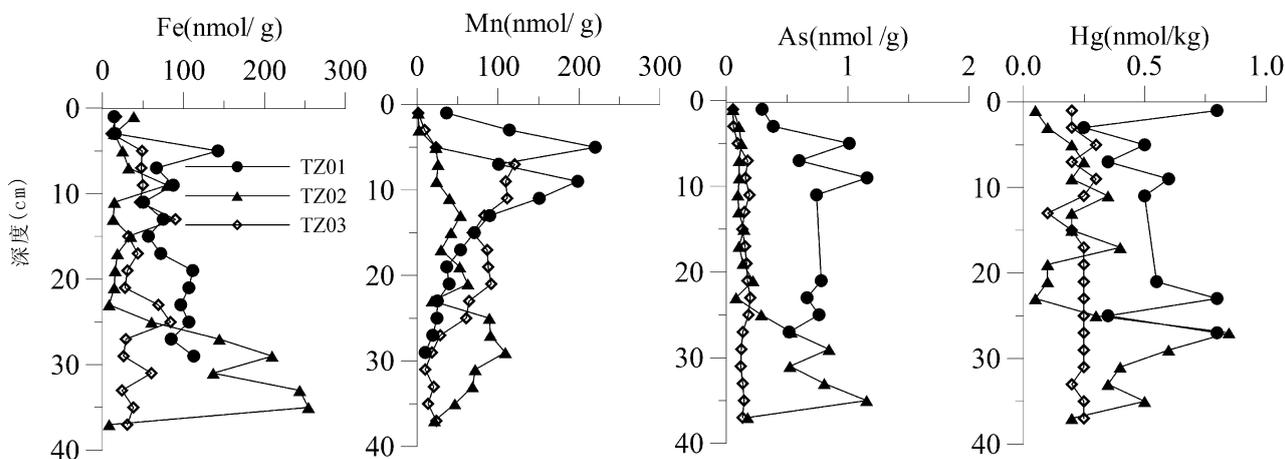


图2 柱状沉积物孔隙水浓度分布(TZ01、02、03柱)

Fig. 2 Porewater concentrations of cores TZ01, 02, 03 from Jiaojiang Estuary

谱(TJA-PQ-Excell)检测,精度 $<10\%$ 。

2 结果

2.1 孔隙水化学特征

柱状沉积物孔隙水浓度剖面见图 2。由图可知: TZ01 柱状沉积物孔隙水可溶元素浓度较其他两个的高,柱状样 TZ02 在 24cm 以下有较高的元素浓度分布, TZ03 在 6~26cm 之间 Mn 有较高的浓度分布。

2.2 沉积物基本特征

沉积物化学形态特征列于表 1。从表 1 可以看出:

(1) 同一柱状样不同元素的化学行为表现为: Hg 主要以黄铁矿形态存在,仅含少量的活性组分, As 在活性态和黄铁矿态中的分布量值不具明显的规律性。但是 Mn 和 Fe 主要以活性态存在,特别是 Mn 在黄铁矿中的分布最多只占 3.32%。4 个元素的黄铁矿化程度 DTMP 递降序列为 $Hg > As > Fe > Mn$ 。

(2) 相同元素在不同柱状沉积物中行为表现可归结为: Hg 的黄铁矿含量在高潮带和低潮带上的两个柱状样的分布浓度相当高,但在中潮带 TZ02 柱状沉积物中的分布显著降低,但其均值仍然较高($>78\%$)。As 的黄铁矿形态分量在 3 个柱状样中的分布相对较小,其平均 DTMP 值为 64.28% (TZ01)、40.99% (TZ02)和 53.79% (TZ03)。

2.3 固相沉积物垂向化学剖面

2.3.1 Fe 和 Mn

沉积物 Fe 和 Mn 的活性态与黄铁矿态分量垂向上的分布如图 3 所示。Fe 和 Mn 主要以活性态为主,特别是 Mn 的活性态浓度值十分高。从图 3

可知柱状样 TZ01 的活性铁分量较高,且随深度增加而增高。相应地其黄铁矿态分量在 0~10cm 处分布值较低,该柱 >10 cm 后 Fe 的黄铁矿分量明显增加,最高可达 $52.64\mu\text{mol/g}$ 。从图 3 的 TZ02 和 TZ03 柱状沉积物的 Fe 的活性态与黄铁矿态分量在剖面上很浅的位置(大约在 2cm 左右)可见有明显的黄铁矿分量分布,该 2 柱的黄铁矿分量的垂向分布较 TZ01 柱状样的高,其最高值可达 $80.53\mu\text{mol/g}$ 。

2.3.2 Hg 和 As

该 3 个柱状样的活性态分量 As、Hg 随深度的增高均呈降低变化态势,而它们的黄铁矿态分量随深度的增加略有增高(图 3),但并不明显。

2.3.3 DOP 与深度的变化关系

图 4 绘制了 DOP 在垂向上的分布, DOP 在该 3 个站位的柱状剖面上均保持较低水平($<35\%$),处于潮上带的 TZ01 柱在上部 0~17cm 处 DOP 随深度增加而增大,至 17cm 处稳定在一个较高的值,其下略呈降低的变化趋势,变动幅度较上部大。位于潮间带中部的 TZ02 柱在 4cm 处便获得了与 TZ01 柱 17cm 处相当高的 DOP 值,除了在 0~17cm 之间有剧增剧减的变动外,其变动态势与 TZ01 柱相似或稳定在 20% 左右。而处于潮下带的 TZ03 柱,在表层 2cm 处便获得了 $>20\%$ 的 DOP 值。该柱状样垂向上的变化为:在 0~6cm 处 DOP 随深度增加减小,在 6~18cm 处呈递增的变化规律,其下又呈递减变化,但总体上略有下降。

3 讨论

3.1 微量元素黄铁矿矿化的主控因素

在还原条件下, Fe^{3+} 和 Mn^{4+} 颗粒会被溶解和

表 1 椒江口沉积物微量元素黄铁矿矿化程度

Table 1 Trace metals pyritization in sediments of Jiaojang Estuary

		活性态				黄铁矿态				DTMP			
		Fe	Mn	As	Hg	Fe	Mn	As	Hg	Fe	Mn	As	Hg
TZ01	最大值	184.62	16.06	35.99	0.09	52.64	0.39	122.51	0.42	23.75	2.61	87.92	99.66
	最小值	68.18	6.00	6.85	0.00	4.14	0.03	9.52	0.27	2.65	0.23	24.66	77.71
	平均值	148.34	12.63	18.35	0.02	20.17	0.17	39.45	0.31	10.87	1.34	64.28	94.87
TZ02	最大值	187.38	19.27	39.87	0.94	80.53	0.52	33.27	0.36	34.12	3.17	62.30	99.66
	最小值	123.17	11.26	18.01	0.00	4.85	0.03	10.94	0.11	2.88	0.19	22.88	22.39
	平均值	155.90	15.82	31.49	0.12	28.63	0.20	21.96	0.28	14.01	1.24	40.99	78.16
TZ03	最大值	158.73	15.71	23.98	0.04	64.96	0.47	29.95	0.39	31.30	3.32	64.08	99.75
	最小值	138.30	12.54	16.79	0.00	6.54	0.06	15.99	0.27	4.25	0.45	42.13	87.50
	平均值	145.67	13.62	20.31	0.01	33.68	0.28	23.98	0.33	17.80	2.01	53.79	96.73

还原成 Fe^{2+} 和 Mn^{2+} 。该还原态的组分一部分向上迁移,在水—沉积物界面处形成 Fe 和 Mn 的氧化物而再次沉淀,另一部分溶解的组分能向下迁移而形成一硫化铁(如四方硫铁矿或非晶质 FeS)或者黄铁矿。在此溶解和沉淀过程中,对于氧化条件下的沉积物,氧化态元素通常被溶解并与 Fe 和 Mn 氢氧化

物发生共沉淀;对于还原条件下的深部沉积物该溶解的元素与 Fe 的硫化物发生共沉淀。因此,一部分最初贮存于氢氧化物的微量元素,可通过孔隙水向黄铁矿方向转移,因此在近海沉积物广泛分布的黄铁矿便是微量元素的最终归宿。

一般地, Mn 主要与碳酸盐或铁的氢氧化物有

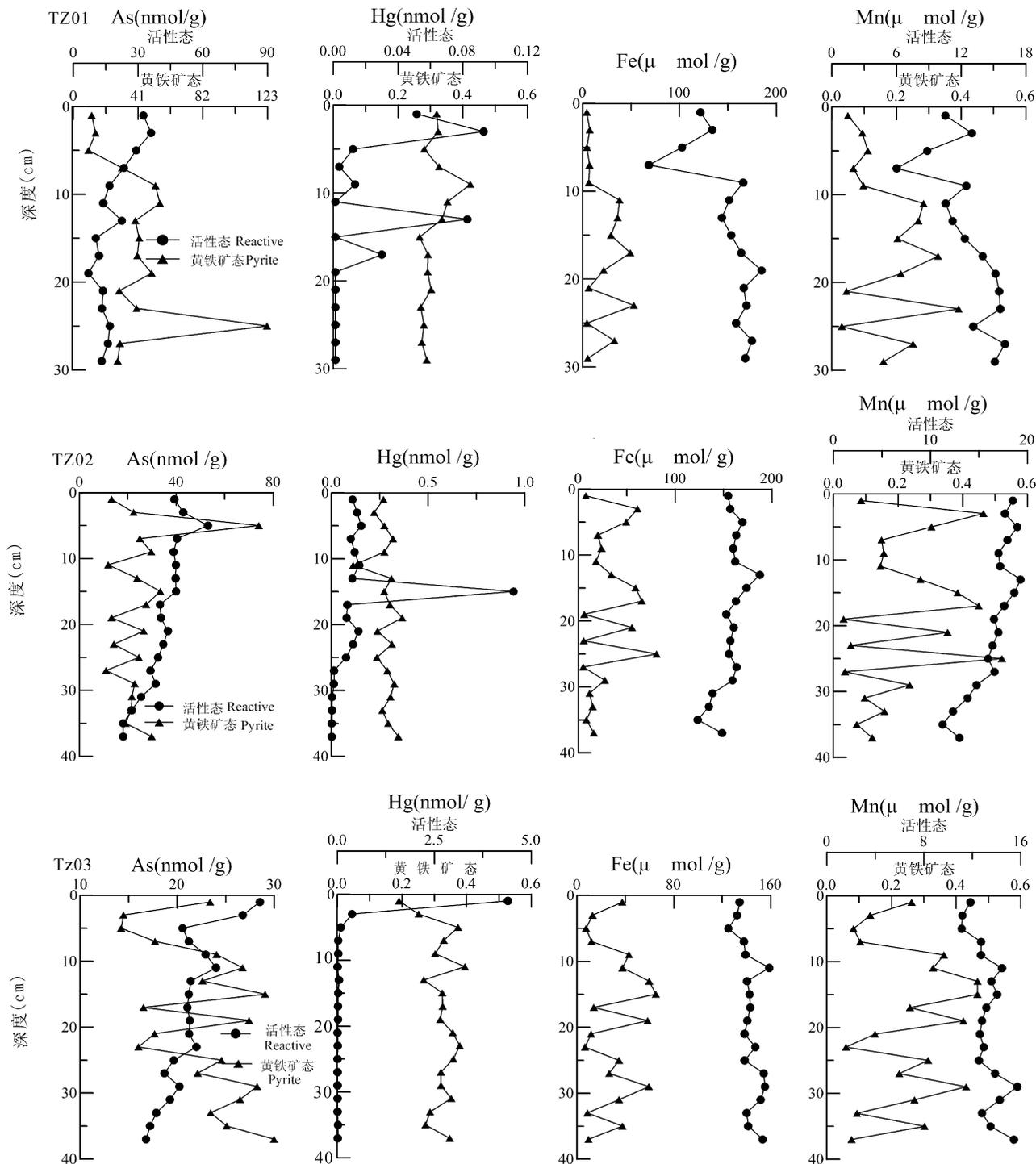


图 3 痕量元素活性态和黄铁矿态浓度随深度变化

Fig. 3 Reactive and pyrite trace metal concentrations for the sediments from Jiaojang Estuary

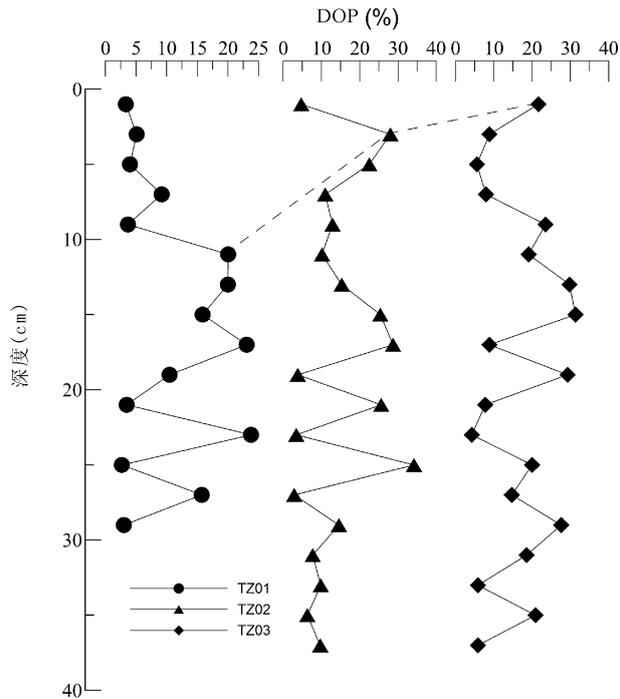


图 4 黄铁矿矿化度(DOP)在沉积物垂向剖面上的分布

Fig. 4 The degree of pyritization(DOP) vs. sediment depth for the Jiaojiang estuary sediments cores

关,且以氢氧化物形态、碳酸锰($MnCO_3$)的形式出现,因为根据孔隙水成分的计算得知,孔隙水中的 $MnCO_3$ 是过饱和的(鲁静等,2006)。研究区 Mn 的黄铁矿矿化程度低(通常 $<5\mu mol/g$)与世界其他的研究是一致的(Huerta-Diaz, 1990; Huerta-Diaz et al, 1992)。在近海沉积物中 Mn 不仅以活性态形式存在,而且 Mn 的活性态浓度在距表层大约 6cm 以后随着深度的增高而降低,此规律在 TZ02 柱状样中都得到证明(图 3),但 TZ01 和 TZ03 柱状沉积物活性态 Mn 的分布规律与上述的相反。沉积物中活性态 Mn 的贫化有时是由于还原环境中的 Mn 移动后向上迁移,最后被圈闭在表层被氧化或向水柱中释放,从图 2 可知沉积物上部孔隙水 Mn 的浓度可高于 $0.2\mu mol/g$ 。

微量元素 Hg 和 As 在黄铁矿中转移是有条件的,特别是 As 的黄铁矿分量在 3 个柱状样中的分布由大到小依次为 $TZ01 > TZ03 > TZ02$,与该 3 个柱状样取样位置所处水环境中 HCO_3^-/Cl^- 分布规律一致(叶思源等,2006b),指示微量元素向黄铁矿中转移需要有较多的陆缘淡水的输入。此现象所隐含的原因是:通常陆缘输入的淡水携带较多的有机物,可作为硫酸盐的还原动力,可产生黄铁矿形成所

需的单硫化物。因此,分布于河口最近的 TZ01 柱状沉积物有较高的 As-DTMP(表 1)。而分布于低潮带的 TZ03 柱状样,虽然远离河口,但是由于该地有小的排污染管道, HCO_3^-/Cl^- 指示该地水域受淡水影响较 TZ02 的高,因此 As 在 TZ03 柱状沉积物中的黄铁矿矿化程度较 TZ02 的高并不奇怪。此外,由于低潮带沉积速率相对河口的低,有利于 TZ03 柱状沉积物痕量元素发生黄铁矿矿化过程。

而孔隙水中较高的可溶元素浓度对形成相应组分的黄铁矿态分量有重要的意义。观察图 3 的 TZ02 柱状沉积物 As 的黄铁矿分量,则呈活性态分量大于其对应的黄铁矿分量,这与该柱上部孔隙水中 As 的浓度较低(图 2)有关。

痕量元素进入黄铁矿形成的主控因素应该包括沉积物所处潮位的空间分布。处于不同沉积环境的沉积物黄铁矿矿化度(DOP)发生剧增的深度由大到小的顺序为 $TZ01 > TZ02 > TZ03$ (图 4),此序列与 As 的黄铁矿态的剧增深度相一致(图 3)。即由高潮带至低潮带发生黄铁矿矿化作用的深度依次变浅。

3.2 痕量元素黄铁矿矿化程度分析

图 5 按不同元素绘制了各站位 DOP 与 DTMP 散点图,从图可观察到: Hg 在 3 个柱状样中都分布有十分高的 DTMP 均值($>78\%$)(表 1),特别是在黄铁矿矿化有利的 01 和 03 站位上其对应的 2 柱子的 DTMP 值绝大部分 $>95\%$,而在不利于黄铁矿形成的中潮带 02 站位所在海区,其 Hg-DTMP 值也可高达 75%左右。As 只有在黄铁矿条件较为有利的 01 站位条件下才有较高的 DTMP 分布,一般分布于 75%左右,而其他两个站位的柱子 As-DTMP 值主要分布于 25%~75%之间。As、Hg 的 DTMP 值与 DOP 无线性关系,但大部分点分布于对称线上方。Mn-DTPM 与 DOP 具有较强的相关性,但 Mn-DTPM 值普遍低,分布于对称线之下方,紧贴着横坐标(DOP 坐标),Mn-DTMP 量值通常 $<3\%$ 。

显然,该相关点群揭示了地球化学的物源问题。若 As 和 Hg 来自氧化铁的吸附部分,其 DOP 与 DTMP 构成的点应分布于对称线附近,由此判断 As 和 Hg 不仅是来自氧化铁(黄铁矿形成的主要物源),它绝大部分来源还应该是有机物质。此外,溶解的还原态 As 亦有贡献,特别是在河口的 01 站位含较高的溶解 As(图 2)。Mn 有着不同的地球化学过程,大部分活性态 Mn 是以 Mn^{4+} 的氧化物进入

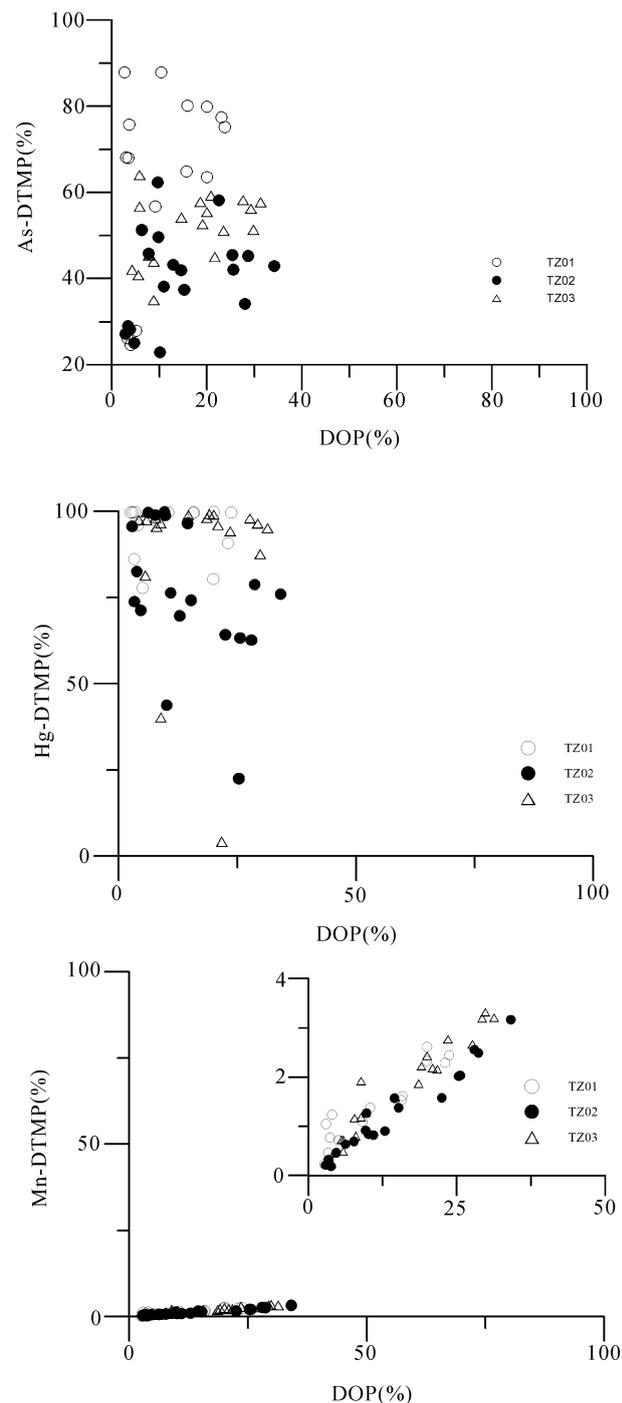


图 5 痕量元素 As、Hg、Mn 黄铁矿矿化度 DTMP 与黄铁矿矿化度 DOP 之间的相关

Fig. 5 Degree of trace metal pyritization (DTMP) of As, Hg and Mn as a function of DOP for the Jiaozhou Bay estuary sediments cores

沉积物,并且在沉积物中形成 H_2S 之前经历着早期的还原作用,便导致了沉积物中 Mn^{2+} 主要以碳酸盐形式存在。研究区存在着可检出的菱锰矿方解石

和 Ca-Mn 白云石可证明此观点。因此大部分 Mn 将不易形成硫化物矿物。然而溶解的 Mn 可吸附于 FeS 相,最终被黄铁矿矿化 (Kornicker et al., 1991; Arakaki et al., 1993)。但是在 DOP 大于 40 % 时, Mn-DTMP 随深度增加会迅速增加。这一行为的可能解释是,在沉积物处在较高的 DOP 值时,随着非晶质成分在沉积物中的贫化,由非晶质和晶体组成的活性铁会抑制还原作用,这样在沉积物孔隙水中的溶解的硫化物浓度和 Mn^{2+}/Fe^{2+} 比值将增高。

4 结论

(1) As 和 Hg 的黄铁矿矿化度 DTMP 通常高于 50%, 尤其 Hg 可高达 99%, Mn 的最低, 研究区 DOP 普遍较低 (2%~34%)。椒江河口的较高的 As 和 Hg 的黄铁矿矿化度与较低的 DOP 揭示了 As 和 Hg 来源不同于 Fe, 其主要来源为由椒江河口排放的工业废弃物中的有机相物质, 抑或是水-沉积物界面处的 Mn 的氧化物的分解和来源于孔隙水中的同名组分。

(2) 对于 Fe、Mn 及痕量元素不同形态及孔隙水浓度在该 3 个柱状样的空间变化表明河口沉积物痕量元素进入黄铁矿形成的主控因素有三: ① 有机质含量大小; ② 硫酸根的还原率和沉积速率; ③ 是否存在可测出的可溶性痕量元素; 以及 ④ 所处潮位。

(3) 在河口区数厘米以下的沉积物中 As 和 Hg 发生了黄铁矿矿化作用。

参 考 文 献 / References

- 鲁静, 李广玉, 叶思源. 2006. Pb、Zn、Cd 和 Cr 等元素的生物有效性研究——以胶州湾水生系统为例. 地球学报, 27(6): 603~608.
- 丘耀文, 颜文, 王肇鼎, 张干. 2005. 大亚湾海水、沉积物和生物体中重金属分布及其生态危害. 热带海洋学报, 24(5): 69~76.
- 叶思源, 武强, 钟少军, 周永青, 鲁静. 2006a. 青岛胶州湾沉积物痕量元素黄铁矿矿化程度及其剖面类型. 地球科学, 31(2): 175~181.
- 叶思源, 周永青, 丁喜桂. 2006b. 浙江椒江口潮间带沉积物痕量金属的活性态分布特征及其生物有效性. 吉林大学学报(地球科学版), 36(4): 592~598.
- 殷效彩, 杨永亮, 余季金, 王以勤. 2001. 胶州湾表层沉积物重金属分布研究. 青岛大学学报, 14(1): 76~80.
- 张向上, 张龙军, 吴玉科. 2003. 潮间带沉积物中重金属的 AVS 归一化研究. 青岛海洋大学学报, 33(3): 420~424.
- Arakaki T and Morse J W. 1993. Coprecipitation and adsorption of Mn^{2+} with mackinawite (FeS) under conditions similar to those found in anoxic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 9~15.
- Berner R A. 1970. Sedimentary pyrite formation. Amer. J. Sci., 268: 1~23.
- Berner R A. 1980. Early Diagenesis; A Theoretical Approach.

- Princeton; Princeton Univ. Press.
- Böttcher M E. 1998. Manganese (II) partitioning during experimental precipitation of rhodochrosite—calcite solid solutions from aqueous solutions. *Mar. Chem.*, 62:287~297.
- Boulegue J, Lord C J, Church T M. 1982. Sulfur speciation and associated trace metals (Fe, Cu) in the porewaters of Great Marsh, Delaware. *Geochim. Acta*, 46:453~464.
- Glasby G P, Schulz H D. 1999. Eh—pH diagrams for Mn, Fe, Co, Ni, and As under seawater conditions; application of two new types of Eh pH Diagrams to the study of specific problems in marine geochemistry. *Aquat. Geochem.*, 5:227~248.
- Huerta-Diaz M A, Morse J W. 1992. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* Vol. 56: 2681~2702.
- Huerta-Diaz M A, Morse J W. 1990. A quantitative method for determination of trace metal concentrations in sedimentary pyrite. *Mar. Chem.*, 29:119~144.
- Jakobsen R, Postma D. 1989. Formation and solid solution behavior of Ca-rhodochrosites in marine muds of Baltic seas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53:2639~2648.
- Kornicker W A and Morse J W. 1991. The interactions of divalent cations with the surface of pyrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55:2159~2172.
- Koski R A, Lonsdale P F, Shanks W C, Berndt M E, Howe S S. 1985. Mineralogy and geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulfide deposit from the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California. *Geophys. Res.*, 90:6695~6707.
- Lord C J, Church T M. 1992. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:2681~2702.
- Middelburg J J, De Lange G J, van der Weijden C H. 1987. Manganese solubility control in marine pore waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51:759~763.
- Moore J N, Ficklin W H, Johns C. 1988. Partitioning of arsenic and metals in reducing sulfidic sediments. *Environ. Sci. Technol.*, 22:432~437.
- Morse J W. 1991. Sedimentary pyrite oxidation kinetics in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55:3665~3668.
- Mucci A. 1988. Manganese uptake during calcite precipitation from seawater; conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52:1859~1868.
- Neretin L N, Böttcher M E, Jorgensen B B. 2004. Pyritization processes and greigite formation in the advancing sulfidization front in the Upper Pleistocene sediments of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68(9):2081~2093.
- Otero X L, Huerta-Diaz M A, Macias F. 2003. Influence of a turbidite deposit on the extent of pyritization of iron, manganese and trace metals in sediments from the Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico). *Appl. Geochem.*, 18:1149~1163.
- Skei J M, Ioring D H, Rantala R T. 1988. Partitioning and enrichment of trace metals in sediment core from Framvaren, South Norway. *Mar. Chem.*, 23:269~281.
- Stumm W, Morgan J J. 1981. *Aquatic chemistry*. Washington: J. Wiley & Sons.

Pyritization of As and Hg and Their Bioavailability in Sediments from the Jiaojiang Estuary, Zhejiang

YE Siyuan¹⁾, ZHONG Shaojun²⁾, DING Xigui¹⁾, YUAN Hongming³⁾

1) Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao, Shandong, 266071;

2) Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, Shandong, 266071;

3) Marine Geoscience College, Ocean University of China, Qingdao, Shandong, 266100

Abstract

To determine the reactive and pyrite fractions of elements, 3 undisturbed cores were obtained from the Jiaojiang estuary. The reactive and pyrite fractions of the trace elements have been performed by modified sequential extraction procedures, meanwhile, the pore waters were extracted for chemical analysis. Results indicated that Hg underwent more significant pyritization with average degree of trace metal pyritization (*DTMP*) >78%, while the average of As-*DTMP* was higher than 50% at both low and high tide lands and with 40.99% at TZ02, and Mn-*DTMP* was less than 3.32%. The degree of pyritization (*DOP*) was generally less than 35%. Finally, the authors pointed out that As and Hg were highly bonded in pyrite fraction even at several centimeters depth in estuary, which were potentially bioavailable. Dredging and maritime transport activities as well as episodic submarine slumping events (resuspension of anoxic sediments) in the estuary could lead to the oxidation of pyrite, and the release mercury and arsenic to the water column.

Key words: sediment; trace elements; reactive fraction; pyrite fraction; bioavailability; the Jiaojiang Estuary; Zhejiang

高喜马拉雅康布马曲和波曲河流放射成因⁸⁷Sr源岩追踪研究

秦建华^(1,2), 冉敬⁽²⁾, 沈敢富⁽²⁾, 杜谷⁽²⁾

1) 成都理工大学, 成都, 610059; 2) 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 成都, 610082

内容提要:虽然喜马拉雅河流 Sr 同位素对现代海洋 Sr 同位素产生了重要影响,但国际上目前对有关喜马拉雅河流 Sr 同位素异常源岩(如放射成因⁸⁷Sr的来源)的认识仍存在着较大争议。为此,笔者等对高喜马拉雅河流波曲和康布马曲在中国境内河水主要离子化学和 Sr 同位素进行了分析研究,对河流放射性⁸⁷Sr的来源进行了追踪研究。笔者等的研究数据表明,高喜马拉雅康布马曲和波曲河流主要离子水化学主要是受硅酸盐岩风化的影响。青藏高原河流河水 TDS 和 HCO₃⁻ 主要受岩性控制,片麻岩和花岗岩区河流 TDS < 100(mg/L)、HCO₃⁻ < 60(mg/L),沉积岩区河流 TDS > 100(mg/L)、HCO₃⁻ > 60(mg/L),除受蒸发盐岩和地下卤水影响的河流外,河水中 HCO₃⁻ 与 TDS 成正比,但河水中 Si 与 TDS 的关系并不明显。高喜马拉雅河流具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、低 Sr 的特征,河流 Sr 是主要来自于中央结晶岩系硅酸盐岩片麻岩和花岗岩的风化,而片麻岩和花岗岩中具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、低 Sr 特征的黑云母的风化应是河流放射成因⁸⁷Sr的主要来源。

关键词: 青藏高原; 高喜马拉雅; 河流⁸⁷Sr

新生代,在全球出现了两个重要现象:一是全球气候逐渐变冷;一是全球海洋 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比率出现剧烈的增高。为解释这些现象,人们作出了多种努力。其中,由 Raymo 和 Ruddiman 提出的“抬升—侵蚀(气候)”模型(Raymo et al., 1998),近年虽然受到一些质疑(金章东等, 2005),但其影响还是较大。该理论认为,新生代构造隆升,特别是喜马拉雅—西藏高原、安底斯山脉和 Altiplano 高原的抬升,促进了造山带地表硅酸盐岩的化学风化和大气 CO₂ 的消耗,从而导致了全球气候的变冷,并将全球海洋 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比率作为陆地化学风化的替代性标志(Proxy),认为在寒武纪和现代海洋 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 达到最高值(为 0.709),就是由于大陆发生了碰撞构造隆升引起了地表硅酸盐岩加速风化的结果(Raymo and Ruddiman, 1992; Edmond, 1992)。陈诗越等(Chen Shiyue et al., 2005)曾利用湖相沉积物中的 Sr、Rb、Zr 等指标对青藏高原晚新生代化学风化和环境变化进行过讨论。

由于海洋 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 的变化主要是由河流中 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 的变化所引起。而已有的研究表明,在现代河流中,源于喜马拉雅的恒河—布拉马普

特拉河(上游在我国境内称为雅鲁藏布江,下统称喜马拉雅河流)在 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})-1/n(\text{Sr})$ 对应关系上具有与其他河流明显不同的特征,呈现出高 Sr 和高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 的特点(Edmond, 1992; Edmond and Huh, 1997)。由此,一些学者对 Raymo 等人的理论中有关海洋 Sr 同位素($n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$)与陆地化学风化关系的认识提出了异议(Edmond and Huh 1997; McCauley and DePaolo, 1997; Singh et al., 1998)。争论的核心就在于对喜马拉雅河流中 Sr 同位素异常(主要是放射成因⁸⁷Sr)的正确解释。但这一问题,现在并未得到很好的解决。概括起来,国际上对喜马拉雅河流 Sr 同位素异常(即放射成因⁸⁷Sr)源岩主要有三种认识:一是认为河流放射成因⁸⁷Sr主要来源于硅酸盐岩的风化(Edmond, 1992; Singh et al., 1998; Krishnaswami et al., 1992);二是认为变质成因的蚀变碳酸盐岩是其重要来源(Palmer and Edmond, 1992; Quade et al., 2003);三是认为喜马拉雅河流 Sr 同位素平衡(Sr isotopic budget)主要是受到了硅酸盐岩和碳酸盐岩溶解的影响(Bickle et al., 2001; Harris, 1995; Galy et al., 1999)。

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40273003)的成果。

收稿日期:2006-11-22; 改回日期:2007-05-26; 责任编辑:章雨旭。

作者简介:秦建华,男,1964年生。研究员,主要从事沉积学和河流地球化学研究。通讯地址:610082,成都市一环北路北三段2号成都地质矿产研究所; Email:cdqjianhua@cgs.gov.cn。

作者于 2003~2005 年对高喜马拉雅恒河源头支流波曲和布拉马普特拉河支流康布马曲河流 Sr 同位素及其源岩进行了研究,在高喜马拉雅河流⁸⁷Sr 的主要来源研究上获得了一些重要认识。

1 研究区地质

喜马拉雅造山带由南向北,由低喜马拉雅、高喜马拉雅和北喜马拉雅三个构造单元组成(尹安, 2001)。研究区波曲、康布马曲和朋曲流域在地质构造上包括了北喜马拉雅沉积岩带和高喜马拉雅中央结晶岩带(图 1)。低喜马拉雅,南以主边界断裂(MBT)为界、北以主中央断裂(MCT)为界,主要由有些浅变质的变形了的前寒武至新近纪岩石组成,并以大面积出露元古宇中、低级变质沉积岩系为特征(Burchfiel et al., 1992;潘桂棠等,2004)。高喜马拉雅(又称中央结晶岩带),介于主中央断裂(MCT)和藏南拆离系(STDS)之间,由高级变质岩(片岩、片

麻岩)和渐新世(?)—中新世淡色花岗岩组成(Burchfiel et al., 1992)。北喜马拉雅,位于藏南拆离系(STDS)和大反向逆冲断裂之间,由晚前寒武纪至古生代沉积和变质沉积岩以及厚的二叠纪至白垩纪被动大陆序列组成(尹安,2001)。

2 取样和测试

样品采集在 2003 年 7 月进行。主要对流经高喜马拉雅的波曲、康布马曲在中国境内部分的河流进行了样品采集(图 1)。样品采集由河水溶质载荷、悬浮载荷和床沙载荷组成。为对比分析,同时对流经北喜马拉雅沉积岩带的朋曲、冈底斯岛拉萨河、比郎河和长江河源沱沱河、楚玛尔河以及黄河的样品进行了取样分析。另外,对中央结晶岩带主要岩石类型片岩、片麻岩和花岗岩和北喜马拉雅沉积岩带的灰岩等进行了样品采集。对岩石和单矿物长石、云母进行了分析。所采河水样品均在现场测定

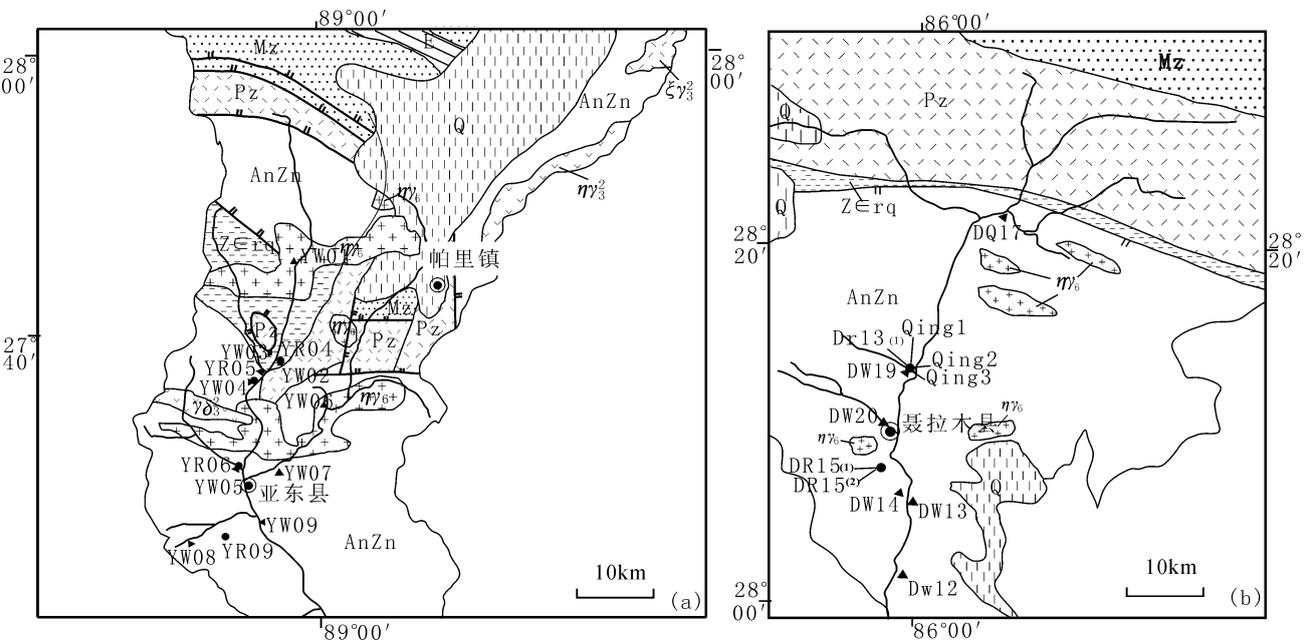


图 1 研究区地质和样品分布图:(a) 康布马曲流域;(b) 波曲流域

Fig. 1 The figure showing the geology and sampling sites in the study area; (a) Kambuma Qu drainage; (b) Poi Qu drainage)

Q—第四系松散的泥砂砾岩、冰川堆积层; E—古近系砂泥岩和灰岩; Mz—中生界砂泥岩和碳酸盐岩组合; Pz—古生界砂泥岩和碳酸盐岩组合; AnZn—前震旦系聂拉木岩群,岩性主要为黑云母石英片岩和黑云母二长片麻岩夹少量大理岩; Zεrq 是震旦系—寒武系肉切村岩群,岩性主要为花岗质糜棱岩,黑云母斜长变粒岩,少量透辉石大理岩,ηγ₆—新生代二长花岗岩 γδ₃—奥陶纪花岗闪长岩 ηγ₃—奥陶纪二长花岗岩 ξγ₃—奥陶纪钾长花岗岩 ●—岩石样品及编号 ▲—水样样品及编号

Q — Quaternary loose muddy, sandy and pebble sediment and glacial sediment; E — Paleogene, sandstone, mudstone and limestone; Mz — Mesozoic sandstone, mudstone and carbonate rocks; Pz — Paleozoic sandstone, mudstone and carbonate rocks; AnZn — the Pre-Sinian Nyalam Rock Group, composed dominantly of biotite quartz schist and biotite monzonite granite gneiss intercalated with little marbles; Zεrq Sinian—Cambrian Rouqiechun Rock Group, composed dominantly of granitic mylonite and biotite plagioclase granulite with little diopside marbles; ηγ₆—Cenozoic monzonite granite, γδ₃—Ordovician granodiorite, ηγ₃—Ordovician monzonite granite, ξγ₃—Ordovician kalifeldspath granite, ●—the rock sample site and sample No. , ▲—the river water sample site and sample number

pH、导电率和水温,并在 24 h 内用 0.45 μ m 滤纸过滤后,分为两份,分别储备在聚乙烯瓶中,一份体积为 250 mL,用以 Ca、Mg、Na、K、Cl、Sr、 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 和 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 的分析;一份为 10 mL,加入 1mL 的 1:1HCl 用以测定 Si。

主要阳离子 Ca、Mg、Na、K 在中国地质调查局成都地质矿产研究所分析测试中心进行测试,主要阴离子 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 和 Si 在四川省地勘局成都综合岩矿测试中心进行测试,Rb、Sr 和 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 的测定在中国科学院广州地球化学研究所元素和同位素地球化学实验室进行。Ca、Mg、Na、K 利用火焰原子吸收分光光度法,Si 采用硅钼蓝分光光度法, Cl^- 采用硝酸银容量法, SO_4^{2-} 采用硫酸钡比浊法, HCO_3^- 采用酸标准溶液滴定法。主要元素分析的相对误差小于 3%。Rb、Sr 采用 ICP-MS,分析准确度好于 95%。 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 采用 MC-ICP-MS,同位素监测 NBS9 ^{87}Sr 标准溶液采用 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr}) = 0.710250$, 2σ 为 0.000012 ~ 0.000038。

3 数据分析

3.1 河流主要离子水化学

河流主要离子水化学分析数据,见表 1。

在 $\text{HCO}_3^- - \text{SiO}_2 - (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ 和 $\text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+} - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 三角图中(图 2),北喜马拉雅和青藏高原样品,除 DW02 样品(该样品流过了变质

核杂岩中淡色花岗岩)外,投点均沿 $\text{HCO}_3^- - (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ 一线分布,沱沱河(CJ238)和楚玛尔河的投点(CJ239)更是靠近 $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ 和 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 的端点分布,反映出河水主要离子水化学受到地表蒸发岩和地下卤水的强烈影响^①。与之对照,在中央结晶岩系河流中,除流经北喜马拉雅沉积岩区的 YW02 样品外,其余所有样品均靠 $\text{Ca}^{2+} - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 和 $\text{HCO}_3^- - \text{SiO}_2$ 一线分布,反映出河流主要离子水化学主要是受到了硅酸盐岩风化的影响,这与流域地表地质相一致。

在 $\text{HCO}_3^- - \text{TDS}$ 关系图中(图 3),河水溶质总载荷 TDS 受风化的岩性控制,除受地表蒸发岩和地下卤水强烈影响的河水外(CJ238 和 CJ239),其他河水中 HCO_3^- 与 TDS 均成正比关系,未受到岩性和构造因素的影响。在图 3 中,中央结晶岩系河流和流经北喜马拉雅变质核杂岩淡色花岗岩(样品 DW02)和流经冈底斯念青唐古拉岩群(样品 LW02)的河水溶质总载荷 $\text{TDS} < 100(\text{mg/L})$,而流经沉积岩区的河水 TDS 均 $> 100(\text{mg/L})$ 。河水中 HCO_3^- 主要来源于碳酸盐岩和硅酸盐岩风化,其浓度受岩性控制。在图 3 中,流经沉积岩区的河水 HCO_3^- 均 $> 60(\text{mg/L})$,而流经花岗岩和片麻岩的均 $< 60(\text{mg/L})$ 。河水中 Si 来源于硅酸盐岩风化,它与河水 TDS 无明显关系,但 Si/TDS 的比率与 TDS 表现为反比关系(图 4),不受岩性和构造的影响。

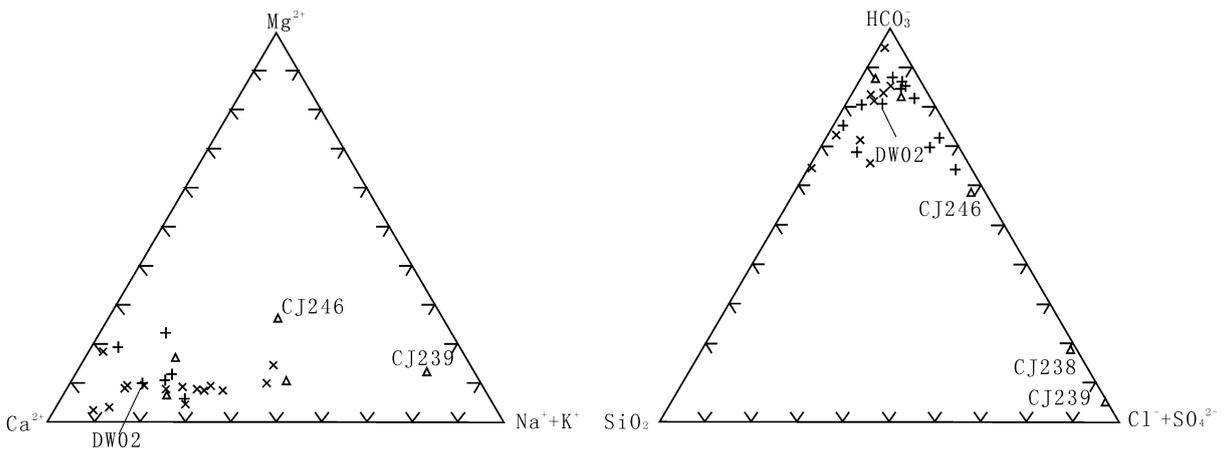


图 2 高喜马拉雅康布马曲和波曲与青藏高原其他河流 $\text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+} - [\text{Na}^+ + \text{K}^+]$ 和 $\text{HCO}_3^- - \text{SiO}_2 - [\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}]$ 三角形图

Fig. 2 The $\text{Mg}^{2+} - \text{Ca}^{2+} - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ and $\text{HCO}_3^- - \text{SiO}_2 - (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ triangle diagram of the Kambuma Qu River and Poi Qu River in the High Himalayan and the other rivers in the Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau +一定日朋曲、聂拉木河和日喀则结定河(见表 1); ×—康布马曲和波曲(见表 1); △—表 1 中其他河流 +—Tingri Pum Qu river, Nyalam river, Xigaze Jiedin river(seen in Table 1); ×—Kambuma Qu River and Poi Qu River (seen in Table 1); △—the other rivers in Table 1

表 1, 卧表, 占一整页

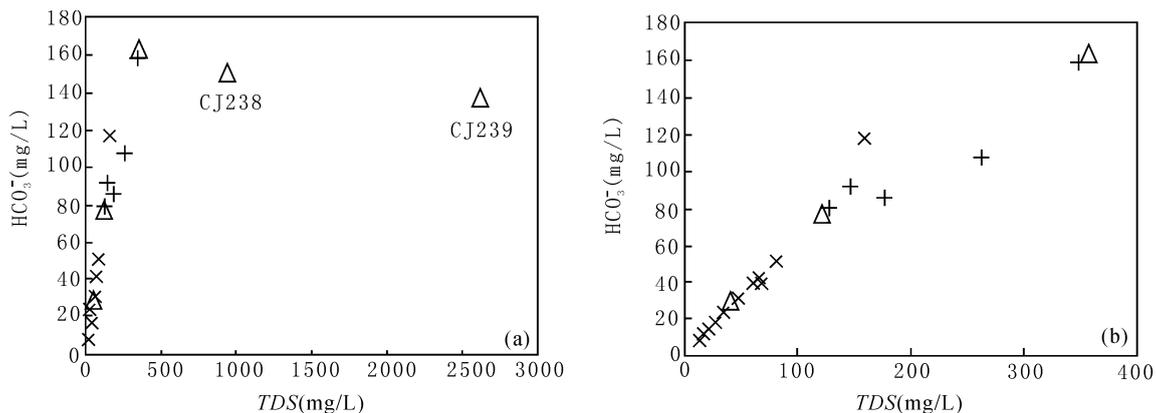


图 3 高喜马拉雅康布马曲、波曲和青藏高原其他河流中 HCO_3^- 与河水溶解质总量(TDS)关系图；
(b)为(a)的局部放大

Fig. 3 The HCO_3^- vs Total Dissolved Solid (TDS) plot of the Kambuma Qu River and Poi Qu River in the High Himalayan and the other rivers in the Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau;
(b) is partly enlargement of (a)

图例同图 2

The legend same as Fig. 2

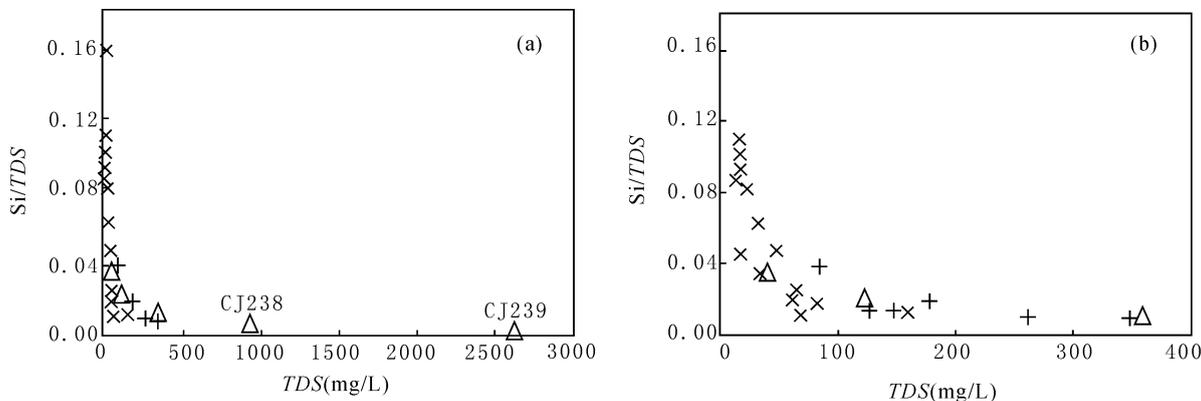


图 4 高喜马拉雅康布马曲和波曲与青藏高原其他河流 Si/TDS—TDS 关系

Fig. 4 The Si/TDS vs TDS relationship plot of the Kambuma Qu River and Poi Qu River in the High Himalayan and the other rivers in the Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau

图例同图 2

The legend same as Fig. 2

3. 2 河水 Sr 同位素

通过与流经北喜马拉雅沉积岩带、青藏高原河流(流经拉萨地块、可可西里造山带、巴彦喀拉和祁连造山带)的对比,笔者等发现流经高喜马拉雅中央结晶岩系的河流具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$,低 Sr 的特点(图 5、表 1)。

流经中央结晶岩系的 15 件河流样品,其 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 均高于世界河流平均值 0.7119,其中,除 1 件样品为 0.7168(YW02,该样品流过了北

喜马拉雅沉积岩带)外,其余 14 件样品均高于 0.72。与此对照,在所分析的 15 件样品中,除 1 件样品(YW02)Sr 为 $3.25\mu\text{m}$ 外,其余 14 件样品均低于世界河流平均值 $0.89\mu\text{m}$ 。在图 5 中,中央结晶岩系河流的样品点均落在了世界河流平均值的右上方(除 YW02 样品外),与此对照,其他河流样品点主要是落在了世界河流平均值周围。中央结晶岩系河流显示出的高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、低 Sr 的特点,表明硅酸盐岩的风化对河水 Sr 起到了重要影响,这与上

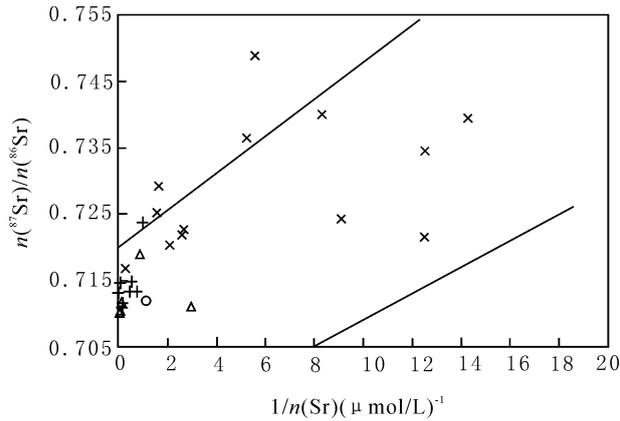


图 5 高喜马拉雅康布马曲和波曲与青藏高原其他河流 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})-1/n(\text{Sr})$ 关系

Fig. 5 The $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})-1/n(\text{Sr})$ relationship plot of the Kambuma Qu River and Poi Qu River in the High Himalayan and the other rivers in the Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau

图中两条直线的范围是世界其他主要河流 Sr 的落点区域。○—世界河流平均;余同图 2

In figure, the limits described by the two lines is the drop point area of the primary rivers in the world. ○—the average of the world rivers. The other legend same as Fig. 2

文通过河流主要离子水化学分析得出的岩石风化结论是一致的。

4 讨论

4.1 黑云母的风化是中央结晶岩系河流放射性⁸⁷Sr的主要来源

表 2 是中央结晶岩系各类主要岩石矿物 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、Sr 和 Rb 的分析结果。在表 2 中,片麻岩、片岩和花岗岩中的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 较高,为 0.720077~0.762831, Sr 为 $42.04 \times 10^{-6} \sim 1035.4 \times 10^{-6}$, Rb 为 $130.3 \times 10^{-6} \sim 562.1 \times 10^{-6}$, 与此对照,大理岩中的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 较低,为 0.713171~0.713403,但 Sr 较高为 $974.2 \times 10^{-6} \sim 1404.8 \times 10^{-6}$, Rb 为 $31.9 \times 10^{-6} \sim 154.4 \times 10^{-6}$, 而与北喜马拉雅带的灰岩 ($n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 0.708889, Sr 281.1×10^{-6} , Rb 1.5×10^{-6}) 相比,中央结晶岩系大理岩中的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、Sr 和 Rb 又均有所提高,表明在喜马拉雅变质作用中变质流体在大理岩中可能注入了一定的 Rb 和 Sr。另外,通过光学显微镜和电子探针还对片麻岩和花岗岩中是否存在碳酸盐矿物进行了分析,结果未发现碳酸盐矿物。由此,可以认为片麻岩、片岩和花岗岩应是中央结晶岩系康布马曲和波曲河流中放

射成因⁸⁷Sr的最主要源岩,是造成河流高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 和低 Sr 特征的主要原因。

黑云母和斜长石在片麻岩、片岩和花岗岩中相比于钾长石和白云母,是易风化的矿物。对片麻岩、片岩和花岗岩中长石和云母 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、Sr 和 Rb 的分析表明(表 2),在喜马拉雅造山作用中,大规模的变质流体可能将 Rb 和 ⁸⁷Sr 富集在了钾长石

表 2 中央结晶岩系岩石和矿物 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 和微量元素分析
Table 2 The $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ and some trace elements in the rock and mineral in the Himalayan Central Crystal Series

序号	样品编号	岩石	矿物	$\frac{n(^{87}\text{Sr})}{n(^{86}\text{Sr})}$	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)
1	YR04(1)	绢云母片岩		0.720077	130.3	1035.4
2	YR04(3)	含石英大理岩		0.713171	31.92	1404.8
3	YR6(1)	花岗岩		0.762831	361.2	42.04
4	DR15(1)	透辉石大理岩		0.713403	154.4	974.2
5	DR13(8)	黑云母片岩		0.729081	553.2	338.1
6	DR15(5)	电气石化糜粒状花岗岩		0.729385	562.1	449.5
7	YR05(1)	二云母二长花岗岩		0.761255	237.7	59.99
8	YR5(1)-1		长石	0.757602	307.1	96.3
9	YR5(1)-2		黑云母	0.950127	26063.6	56.13
10	YR5(1)-3		白云母	0.824661	656.5	5.627
11	YR09(1)	黑云母片麻岩(未风化)		0.758093	342.2	91.65
12	YR9(1)-1		长石	0.757204	15.26	243.8
13	YR9(1)-2		黑云母	0.803481	2740.3	15.32
14	YR09(2)	黑云母片麻岩(半风化)		0.753442	338.3	149.2
15	YR9(2)-1		长石	0.759388	221.8	261.1
16	YR9(2)-2		黑云母	0.765678	1150.1	16.09
17	Qin1	电气石花岗岩		0.747432	205.2	69.12
18	Qin-1(1)		长石	0.749307	380.8	105
19	Qin3	黑云斜长片麻岩		0.728967	313.5	448.6
20	Qin-3(1)		长石	0.728296	240.4	921.4
21	Qin-3(2)		黑云母	0.759366	990	14
22	Qin5	片麻岩		0.729328	165.2	315
23	Qin-5(1)		长石	0.721017	56.81	269.1
24	Qin-5(2)		黑云母	0.757855	1014.1	16.62

注:北喜马拉雅碳酸盐岩(样品 DR16(2))中 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$: 0.708889; Rb: 1.541×10^{-6} ; Sr: 281.1×10^{-6} 。

和黑云母矿物中,而正是黑云母的风化为中央结晶岩系河流放射成因 ^{87}Sr 提供了主要来源。在表2中,黑云母中的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比长石高,黑云母为 $0.759366 \sim 0.950127$,长石为 $0.721017 \sim 0.757204$,与之相对应,黑云母中的Rb也比长石高,黑云母Rb $990 \times 10^{-6} \sim 26063.6 \times 10^{-6}$,长石为 $15.26 \times 10^{-6} \sim 380.8 \times 10^{-6}$,但黑云母中的Sr却比长石低,长石为 $96.3 \times 10^{-6} \sim 921.4 \times 10^{-6}$,黑云母为 $14.0 \times 10^{-6} \sim 56.13 \times 10^{-6}$ 。黑云母中 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 与Rb成正比关系(图6),表明放射成因 ^{87}Sr 的来源可能是由放射性Rb的衰变形成。不难看出,黑云母的Sr与中央结晶岩系河流Sr的特点相似,即,同样具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$,低Sr的特征。笔者等对亚东黑云母片麻岩风化剖面的研究发现,未风化与受中等强度风化的黑云母相比, $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 从 0.803481 下降为 0.765678 ,Rb从 2740.3×10^{-6} 下降为 1150.1×10^{-6} 。而对长石矿物而言,虽然钾长石与斜长石的含量发生了变化,在未风化片麻岩中钾长石约为10%、斜长石约为20%,在受中等强度风化的片麻岩中钾长石约为35%、斜长石约为12%,但在该风化剖面中,长石的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 几乎未变,而Rb则从未风化的 15.26×10^{-6} 剧烈增高为受中等强度风化的 221.8×10^{-6} (表2),由此不难看出,在长石矿物中,Rb和 ^{87}Sr 应是主要赋存在了钾长石中。而在流经黑云母片麻岩河流沙质矿物成分中,钾长石约为40%、斜长石约为16%,为不成熟砂,说明黑云母片麻岩并未受到强烈的化学风化,不易化学风化的钾长石可能尚未遭到风化进而为河水提供Sr。因此,这些事实并不支持有关在喜马拉雅造山作用中,伴随发生的高级变质作用和岩石的部分熔融(如脱水反应和矿物熔融反应)足以将放射性 ^{87}Sr 从较不易风化的富K矿物中(如云母)活化出来进入到更易风化的富Na富Ca硅酸盐矿物中(如长石)的推测(Edmond, 1992; Harris, 1995)。

4.2 高喜马拉雅中央结晶岩系河流与恒河具有不同Sr特征的原因讨论

如上所述,笔者等的的数据表明,高喜马拉雅中央结晶岩系河流具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比率和低Sr的特点,似乎与整个恒河所表现出的高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 和高Sr特点有所不同。原因可能是,整个喜马拉雅造山带包括了北喜马拉雅沉积岩带、高喜马拉雅中央结晶岩系和小喜马拉雅(图1)。在喜马拉雅造山带内不同流域中,碳酸盐和硅酸盐岩的风

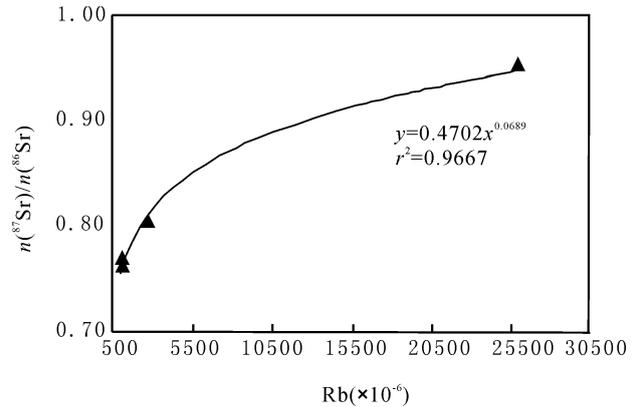


图6 喜马拉雅中央结晶岩系变质硅酸盐岩和花岗岩黑云母中 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 与Rb的关系

Fig. 6 The $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ vs Rb relationship plot for the biotite in the granite and metamorphic silicate rocks in the Himalayan Central Crystal Series

化对河流Sr的贡献是不同的,河水化学成分受到了地质作用的强烈影响(English et al., 2000)。中央结晶岩系在喜马拉雅造山带中所表现出的特殊的地质作用(Burchfiel et al., 1992; 张宏飞, 2005),正是造成高喜马拉雅中央结晶岩系河流具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、低Sr特征的直接原因。而与中央结晶岩系河流相比,北喜马拉雅河流则又具有不同的特点。在笔者等对北喜马拉雅所分析的6件河水样品中,除DW11样品(该样品流域源头是中央结晶岩系)外,其他样品的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比率均低于0.72(恒河的平均值为0.7257),而样品的Sr,除2件流经了变质核杂岩的样品(DW02和DW11)外,其他样品均高于恒河的平均值 $1.58 \mu\text{M}$ 。而值得注意的是中央结晶岩系河流在与北喜马拉雅河流混合平衡后,河流的Sr均得以增高(可达 $3.25 \mu\text{M}$)。而English等(English et al., 2000)在对流经北喜马拉雅沉积岩带、高喜马拉雅中央结晶岩系和小喜马拉雅Seti河的研究又表明,小喜马拉雅对河水Sr的贡献可达40%~53%。因此,笔者等认为与高喜马拉雅河流不同,恒河所具有的高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、高Sr特征,是反映了恒河在流经整个喜马拉雅造山带河流Sr混合平衡后的特征。

5 结论

笔者等对高喜马拉雅康布马曲和波曲河流的研究表明,高喜马拉雅河流的主要离子水化学主要受硅酸盐岩风化的影响并具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、低

Sr 的特点。中央结晶岩系中由特殊地质作用形成的片麻岩和花岗岩中具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比率和低 Sr 特征的易风化矿物黑云母的风化是高喜马拉雅河流放射成因⁸⁷Sr 的主要来源,是造成河流具有高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 、低 Sr 特点的重要原因。

注 释

① 沱沱河和楚马尔河为长江河源区,分布地层主要为上古生界至新生界,岩石类型主要为灰岩、白云岩、蒸发岩、砂泥岩等。

参 考 文 献/References

- 金章东,李英,王苏民. 2005. 不同构造带硅酸盐化学风化绿的制约:气候还是构造? 地质论评,51(6):672~680.
- 潘桂棠,丁俊,姚冬生,王立全,罗建宁,颜仰基,雍永源,郑健康,梁信之,秦德厚,江新胜,王全海,李容社,庚全如,廖忠礼,朱弟成. 2004. 青藏高原及邻区地质图(附说明书)成都地图出版社,1~133.
- 尹安. 2001. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化. 地球学报,22(3):193~230.
- 张宏飞, Harris N, Parrish R, 张利,赵志丹,李德威. 2005. 北喜马拉雅淡色花岗岩地球化学:区域对比、岩石成因及其构造意义. 地球科学,30(3):275~288.
- Raymo M E, Ruddiman W F and Froelich P N. 1988. Influence of the late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*,16: 649~653.
- Raymo M E and Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of the Cenozoic climate. *Nature*,359; 117~124.
- Edmond J M. 1992. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science*, 258: 1594~1597.
- Chen shiyue Jin Zhangdong, Wang Sumin Shen Ji. 2005 Late Cenozoic chemical weathering and environmental changes recorded in the Co Ngoin sediments, Central Qinghai—Xizang (Tibet) plateau *ACTA Geologica Sinica*, 79(3):384~391.
- Edmond J M and Huh Y. 1997. Chemical weathering yields from basement and orogenic terrains in hot and cold climates. In: W. F. Ruddiman ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum Publishing Corporation, 329~351.
- McCaughey S E and DePaolo J D. 1997. The marine ⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr and $\delta^{18}\text{O}$ records, Himalayan alkalinity fluxes and Cenozoic climate models. In: W. F. Ruddiman ed. *Tectonic Uplift and Climate*

- Change*. Plenum Publishing Corporation, 428~465.
- Singh S K, Trivedi J R, Pande K, Ramesh R and Krishnaswami S. 1998. Chemical and strontium, oxygen, and carbon isotopic compositions of carbonates from Lesser Himalaya: Implications to the strontium isotope composition of the source waters of the Ganga, Ghaghara, and the Indus rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,62; 743~755.
- Krishnaswami S, Trivedi J R, Sarin M M, Ramesh R and Sharma K K. 1992. Strontium isotopes and rubidium in Ganga—Brahmaputra river system: weathering in Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic ⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr. *Earth Planetary Science of Letters*,109; 243~253.
- Palmer M R and Edmond J M. 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56; 2099~2111.
- Quade J, English N, Decelles P G. 2003. Silicate versus carbonate weathering in the Himalaya: a comparison of the Arun and Seti River watersheds. *Chemical Geology*,202; 275~296.
- Bickle M J, Harris N B W, Bunbury J M, Chapman H J, Fairchild I J and Ahmad T. 2001. Controls on the ⁸⁷Sr/ ⁸⁶Sr ratio of carbonates in the Garhwal Himalaya, Headwaters of the Ganges. *The Journal of Geology*, 109; 737~753.
- Harris N B W. 1995. Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of seawater during the early Miocene. *Geology*,23: 795~798.
- Galy A, France—Lanord C and Derry L A. 1999. The strontium isotopic budget of Himalayan rivers in Nepal and Bangladesh. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63; 1905~1925.
- Burchfiel B C, Chen Zhiliang, Hodges K V, Lu Yuping, Royden L H, Deng Changrong and Xu Jiene. 1992. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *The Geological Society of America, Special Paper* 269;1~41.
- Harris N B W. 1995. Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of seawater during the early Miocene. *Geology*,23: 795~798.
- English N B, Quade J, Decelles P G and Garzione C N. 2000. Geologic control of Sr and major element chemistry in Himalayan Rivers, Nepal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(13):2549~2567.

Tracing on the Source Rock of the radiogenetic ⁸⁷Sr in the Kambuma Qu River and Poi Qu River in the High Himalayan

QIN Jianhua^{1,2)}, RAN Jin²⁾, SHENG Ganfu²⁾, DU Gu²⁾

1) Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059;

2) Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu, 610082

Abstract

Although the Sr isotope in the Himalayan Rivers has a strong effect on the marine Sr isotope, currently, it is still highly controversial for the source rock (e. g. the source of the radiogenetic ⁸⁷Sr)

resulting in the Sr isotope anomaly in the Himalayan Rivers. We have analyzed the major ions and Sr isotope in Chinese Poi Qu river and Kambuma Qu river in High Himalayan, and studied on the source for the radiogenetic ^{87}Sr in the rivers. Our data indicate that weathering of the silicates dominates the dissolved major ions in High Himalayan Rivers. The TDS and HCO_3^- in the Himalayan—Xizang (Tibet) plateau rivers are primarily dominated by the lithology. The rivers draining the gneiss and granites have TDS lower than 100 mg/L, and HCO_3^- lower than 60 mg/L, in contrast, the rivers draining the sedimentary rocks, TDS greater than 100 mg/L, and HCO_3^- greater than 60 mg/L. Except for the rivers affected by the evaporate and underground brine, the HCO_3^- is proportional to the TDS in the rivers, but the Si concentration has no obvious relationship with TDS. Further, our research has disclosed that the Sr isotope in the high Himalayan rivers have features with the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, and low Sr concentration, and that the gneiss and granite would be the primary source rocks of the riverine Sr, with weathering of the biotite in the gneiss and granite supplying the dominant radiogenetic ^{87}Sr in the rivers.

Key words: Himalayan Mountain; Xizang (Tibet) plateau; High Himalayan; Riverine ^{87}Sr

前中国地质学会副理事长孙殿卿院士辞世

中国共产党优秀党员,著名地质学家,中国科学院资深院士,前中国地质学会副理事长,中国地质科学院地质力学研究所名誉所长、研究员,孙殿卿因病医治无效,于2007年6月10日8时10分在北京逝世,享年98岁。

孙殿卿先生曾任全国地质工作计划指导委员会委员、计划处副处长,地质部计划司勘探计划室主任,地质力学研究所副所长、所长,中国地质科学院副院长,中国地质学会常务理事、副理事长,地质力学专业委员会主任、第四纪冰川地质专业委员会主任,中共地质力学研究所党委委员、副书记等职。孙殿卿先生是中国民主同盟盟员,第三届全国人民代表大会代表,第五、六届全国政协委员。

孙殿卿先生,字鸿儒,1910年3月10日生于黑龙江省哈尔滨市,1925年考入哈尔滨市立第三中学学习,1928年暑期到北京求学,先考入北京汇文中学高中理科学习,第二年暑期考入北京大学理学院预科,1930年9月正式考入北京大学地质系,1935年7月毕业,获学士学位。

孙殿卿先生早在中学时代就受到革命思想的熏陶,大学毕业后长期在前中央研究院地质研究所从事地质研究,并长期担任李四光先生的助手,直到李四光1971年逝世。解放前夕,1949年1月在前中央研究院地质所工作的许杰、赵金科、孙殿卿、张文佑、吴磊伯等人遵照李四光的意向,组成赵金科任主席,孙殿卿任副主席的护院委员会,抵制了国民党南京政府企图将前中央研究院迁往台北的计划。南京解放后,他立即参加了前中央研究院军事管制委员会,担任工作组组长,协助人民政府和解放军管理地质研究所。

孙殿卿院士作为李四光先生的学生和助手,为地质力学的发展呕心沥血,不遗余力。从地质力学理论体系的完善到地质力学方法的科学化与系统化,处处留下他闪光的学术思想。早在上世纪40年代,在李四光先生指导下,他系统填绘了广西1/25万地质图,对区域不整合、构造格架、第四纪冰川遗迹等进行了详细的划分和鉴别,成为我国区域地质调查的开拓者之一。在实际调查研究中,他厘定了一系列山字型、“S”型和反“S”型等典型构造型式,进一步完善了构造体

系理论,为我国区域构造分析和研究开辟了一条新途径。

孙殿卿院士是我国石油地质的著名专家,对柴达木盆地的油气地质规律和找油勘查的突破,作出了突出的贡献,他从构造体系与油气分布规律提出我国油气地质勘查战略部署意见,总结了构造找油的详细步骤,继承并发扬了李四光的学术思想。早在建国初期,先生急国家急需,以先找油区,后找油田的指导思想,带领一批青年学子到祖国西北边陲荒漠的柴达木盆地进行以找油为主的石油地质调查研究,发现了水鸭子墩大油苗,确认了柴达木盆地具有生、储、盖的地层系统。发现、鉴定了一批具有运聚储油的构造系统,从而确定了柴达木盆地是一个很有远景的油区,一系列“S”型和反“S”型等构造型式,是寻找油气田的有利构造。孙殿卿先生1960年发表了《从构造体系的观点探讨我国石油的普查和勘探远景》,指出了中国广大疆域的找油远景和方向。在科学的春天到来之际,孙殿卿先生又发表了《从地质力学看我国石油资源远景》,指出了我国中生代油区和古生代沉积区的找油方向以及如何运用地质力学方法在所指出的找油区去找寻油田等。通过实践,他系统总结了在中国寻找油气的步骤和具有中国地质理论特色的方法。此外,对其他矿产的预测和工程地质、环境地质等领域,也总结出一套比较系统的方法,在地质工作中起了重要指导作用。根据构造体系控制矿产分布规律的论点,预测了若干隐伏矿床的存在部位。

孙殿卿院士是我国第四纪冰川学的奠基人之一,并长期担任中国地质学会第四纪地质专业委员会主任。早在上世纪40年代初期,先生首先发现了广西西北地区及架桥岭东坡的第四纪冰川遗迹。60年代同有关同志一起提出了许多第四纪冰川作用的确据,如北京西山隆恩寺冰溜面等。在李四光先生中国第四纪冰川四分方案基础上,他提出中国第四纪可划分为六个亚冰期,第四纪下限约在340万年左右的见解,并建议用冰川气候学的观点来划分第四纪地层。这些对深入研究第四纪以来中国自然环境的演变和人类栖息环境及开发第四纪资源等都具有重大作用。

(下转第576页)

青藏高原化学风化和对大气 CO₂ 的消耗通量

吴卫华¹⁾, 杨杰东²⁾, 徐士进¹⁾

1) 南京大学地球科学系, 南京, 210093; 2) 南京大学现代分析中心, 南京, 210093

内容提要: 为了评估青藏高原化学风化对全球气候的影响, 笔者等对中国境内源自青藏高原的七条主要河流(金沙江、澜沧江、怒江、黄河、雅砻江、岷江和大渡河)进行了采样和地球化学分析, 估算了硅酸盐、碳酸盐风化对河水中主量离子的贡献, 以及硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO₂。研究显示, 七条河流流域中硅酸盐风化引起的大气 CO₂ 消耗约为 $0.7 \times 10^5 \sim 3.7 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 。结合国外学者对于喜马拉雅山南缘三条河流(恒河、布拉马普特拉河和印度河)的研究结果可以得出, 发源于喜马拉雅山—青藏高原的主要十条河流域硅酸盐风化平均共消耗大气 CO₂ $328 \times 10^9 \text{ mol/a}$, 仅占全球大陆硅酸盐岩风化所消耗大气 CO₂ $8700 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 的 3.8%, 并仅为全球通过河流向海洋输送有机碳(来自陆地上生物消耗)通量的 2.5%。

关键词: 青藏高原—喜马拉雅山; 河流; 大陆风化; CO₂ 消耗通量

当前, “构造隆升驱动气候变化”假说是解释新生代以来全球气候变冷的主流观点之一(Raymo et al., 1988; Raymo and Ruddiman et al., 1992)。该假说认为, 新生代以来构造作用引起大面积抬升, 主要是喜马拉雅山—青藏高原的抬升, 引起了大体积沉积物的侵蚀和风化, 特别是硅酸盐矿物的风化, 消耗了大量大气 CO₂, 导致大气 CO₂ 浓度下降, 使全球气候总体上趋冷。

为了评估喜马拉雅山—青藏高原的抬升对全球气候的影响, 验证“构造隆升驱动气候变化”假说, 近几年国外一些学者对发源于喜马拉雅山, 流经喜马拉雅山南缘的恒河、布拉马普特拉河和印度河进行了系统研究。他们通过分析河水中主量离子, 分别得到河流流域地区硅酸盐风化和碳酸盐风化速率, 进而研究河流流域岩石风化对大气二氧化碳的消耗通量。他们的研究揭示, 恒河、布拉马普特拉河和印度河流域的化学剥蚀速率比全球平均值高 2~3 倍, 特别是恒河和布拉马普特拉河具有高 $n(\text{Sr})$ 和高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 值(Sarin et al., 1989; Palmer et al., 1989; Krishnaswami et al., 1992; Edmond et al., 1992; Pande et al., 1994; Galy and France-Lanord, 1999; Karim and Veizer, 2000; Dalai et al., 2002; Bickle et al., 2003, 2005; Singh et al.,

1998, 2006)。然而, 这些研究对于是否由于青藏高原的抬升增强了大陆硅酸盐化学风化而引起大气二氧化碳浓度的下降得出了肯定和否定的两种完全相反的观点(例如, Edmond, 1992; Palmer 和 Edmond, 1992; Quade et al., 1997; Singh et al., 1998; Blum et al., 1998; Galy 和 France-Lanord, 1999)。造成此种情况的一个原因是由于恒河、布拉马普特拉河和印度河流域仅占喜马拉雅山—青藏高原总面积的很小部分, 不能反映整个喜马拉雅山—青藏高原隆起对全球风化作用的总体效果。

发源于喜马拉雅山—青藏高原并最终流入海洋的河流主要有十条, 除去恒河、布拉马普特拉河和印度河三条河流外, 其余七条河流均在我国境内, 它们是金沙江、雅砻江、岷江、大渡河、澜沧江、怒江和黄河。这七条河流的流域面积远远大于恒河、布拉马普特拉河和印度河。要评估喜马拉雅山—青藏高原的抬升对大气 CO₂ 含量变化的影响必须要对发源和流经青藏高原的所有十条河流进行综合研究, 才有可能对整个喜马拉雅山—青藏高原隆起引起的风化作用和机制有一个总体的认识, 才能更准确地判断喜马拉雅山—青藏高原隆起引起风化作用增强对全球气候和环境的影响。

近几年一些学者的研究也涉及到我国的几条河

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40473009 和 40331001)的成果。

收稿日期: 2007-03-05; 改回日期: 2007-04-28; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 吴卫华, 男, 1976 年生。现为南京大学地球科学系博士研究生。通讯作者: 杨杰东, 教授。通讯地址: 210093, 南京市汉口路 22 号, 南京大学现代分析中心; 电话: 025-83592703; Email: jdyang@nju.edu.cn。

流。例如, Gaillardet 等(1999)为了了解全球陆地硅酸岩的化学风化速率,对全球 60 条大河的河水化学进行了研究,其中也包括我国境内的长江、黄河、澜沧江下游的湄公河(Mekong River)和怒江下游的萨尔温江(Salween River)。但是他们采用的并不是这些河流刚从青藏高原流下来地区附近的数据,而是这些河流末端入海口的数据。长江、黄河、澜沧江(Mekong River)和怒江(Salween River)的中、下游流经人口密集和工农业发达的平原地区,而且有许多并非源于青藏高原的支流汇入到主河流中,因而采用这些河流入海口的数据不能准确反映青藏高原的风化作用。Li 等(2005)采集了从兰州至入海口的黄河样品,系统分析了硅酸盐、碳酸盐和蒸发盐风化对黄河水中溶解质的贡献以及它们所消耗的大气 CO_2 。同样,黄河中、下游流经人口密集地区,而且有许多并非源于青藏高原的支流汇入到主河流中。Wu 等(2005)通过对黄河兰州上游河段进行地球化学分析,运用反演模型测算出河水中溶解物源于雨水、硅酸盐、碳酸盐和蒸发盐的比例及流域的 CO_2 消耗通量。Qin 等(2006)对岷江进行了较深入的研究,通过采集源头水样并结合进入四川平原后的水文站数据,计算得出流域的化学风化率,并给出了一次采样(丰水期或枯水期)与时间序列分析之间的偏差。

本次研究首次对中国境内源于青藏高原的七条河流进行综合分析,并在这些河流刚刚流下青藏高原的地区采样,测定有关阳离子和阴离子的含量,估计硅酸盐和碳酸盐风化对河水中主量离子的贡献,以及由硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO_2 。结合国外对喜马拉雅山南部三条河流(恒河、布拉马普特拉河和印度河)的数据,总体评估喜马拉雅山—青藏高原风化作用对大气 CO_2 浓度变化的影响。

1 流域的水文、地质情况和采样地点

笔者等对七条河流采样地点的选择有三个原则:①能反映在青藏高原上河流流域的风化作用,②没有源自青藏高原以外地区的支流流入,③尽可能避免或减少人类活动的影响和污染。由此,笔者等对七条河流的采样点都选在河流刚下青藏高原的地点,自该采样地点以上流域内一般人烟稀少,工农业污染较少,而且没有源自青藏高原以外地区的支流汇入。

1.1 金沙江

长江有三个正源:①沱沱河,发源于唐古拉山主峰海拔 6621m 的各拉丹东雪山;②南支当曲;③北支楚玛尔河。三个源汇流后称通天河。自青海玉树巴塘河口以下至四川宜宾称金沙江,全长 2290 km,流域面积约 $485 \times 10^3 \text{ km}^2$ 。云南省石鼓镇以上至巴塘河口为金沙江的上游,河长 970 km,落差 1720m,平均坡降 1.78%。流域出露岩层:源区为第四系沉积物、碎屑岩、火山岩及蒸发岩等;金沙江缝合带有大量火山岩、花岗岩类及蛇绿混杂岩等出露。石鼓镇以下数百千米外的攀枝花市是我国重要的钢铁、能源、钒钛基地,西南重要的工农业中心,人口比较密集。对于金沙江笔者等选择石鼓镇作为采样地点(图 1),石鼓上游控制的流域面积为 $0.233 \times 10^6 \text{ km}^2$,可反映青藏高原东缘在金沙江流域的风化作用。

1.2 澜沧江

澜沧江发源于海拔 5170 m 的唐古拉山脉北麓岗果日山,由东源扎曲和西源昂曲,流至西藏东部之昌都汇流后称为澜沧江。澜沧江从云南省功果桥以上,河段多呈深邃峡谷之势,交通闭塞、人烟稀少,流域面积为 $0.089 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。出露岩层主要为碳酸盐岩、碎屑岩、火山岩及第四系沉积物等。云南省功果桥以下为澜沧江的下游,人类的影响逐渐增多,一些源于云贵高原的支流开始汇入。笔者等对澜沧江在功果桥附近的保山市瓦窑进行采样(图 1)。

1.3 怒江

怒江发源于海拔 5128 m 的唐古拉山脉南麓,源头为那曲,在我国境内干流总长 2013km,流域面积 $0.136 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。流域出露岩层主要为碳酸盐岩、第四系沉积物、变质岩及花岗岩等。怒江从河源至嘉玉桥为上游(那曲),以下至泸水为中游段,两岸山脊多在 5000 m 左右,河床坡度陡。怒江深切流经高黎贡山和碧罗雪山、怒山,形成世界著名的巨大峡谷区。泸水以下为下游段,沿河山脉高程降低,两岸有阶地分布,以下河流又进入峡谷地带。整个怒江流域人口较少、交通不便,人类活动的影响极微。自云南省道街坝以下人类活动的影响增加,并有数十条源于云贵高原的支流汇入,为减少它们的影响,笔者等将采样地点选在保山市道街镇(图 1)。

1.4 黄河

黄河发源于青海高原巴颜喀拉山北麓,东流穿越黄土高原及黄淮海大平原,注入渤海。黄河自兰州以上为上游,人类活动影响较小,出露岩层主要为

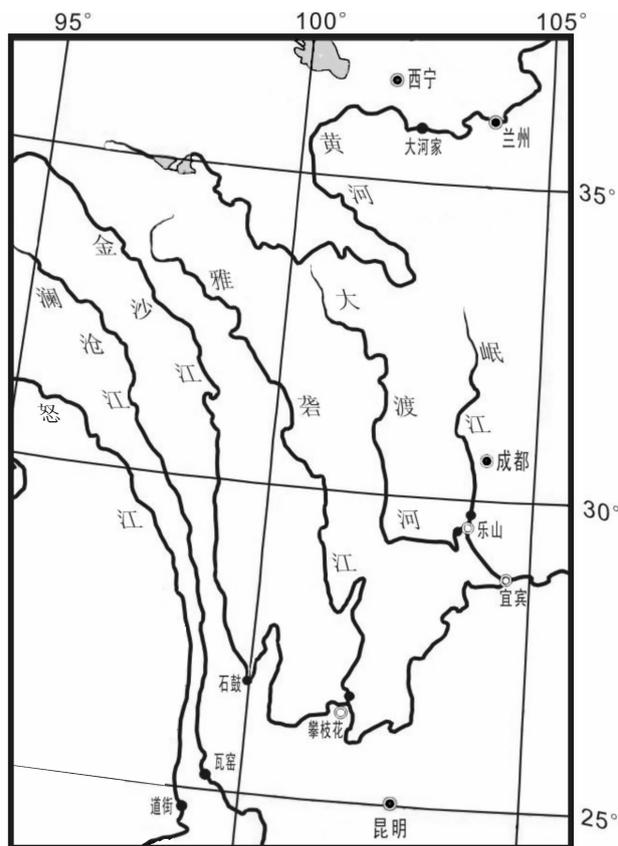


图 1 金沙江、澜沧江、怒江、黄河、雅砻江、岷江和大渡河等七条河流的采样地点

Fig. 1 Map of the Jinsha River, Lancang River, Nujiang River, Yellow River, Yalong River, Minjiang River and Dadu River

●—采样点:金沙江的石鼓;澜沧江的瓦窑;怒江的道街;黄河的大河家;岷江的乐山;大渡河的乐山;雅砻江的攀枝花

●—sampling locations: Jinsha River—Shigu; Lancang River—Wayao; Nujiang River—Daojie; Yellow River—Dahejia; Minjiang River—Leshan; Dadu River—Leshan; Yalong River—Panzhihua

第四系沉积物、砂板岩、碎屑岩和蒸发岩等。自兰州以下的中下游煤炭、石油、冶金、粮食和棉花等工农业非常发达,人口密集。为避免兰州上游的刘家峡水库的缓冲效应,笔者等在刘家峡水库以上的民和县大河家黄河大桥处取样(图 1),其附近循化水文站的实际控制流域面积为 $0.146 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。

1.5 雅砻江

雅砻江为金沙江最大的支流,发源于青海省巴颜喀拉山南麓,干流全长 1637 km,总落差 4420 m,流域面积 $0.129 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。整个流域地广人稀,工农业不发达。流域出露岩层主要为砂板岩夹碎屑岩、火山岩、侵入岩和变质岩等。由于雅砻江全流域

都位于青藏高原东南部,且沿途有众多源于青藏高原的支流汇入(较大的有鲜水河、理塘河等),为尽可能反映全流域的风化作用,笔者等的采样点选择在雅砻江与金沙江汇入口上游 3 km 处(图 1),采样点以上实际控制流域面积为 $0.129 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。

1.6 岷江

岷江是水量最大的长江支流,发源于岷山南麓,干流全长 735 km,流域面积 $0.133 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。岷江上中游地形复杂,交通不便,两岸耕地、人口分布较少,而下游工农业较为发达。流域出露岩层主要为砂板岩、碳酸盐岩、侵入岩、变质岩及第四系沉积物等。为了测算出岷江流域(不含大渡河)的化学风化作用,笔者等于四川省乐山市关庙采集水样(图 1)。由于采样点位于流域的下游,人类活动的干扰可能会对计算结果有一定的影响。

1.7 大渡河

大渡河正源足木足河发源于青海省久治县与达日县交界处查七沟顶山冈,流域全长 1048 km,流域面积 $0.091 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。大渡河上、中游地处青藏高原东南部及四川盆地西缘山区,地势高耸,河流深切,下游进入四川盆地丘陵区。流域的出露岩层上游主要为砂板岩、碳酸盐岩夹火山岩等,中、下游有变质岩、侵入岩及火山岩出露。大渡河的采样点位于岷江汇入口前 1 km 处(已纳入大渡河的一条重要支流—青衣江)(图 1)。

2 取样和分析

笔者等分别于 2005 年 6 月(黄河、澜沧江和怒江为 8~9 月)和 2005 年 12 月在七条河流的上述地点进行了两次河水及河床砂的取样工作。用预先酸洗并清洁的聚乙烯桶(袋)装满水样,河床砂样用双层塑料袋密封。水样经 0.45μ 的微孔聚碳酸酯滤膜进行过滤后分为两份,一份用优级纯 HNO_3 酸化到 pH 为 2 左右,另一份不进行酸化。

过滤并酸化水样中的阳离子 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 和 Si 、 Sr 在南京大学现代分析中心使用 Jarrell-Ash 1100 电感耦合等离子体直读光谱仪进行测定, Na^+ 和 K^+ 则使用 AA240FS 原子吸收分光光度计测定。对过滤未酸化的水样在四川大学分析测试中心使用 SY-221 离子色谱测定阴离子 (F^- 、 Cl^- 、 NO_3^- 和 SO_4^{2-})。河水 Sr 同位素比值在南京大学现代分析中心使用 VG354 同位素质谱仪进行测定。本次实验中对 NBS 987 标样测定值为: $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr}) = 0.710340 \pm 0.000040$, 标准化值 $n(^{86}\text{Sr})/$

表1 中国境内源自青藏高原的7条河流的水文信息及化学成分
Table 1 Chemical composition and hydrological data for the seven Chinese rivers originating in the Qinghai—Xizang (Tibetan) Plateau

河流名称	流域面积 (10 ⁶ km ²)	月均流量 (m ³ /s)	年径流量 (km ³ /a)	海拔 (m)	TDS (mg/L)	物质的量[n()] (μmol/L)										$\frac{n(^{87}\text{Sr})}{n(^{86}\text{Sr})}$
						Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	Sr	
金沙江	0.233	1566	39.4	1825	379	1100	533	2391	58.5	1269	3662	8.9	388	105	4.34	0.71026
	0.233	476			349	1235	646	1026	35.4	726	3539		279	164	3.31	0.71138
澜沧江	0.089	1773	29.0	1256	333	1445	458	306	25.1	184	3376	19.2	279	126	4.11	0.71010
	0.089	311			424	1555	725	1013	36.2	646	3698		14.5	625	157	7.53
怒江	0.110	3234	53.1	827	246	1088	409	137	26.9	21	2683	14.4	220	115	1.60	0.71296
	0.110	441			274	998	546	343	30.5	44	2736		341	361	2.40	0.71454
黄河	0.146	1395	23.2	1748	334	1210	617	700	30.3	369	3460	44.8	255	107	5.14	0.71122
	0.146	187			342	1267	625	696	33.6	256	3772		53.4	216	111	5.02
雅砻江	0.129	2096	55.3	998	211	815	425	241	29.7	22	2345		192	111	2.05	0.71230
	0.129	679			231	890	463	187	22.8	35	2665		15.5	100	136	1.83
大渡河	0.089	2886	61.6	390	191	828	304	102	35.4	11	2190	15.5	92	107	1.60	0.71190
	0.089	688			262	1030	493	183	30.8	35	2784		14.7	213	139	2.40
岷江	0.037	720	14.9	405	287	1228	393	417	53.1	100	2901	107	302	135	2.62	0.71040
	0.037	155			427	1605	571	996	102.8	480	3841		171	479	157	3.54

注:以上流域面积和流量信息均来自于中华人民共和国水文年鉴。主量离子、Sr等数据上行为2005年6月采集,下行为2005年12月采集。HCO₃⁻由离子平衡求得。

$n(^{88}\text{Sr}) = 0.1194$ 。

河床砂样品在室内进行自然干燥后,研磨到160目,用1N的HCl低温溶解4h,去除溶液,再以超纯水洗至中性(此步骤用于去除碳酸盐)。然后,用HCl + HNO₃ + HClO₄ + HF溶液进行消解。消解后的样品溶液使用Jarrell-Ash 1100电感耦合等离子直读光谱仪分析Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺、K⁺等。

3 结果和讨论

河水中主量离子浓度及 $n(\text{Sr})$ 、 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 和固溶物总量(TDS)列于表1中。河床砂的分析数据列于表2中。

考虑到元素的浓度会受到稀释和蒸发的影响,笔者等采用 $n(\text{Na}^+)$ 的标准化比值 $[n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+), n(\text{Mg}^{2+})/n(\text{Na}^+), n(\text{HCO}_3^-)/n(\text{Na}^+)]$ 。图2显示,在这些河流中 $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ 与 $n(\text{Mg}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ 、 $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ 与 $n(\text{HCO}_3^-)/n(\text{Na}^+)$ 之间存在着非常好的相关性,反映了碳酸盐岩和硅酸盐岩两种主要岩性风化的混合。在阳离子的三角图解中(图3a),多数样品更靠近Ca²⁺顶点。而在阴离子三角图解中(图3b),数据点都落在代表碳酸盐—蒸发盐风化的HCO₃⁻—(SO₄²⁻ + Cl⁻)线上。这表明在这些流域中碳酸盐和蒸发盐的风化可能更为重要。除岷江外,其他河流中 $n(\text{NO}_3^-)$ 都很低。岷江较高的 $n(\text{NO}_3^-)$ 可能与

河流受污染有一定的关系。

表2 七条河流河床砂的化学成分

Table 2 Chemical composition of riverbed sediments of the seven Chinese rivers

河流及地点	物质的量[n()] (μmol/g)				$\frac{n(\text{Ca}^{2+})}{n(\text{Na}^+)}$	$\frac{n(\text{Mg}^{2+})}{n(\text{K}^+)}$
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺		
金沙江(石鼓)	211	335	524	401	0.40	0.84
澜沧江(瓦窑)	68	212	391	425	0.17	0.50
怒江(道街)	112	182	383	434	0.29	0.42
黄河(大河家)	149	324	567	483	0.26	0.67
雅砻江(攀枝花)	222	327	382	373	0.58	0.88
大渡河(乐山)	233	323	571	424	0.41	0.76
岷江(乐山)	216	263	678	441	0.32	0.60

在云南省石鼓镇所采集的金沙江水样中具有较高的 $n(\text{Na}^+)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 。不仅石鼓镇样品,笔者等在2005年6月对金沙江干流自上而下的8个不同地点采集的样品中 $n(\text{Na}^+)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 都较高 $[n(\text{Na}^+)均超过n(\text{Ca}^{2+})]$ 。最近2006年7月,笔者等对长江正源沱沱河和楚玛尔河采集的水样也测出具有非常高的 $n(\text{Na}^+)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 值(10 mmol/L左右),这与傅德黔等(1998)、赵继昌等(2003)对长江源水的测定结果较为一致。长江源水具有高 $n(\text{Na}^+)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 的原因主要是,楚玛尔河盆地等处有蒸发岩出露(青海省地质矿产局,1990),楚玛尔河和沱沱河均流过多个盐湖,同时明显受到地下热泉的影响(郑喜玉等,2002)。

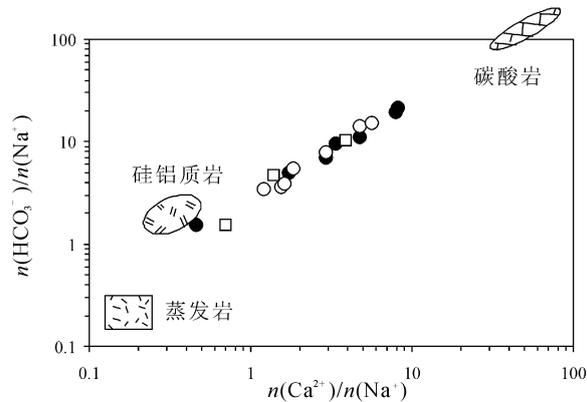
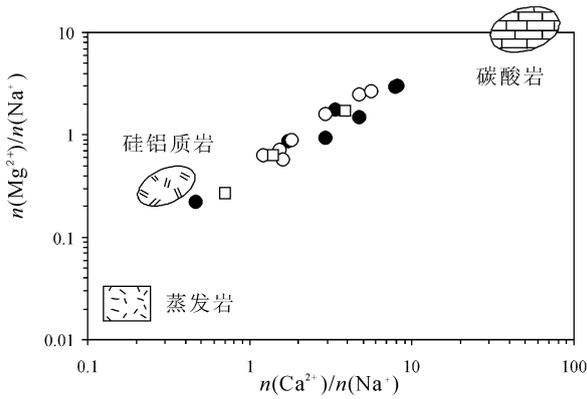


图 2 河流中 $n(\text{Na}^+)$ 的标准化比值混合图解

Fig. 2 Standard ratios of $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ and $n(\text{Mg}^{2+})/n(\text{Na}^+)$, $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ and $n(\text{HCO}_3^-)/n(\text{Na}^+)$

端元值来自 Gaillardet 等(1999)。□—恒河、布拉马普特拉河和印度河的数据(Gaillardet et al., 1999); ●—代表本次研究的七条河流的 6 月样品; ○—代表本次研究的七条河流的 12 月样品 End member compositions for carbonate, silicate and evaporite were from Gaillardet et al., (1999). □—Ganges, Brahmaputra and Indus (Gaillardet et al., 1999); ●—samples collected in summer, 2005; ○—samples collected in winter, 2005

刘家峡水库以上的民和县大河家黄河大桥处取样的黄河水 $n(\text{Cl}^-)$ 也较高,仅次于金沙江,这与兰州以上的黄河上游流域广泛分布的蒸发岩,以及黄河源头流经一些盐湖分布地区有关。

测定的雅砻江和大渡河水的 $n(\text{Cl}^-)$ 较低,这与流域中的岩性特征一致,并与热泉影响较小有关。

岷江流域少有蒸发岩出露,也没有盐湖及热泉分布,较高的 $n(\text{Cl}^-)$ 可能是由人类活动所造成,岷江水中具有最高的 $n(\text{NO}_3^-)$ 也印证了这一推断。

澜沧江 $n(\text{Cl}^-)$ 较之黄河又低一些,这可能归因于其上游蒸发岩和盐湖较少。怒江源区那曲附近有

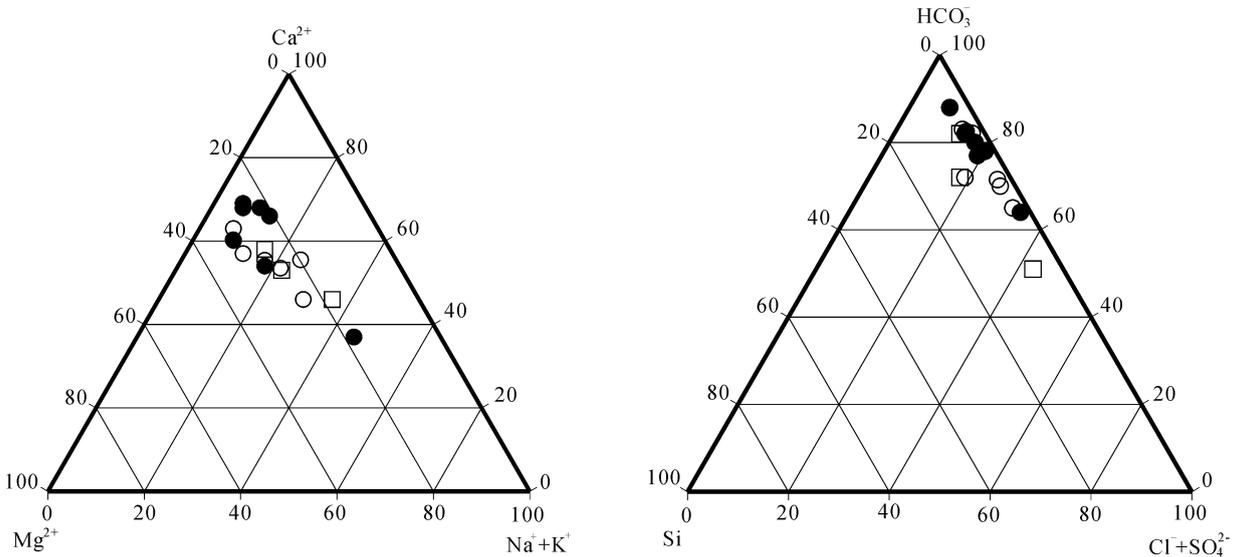


图 3 本次研究的七条河流及喜马拉雅山南部河流中阳离子与阴离子三角图解:(a)阳离子图解:大多数样品点靠近 Ca^{2+} 顶点,表明碳酸盐风化的控制作用;(b)阴离子图解:数据点位于 HCO_3^- 和 $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ 的连线上,意味着流域中碳酸盐岩—蒸发岩的风化。点标志同图 2

Fig. 3 Ternary plots for cations and anions in the seven Chinese rivers; (a) cation plot; most of the samples cluster around Ca^{2+} apex, indicating dominance of carbonate weathering contribution to major ion concentration; (b) anion plot; the data closed the mixing line between HCO_3^- and $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$, suggesting carbonate and evaporite weathering in these basins. Legends the same to Fig. 2

很多盐湖(如纳木错等),而采样点附近流域段分布有大量热泉(佟伟等,1994),但怒江水中的 $n(\text{Cl}^-)$ 较低,只有 $20 \mu\text{mol/L}$ 左右。由于目前发表的有关怒江流域地质调查和水化学数据的研究缺乏,因此还不能准确回答它们 $n(\text{Cl}^-)$ 低的地质依据。

3.1 河水中主量离子浓度的时间变化

对河流两次采样的数据进行比较可以看出,丰水期(6月、8~9月)所采集样品的元素浓度总体小于枯水期(12月—1月),这反映了随着流量加大稀释效应增强的影响。黄河水中主量离子浓度的变化较小,说明龙羊峡水库、李家峡水库的调水作用削弱

$$n(\text{X})_{\text{riv}} = n(\text{X})_{\text{cyclic}} + n(\text{X})_{\text{evaporite}} + n(\text{X})_{\text{carbonate}} + n(\text{X})_{\text{silicate}} + n(\text{X})_{\text{sulfide}} + n(\text{X})_{\text{anthropogenic}} \quad (1)$$

此处下标分别代表:riv—河水、cyclic—大气降水、evaporite—蒸发盐、carbonate—碳酸盐、silicate—硅酸盐、sulfide—硫酸盐、anthropogenic—人类活动。

3.2.1 大气降水和人类活动

大气对河水中溶解物的输入源主要是海盐和大气粉尘。受海盐气溶胶影响最大的元素是Cl,笔者等研究的七条河流除金沙江、澜沧江和黄河外,其余河流中 $n(\text{Cl}^-)$ 都较低,且金沙江、澜沧江和黄河同时还具有高的 $n(\text{Na}^+)$ 的浓度,这表明其他的离子并未受到海盐气溶胶的很大影响。此外这几条河流的上游距离海洋还很远,因此相对河水中元素总的浓度来说,大气输入的影响非常小。本次研究未对大气输入进行校正。

由于金沙江、澜沧江、怒江和黄河采样点之上的流域工农业大多数不发达,且远离人口密集区,有些区域人迹罕至,基本处于原始状态,因此人类活动对主量离子的影响较小。雅砻江和大渡河在进入四川平原后可能经受了一定的人类活动影响,但可作为人类活动量度的 $n(\text{NO}_3^-)$ 和 $n(\text{Cl}^-)$ 都不高,表明这种影响也较有限。此处我们将忽略人类活动的贡献。

3.2.2 硅酸盐风化

硅酸盐风化包括主要由铝硅酸盐风化来源的 $n(\text{Na}^+) + n(\text{K}^+)$ 和由钙镁硅酸盐来源的 $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$ 对河水中溶解物质的贡献。流域中铝硅酸盐风化强度可通过河水中 $n(\text{Si})/[n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)]$ (此处 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 是硅酸盐风化供应的 Na^+)比值进行测算,此值由流域中产生的硅酸盐风化反应所决定。如,钠长石风化为贝得石将在河水中产生 $n(\text{Si})/[n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)] = 1.7$;而钾长石风化

了季节性的影响(Wu et al., 2005)。而与其他河流不同的是金沙江冬季水样的 $n(\text{Na}^+)$, $n(\text{Cl}^-)$ 及 $n(\text{SO}_4^{2-})$ 要比夏季低30%~50%,这是由于金沙江源区可可西里地区的河流大多数在冬季被冻结,受盐湖影响的河水流量极低。

3.2 河水中主量离子的来源

河水中可溶元素主要来源于大气降水、人类活动和岩石(硅酸盐、碳酸盐、硫酸盐和蒸发盐矿物)风化。河流中一种元素X的总量可以写为(Galy et al., 1999):

为高岭石此值为3(Huh et al., 1998)。笔者等此处研究的7条河流中 $n(\text{Si})/[n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)]$ 很低(小于1),表明流域中硅酸盐风化并不强烈。

河水中的 Na^+ 来源于海盐、石盐溶解和硅酸盐风化;而 K^+ 主要来源于硅酸盐。用 Cl^- 作为海盐和石盐溶解的指标,则由硅酸盐风化产生的 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 和 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$:

$$n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} = n(\text{Na}^+)_{\text{riv}} - n(\text{Cl}^-)_{\text{riv}} \quad (2)$$

$$n(\text{K}^+)_{\text{sil}} \approx n(\text{K}^+)_{\text{riv}} \quad (3)$$

河水中由碳酸盐风化贡献的 Na^+ [$n(\text{Na}^+)_{\text{carb}}$]是极其微小的,此处忽略了 $n(\text{Na}^+)_{\text{carb}}$ 。 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 和 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ 一起构成总阳离子的10%左右,说明从流域范围来看硅酸盐风化不是主要的阳离子来源。

河流中的 Ca^{2+} 来源于碳酸盐、蒸发盐、硅酸盐和其他少量的相,如磷酸盐;而 Mg^{2+} 主要来源于碳酸盐和硅酸盐。河流中硅酸盐风化来的 Ca^{2+} 主要是由钙长石风化为高岭石时产生的,笔者等使用与斜长石中相同的 $n(\text{Ca}^{2+})/n(\text{Na}^+)$ 比来计算此值。由于河床砂中硅酸盐部分的 Ca^{2+} [以下表示为 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ss}}$]和 Na^+ [以下表示为 $n(\text{Na}^+)_{\text{ss}}$]主要由斜长石所控制,则用此 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ss}}/n(\text{Na}^+)_{\text{ss}}$ 作为一个估计,可以从河水中的 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 计算得到硅酸盐风化来源的 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}}$ 。同样对于硅酸盐来源的 Mg^{2+} [$n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$],笔者等使用河床砂的硅酸盐部分测定的 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{ss}}/n(\text{K}^+)_{\text{ss}}$ 作为一个估计,可以从河水中的 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ 计算得到 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$ (Blum et al., 1998)。

从以上值得到的河流中硅酸盐贡献的阳离子占阳离子总数的比例 $(\Sigma n_{\text{cat}})_{\text{sil}}$ 表达成:

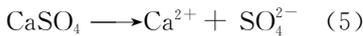
$$\begin{aligned}
 (\sum n_{\text{Cat}})_{\text{sil}} &= \frac{[\sum n(X_i)]_{\text{sil}}}{[\sum n_{\text{cation}}]_{\text{riv}}} = \frac{n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)_{\text{sil}} + 2 \cdot n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}} + 2 \cdot n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}}{n(\text{Na}^+)_{\text{riv}} + n(\text{K}^+)_{\text{riv}} + 2 \cdot n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}} + 2 \cdot n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}}} \\
 &= \frac{n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)_{\text{sil}} + 2 \cdot n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ss}} \cdot \frac{n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}}{n(\text{Na}^+)_{\text{ss}}} + 2 \cdot n(\text{Mg}^{2+})_{\text{ss}} \cdot \frac{n(\text{K}^+)_{\text{sil}}}{n(\text{K}^+)_{\text{ss}}}}{n(\text{Na}^+)_{\text{riv}} + n(\text{K}^+)_{\text{riv}} + 2 \cdot n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}} + 2 \cdot n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}}} \quad (4)
 \end{aligned}$$

此处 $n(\text{Na}^+)_{\text{riv}}$ 、 $n(\text{K}^+)_{\text{riv}}$ 、 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}}$ 和 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}}$ 指的是河水中的总含量, $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 、 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ 、 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}}$ 和 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$ 指的是河水中硅酸盐来源的元素含量, $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ss}}/n(\text{Na}^+)_{\text{ss}}$ 和 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{ss}}/n(\text{K}^+)_{\text{ss}}$ 指的是河床砂中硅酸盐部分的元素含量比。计算得到的 $(\sum n_{\text{Cat}})_{\text{sil}}$ 约 5% ~ 38%, 高值来自金沙江。从青海省玉树至四川省石鼓镇的金沙江流域段大量出露火山岩、花岗岩类及蛇绿混杂岩, 造成了硅酸盐风化供给阳离子的增加。

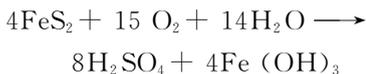
3.2.3 碳酸盐岩和蒸发岩

河水中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 除去硅酸盐风化来源外, 还将通过碳酸盐岩风化和蒸发岩溶解供给。碳酸盐岩是笔者等此处所研究河流域的主要岩性。 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 是流域中主要的阴离子和阳离子, 平均约 80% 的 $n(\text{HCO}_3^-)$ 由 $n(\text{Ca}^{2+})$ 所平衡, 而 $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$ 基本上与 $n(\text{HCO}_3^-)$ 平衡 (图 4), 这是流域中碳酸盐风化的一个指示剂。

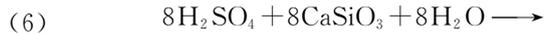
河水中的 SO_4^{2-} 主要有两个来源: 石膏溶解和黄铁矿的氧化。石膏溶解反应如下:



黄铁矿的氧化:



产生的硫酸再溶解其他的矿物:



与基于碳酸的化学风化不同, 基于硫酸的风化不消耗大气 CO₂。

由于流域中有石膏矿及富含石膏的红粘土层的

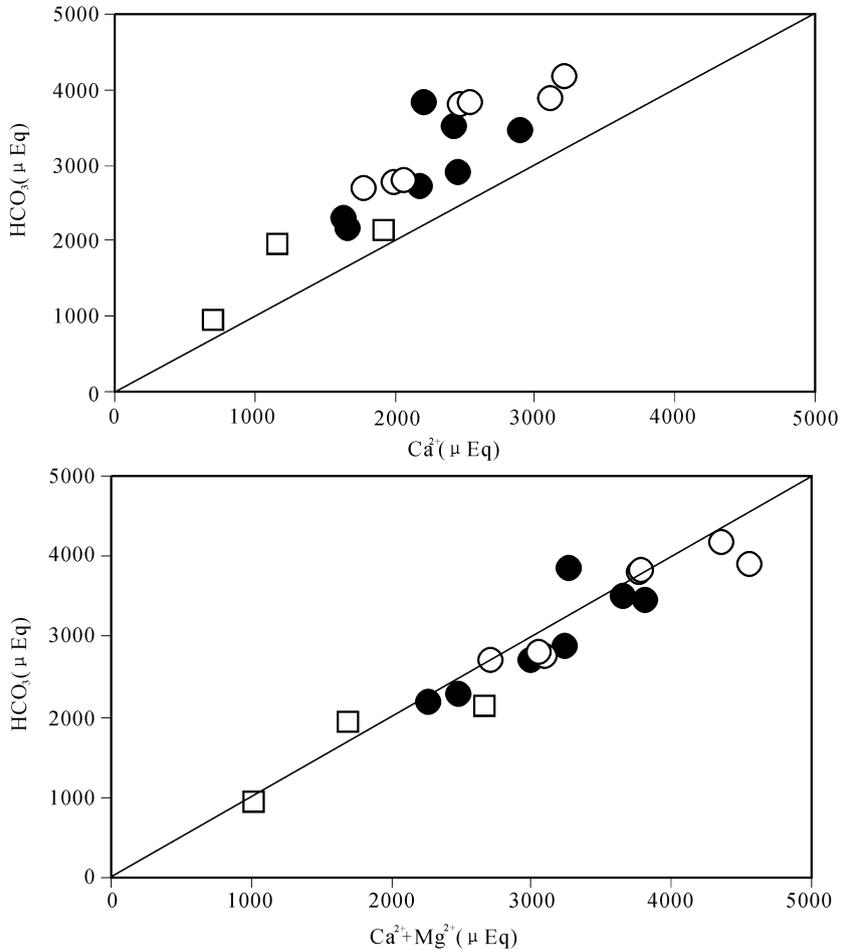


图 4 流域中 $n(\text{HCO}_3^-)$ 与 $n(\text{Ca}^{2+})$ (a) 和 $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$ (b) 的投点图

Fig. 4 Scatter plot of $n(\text{HCO}_3^-)$ with $n(\text{Ca}^{2+})$ (a) and $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$ (b) in the river basins

数据显示约 80% 的 $n(\text{HCO}_3^-)$ 由 $n(\text{Ca}^{2+})$ 所平衡, 而 $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$ 基本上与 $n(\text{HCO}_3^-)$ 平衡。点标志同图 2

The data show about 80% of $n(\text{HCO}_3^-)$ is balanced by $n(\text{Ca}^{2+})$, whereas $n(\text{HCO}_3^-)$ is basically balanced by $n(\text{Ca}^{2+}) + n(\text{Mg}^{2+})$. The meanings of sample symbols were same as Fig. 2

(6)

(7)

存在,表明它的溶解可能是河水中的 SO_4^{2-} 一个来源。在还原条件下生成的沉积物中的黄铁矿氧化将伴随产生低 HCO_3^- 和高 Si(Huh et al., 1998),而在笔者等的阴离子三角图解中,数据点都位于 HCO_3^- 和 $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ 连线上(图 3b),这说明黄铁

矿氧化不是 SO_4^{2-} 的重要源。

假设流域中所有 SO_4^{2-} 都来源于蒸发岩,则碳酸盐岩风化供应的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} : $(\Sigma n_{\text{Cat}})_{\text{carb}}$ 如下式:

$$\Sigma n_{\text{Cat carb}} = \frac{\Sigma n(\text{X}_i)_{\text{carb}}}{\Sigma n(\text{Cation})_{\text{riv}}} = \frac{2[n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}} - n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}} - n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ev}}] + 2[n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}} - n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}]}{n(\text{Na}^+)_{\text{riv}} + n(\text{K}^+)_{\text{riv}} + 2n(\text{Mg}^{2+})_{\text{riv}} + 2n(\text{Ca}^{2+})_{\text{riv}}} \quad (9)$$

此处 $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{ev}}$ 指的是蒸发盐对 Ca 的贡献,可通过假设流域中所有 SO_4^{2-} 都来源于蒸发盐而得到。由于黄铁矿氧化也供给一部分 SO_4^{2-} ,那么所计算的 $(\Sigma \text{Cat})_{\text{carb}}$ 是一个下限,处于 26%~81%之间,平均约 65%,碳酸盐的贡献在澜沧江、怒江和大渡河最强。相应蒸发岩溶解对河水中主量离子的贡献为 8%~36%,金沙江和黄河分列前两位,为 36%和 20%,这与它们的源区蒸发岩广泛出露相一致。

3.3 Sr 含量和 Sr 同位素比值

笔者等研究的七条河流的 $n(\text{Sr})$ 都超过了 $1 \mu\text{mol/L}$,平均达到 $3 \mu\text{mol/L}$,远高于全球河水平均值 $0.89 \mu\text{mol/L}$ (Palmer et al., 1989),同时也高于喜马拉雅山南缘的恒河和布拉马普特拉河,而与印度河基本相当。七条河流的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ ($0.71010 \sim 0.71454$) 虽略高于海洋碳酸盐的值 ($0.706 \sim 0.709$)(Palmer et al., 1989),但是显著地低于恒河和布拉马普特拉河的值。高 $n(\text{Sr})$ 和较低的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 值也反映这些流域的风化过程以碳酸盐风化为主、硅酸盐风化为次。图 5 给出了这七条河流与世界上一些其他河流 $1/n(\text{Sr})$ 与 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 关系的比较,从图中可以看到,恒河和布拉马普特拉河具有相对高的 $n(\text{Sr})$ 和高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$,而亚马逊河和奥里诺科河呈现了低 $n(\text{Sr})$ 和低 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 。

3.4 数据比较

将笔者等本次于河流刚刚流下青藏高原地区所采集样品的测定数据与 Gaillardet 等(1999)采用的长江、黄河、澜沧江(Mekong river)和怒江(Salween river)入海口的数据,以及 Li 等(2005)测定的黄河从兰州至入海口样品的数据进行比较,可以看出笔者等测定的这些河流在刚下青藏高原地区样品的值与它们下游出海口附近样品的值大不相同(表 3)。要研究青藏高原风化作用对大气二氧化碳消耗的影响,应该在河流刚刚流下青藏高原的地区采集样品,并以此作为计算的依据。

将笔者等本次测试的数据与国外对喜马拉雅山南缘的恒河、布拉马普特拉河和印度河的测定数据进行比较发现,中国境内发源于青藏高原的河流的 $n(\text{Ca}^{2+})$ 、 $n(\text{Mg}^{2+})$ 和 $n(\text{HCO}_3^-)$ 明显高于恒河和布拉马普特拉河,这反映了中国境内源于青藏高原的河流流域碳酸盐岩风化大多要高于喜马拉雅山南缘的河流;此外,中国河流有着相对较高的 $n(\text{Sr})$ 和较低的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$,也进一步说明了这些流域以碳酸盐岩风化为主导作用(表 3)。

3.5 流域的风化速率

河流中硅酸盐和碳酸盐矿物风化所供给的阳离子组分、溶解 Si,再结合流域面积和流量数据,就可计算此区域当前的硅酸盐化学风化速率(SWR)和碳酸盐化学风化速率(CWR):

$$\text{SWR} = \frac{[(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}} + (\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}} + (\text{Na}^+)_{\text{sil}} + (\text{K}^+)_{\text{sil}} + (\text{SiO}_2)] \times \text{流量}}{\text{流域面积} \times \text{硅酸盐密度}} \quad (10)$$

$$\text{CWR} = \frac{[(\text{Ca}^{2+})_{\text{carb}} + (\text{Mg}^{2+})_{\text{carb}} + 0.5 \times (\text{HCO}_3^-)_{\text{carb}}] \times \text{流量}}{\text{流域面积} \times \text{碳酸盐密度}} \quad (11)$$

此处 $(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}}$ 、 $(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$ 、 $(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 和 $(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ 等为硅酸盐供给的阳离子(单位均为 mg/L); $(\text{Ca}^{2+})_{\text{carb}}$ 和 $(\text{Mg}^{2+})_{\text{carb}}$ 等为碳酸盐供给的阳离子(单位均为 mg/L); 硅酸盐和碳酸盐的平均密度分别取 2.7 g/cm^3

和 2.4 g/cm^3 (Galy et al., 1999)。七条河流域的流量信息由中华人民共和国水文年鉴得到。

碳酸盐溶解产生的 $n(\text{HCO}_3^-)$ 中的一半来自于大气。CWR 被假设为所有非硅酸盐来源的 Ca^{2+}

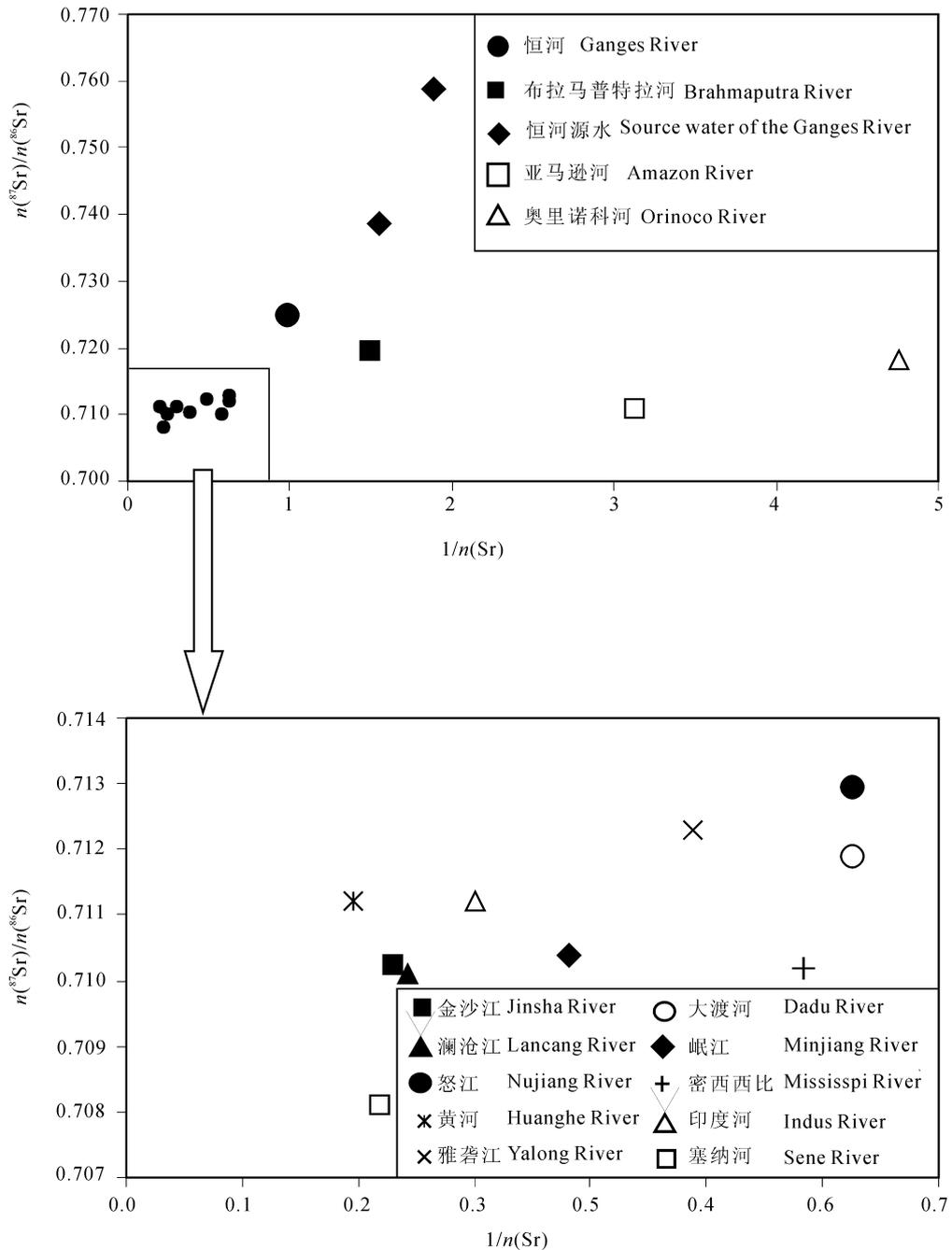


图 5 本次研究的七条河流及一些世界其他河流的 $1/n(\text{Sr})$ 与 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 投点图

Fig. 5 Plot of $n(^{87}\text{Sr}) / n(^{86}\text{Sr})$ vs. $1/n(\text{Sr})$ of the Chinese seven rivers and some of the world's major rivers

恒河和布拉马普特拉河数据源自 Krishnaswami 等(1992);其余数据源自 Palmer 等(1989)。恒河和布拉马普特拉河显示了较高的 $n(\text{Sr})$ 及高 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$, 而亚马逊河和奥里诺科河则具有低 $n(\text{Sr})$ 及低 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$, 笔者等的数据具有高 $n(\text{Sr})$ 低 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值, 表明这些流域的风化过程以碳酸盐风化为主 Data for Ganges and Brahmaputra from Krishnaswami et al. (1992), remainder from Palmer et al. (1989). Ganges and Brahmaputra were characterized by high $n(^{87}\text{Sr}) / n(^{86}\text{Sr})$ and high $n(\text{Sr})$, Amazon and Orinoco showed a trend which had low $n(\text{Sr})$ and low $n(^{87}\text{Sr}) / n(^{86}\text{Sr})$. Most of our samples have high $n(\text{Sr})$ and low $n(^{87}\text{Sr}) / n(^{86}\text{Sr})$, indicating that carbonate weathering was dominant in the drainage basins of our study area

表3 金沙江、澜沧江、怒江、黄河水中的化学成分与喜马拉雅山脉南部三条河流:恒河、布拉马普特拉河、印度河的比较

Table 3 Comparison of chemical data for the Jinsha River, Lancang River, Nujiang River and Yellow River measured in this work with those at estuaries of the same rivers from Gaillardet et al. (1999) and the data of the Ganges, Brahmaputra and Indus

流域	采样地点	采样日期	TDS (mg/L)	物质的量 $n(\quad)$ ($\mu\text{mol/L}$)										$\frac{n(^{87}\text{Sr})}{n(^{86}\text{Sr})}$
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂	Sr	
金沙江 ^①	石鼓	2005年6月	379	1100	533	2391	58.5	1269	3662	8.9	388	105	4.34	0.71026
长江 ^②	入海口		221	973	292	222	36.0	151	2311		164	108	2.42	0.71071
澜沧江 ^①	瓦窑	2005年8月	333	1445	458	306	25.1	184	3376	19	279	126	4.11	0.71010
澜沧江 ^②	入海口		263	1001	367	663	48.0	448	2305		343	167	3.39	0.71020
怒江 ^①	道街	2005年8月	246	1088	409	137	26.9	21	2683	14	220	115	1.60	0.71296
怒江 ^②	入海口		306	1150	658	435	26.0	571	3475		10			
黄河 ^①	大河家	2005年9月	334	1210	617	700	30.3	369	3460	45	255	107	5.14	0.71122
黄河 ^②	入海口		460	1175	848	2370	105.0	1563	3361		696	128	13.00	0.71111
黄河 ^③	兰州	2000年6月	385	1200	722	1715	58.1	951	2889		660	113	7.38	0.71117
恒河 ^②	Patna	1982年9月	182	580	267	417	67	143	1951		83	128	1.02	0.72490
恒河 ^④	Rajshahi	1996年8月	125	466	201	175	69	94	1421	0.3	76	127		
恒河 ^⑤	Deopryag	2003年8月	91	387	105	68	51	12	868	14	102	97	0.37	0.73862
布拉马普特拉河 ^②	Goalpara	1982年4月	101	350	156	91	100	31	951		104	130	0.67	0.71970
布拉马普特拉河 ^④	Chilmari	1996年8月	105	393	168	104	52	25	1114		55	155		
布拉马普特拉河 ^⑥	Dhubri	2000年7月	106	396	153	107	50	19	1018		73	200	0.50	0.73003
印度河 ^②	Thatta	1992年2月	302	958	374	1370	112	931	2130		436	233	3.69	0.71100
印度河 ^⑦	Thatta	1994年1月	343	1013	518	1288	109	749	2394		583	106	4.91	0.71172

注:资料来源:① 本次研究;② Gaillardet et al., 1999;③ Wu et al., 2005;④ Galy et al., 1999;⑤ Bickle et al., 2005;⑥ Singh et al., 2005;⑦ Karim et al., 2000

和 Mg²⁺ 都源于碳酸盐岩。考虑到蒸发岩也贡献 Ca²⁺, 这样计算出的 CWR 是一个上限。如果假设所有的 SO₄²⁻ 都是蒸发盐来源, 则求出的 CWR 为下限。这些计算结果列于表 4 中。硅酸盐风化通量位于 0.3 × 10⁶ t/a 到 2.1 × 10⁶ t/a 之间。Gaillardet 等(1999)对全球 60 条大河所作的研究中也包括长江、黄河、澜沧江和怒江, 他们通过反演模拟得到的风化通量比笔者等计算的值都要高。这是由于他们采用的是河流入海口的数据, 而笔者等采用的是河流刚下青藏高原地点的数据, 流域面积和流量均远远低于他们所采用的入海口的值。7 条河流流经青藏高原地区的硅酸盐风化总共贡献了约 5.7 × 10⁶ t/a 的固溶物到海洋中, 这仅占全球硅酸盐岩风化通量(550 × 10⁶ t/a, Gaillardet et al., 1999)的 1%。然而如果使用单位面积剥蚀率, 这七条河流的化学剥蚀通量(包括硅酸盐风化、碳酸盐风化和蒸发盐溶解)为 26.9 ~ 80 t/(km² · a), 平均约 56 t/(km² · a), 远高于全球化学剥蚀通量的平均值[24 t/(km² · a), Gaillardet et al., 1999; 21 t/(km² · a), Berner and Berner, 1996], 这说明喜马拉雅山—青藏高原区域经历着很强的化学剥蚀。

3.6 对大气 CO₂ 消耗速率及与其他河流的比较

在小于十万年的尺度范围内, 所有岩性的风化

对大气中 CO₂ 的消耗都是非常重要的。但是在超过百万年, 碳酸盐风化对大气 CO₂ 的消耗可以忽略(Berner et al., 1983)。以下分别计算由硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO₂ 通量。根据阳离子含量、水流量和流域面积, 有下式:

$$\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}} = \Phi(\text{TZ}^+)_{\text{sil}} = [2n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}} + 2n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}} + n(\text{Na}^+)_{\text{sil}} + n(\text{K}^+)_{\text{sil}}] \times \text{流量/流域面积} \quad (12)$$

$$\Phi_{\text{CO}_2, \text{carb}} = \Phi(\text{TZ}^+)_{\text{carb}} = [n(\text{Ca}^{2+})_{\text{carb}} + n(\text{Mg}^{2+})_{\text{carb}}] \times \text{流量/流域面积} \quad (13)$$

式中, $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{sil}}$ 、 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{sil}}$ 、 $n(\text{Na}^+)_{\text{sil}}$ 和 $n(\text{K}^+)_{\text{sil}}$ 为河水中由硅酸盐风化供应的阳离子数, $n(\text{Ca}^{2+})_{\text{carb}}$ 和 $n(\text{Mg}^{2+})_{\text{carb}}$ 为碳酸盐供应的阳离子数。

笔者等使用在 6 月和 12 月两次采样时的流量数据和河水主量离子进行计算, 得到 6 月的 $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$ 和 $\Phi_{\text{CO}_2, \text{carb}}$ 分别为 1.3 × 10⁵ ~ 4.6 × 10⁵ mol/(km² · a) 和 1.6 × 10⁵ ~ 11.4 × 10⁵ mol/(km² · a), 12 月的 $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$ 和 $\Phi_{\text{CO}_2, \text{carb}}$ 分别为 0.3 × 10⁵ ~ 1.4 × 10⁵ mol/(km² · a) 和 0.6 × 10⁵ ~ 3.0 × 10⁵ mol/(km² · a)。6 月和 12 月样品分别接近全年最大消耗量和年最小消耗量, 实际年平均 CO₂ 消耗量应处于这两者之间。

此外, Qin 等(2006)对岷江上游几个水文站点的全年数据进行时间序列分析后认为,采用丰水期的主量离子数据与年平均流量计算所得到的化学风化通量和通过全年时间序列计算的年平均值最为接近(相对误差 < 10%),而枯水期得到的结果最差(相对误差 > 37%)。因此笔者等使用 6 月的主量离子数据和年平均流量进行计算,得到的 $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$ 和 $\Phi_{\text{CO}_2, \text{carb}}$ 分别为 $0.7 \times 10^5 \sim 3.7 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 和 $1.3 \times 10^5 \sim 6.8 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ (表 4)。

Wu 等(2005)通过对黄河兰州上游河段运用反演模型测算出河水中溶解物源于雨水、硅酸盐、碳酸盐与蒸发盐的比例,得到流域的硅酸盐风化对大气 CO₂ 消耗通量 $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$ 为 $1.2 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$,略高于笔者等计算的刘家峡水库上游的黄河值($0.9 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$); Li 等(2005)计算的黄河和长江的单位面积消耗通量($\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$)分别为 $0.22 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 和 $3.8 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$,较

笔者等的值为低,这是由于他们计算的是源区到入海口全流域的单位面积消耗通量,黄河中游第四纪黄土覆盖面积达到整个流域面积的 40%,蒸发盐的贡献非常突出。

中国七条河流由硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO₂ 通量分别为:高值(6 月的水化学数据和流量) $243 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 和 $491 \times 10^9 \text{ mol/a}$; 低值(12 月的水化学数据和流量) $48 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 和 $120 \times 10^9 \text{ mol/a}$; 年平均值(时间序列分析得到的最佳近似——6 月的水化学数据乘年平均流量)为 $173 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 和 $302 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 。再加上恒河、布拉马普特拉河和印度河的数据,源自喜马拉雅山—青藏高原的十条河流由硅酸盐风化和碳酸盐风化所消耗的大气 CO₂ 通量分别达到: $398 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 和 $663 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (高值)、 $203 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 和 $292 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (低值)、 $328 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 和 $474 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (年平均值)。占全球大陆硅酸盐岩风化和碳

表 4 本次研究的 7 条河流及喜马拉雅山南部 3 条河流的风化速率和 CO₂ 消耗通量

Table 4 Chemical weathering rates and CO₂ consumption fluxes for the Chinese seven rivers and the Ganges, Brahmaputra and Indus

流域		SWR		$\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$		CWR_{max}		$\Phi_{\text{CO}_2, \text{Carb+evp}}$		CWR_{min}		$\Phi_{\text{CO}_2, \text{Carb}}$	
		$\frac{\text{t}}{\text{km}^2 \cdot \text{a}}$	mm/ka	$\times 10^5 \text{ mol}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$	$\times 10^{10} \text{ mol}/\text{a}$	$\frac{\text{t}}{\text{km}^2 \cdot \text{a}}$	mm/ka	$\times 10^5 \text{ mol}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$	$\times 10^{10} \text{ mol}/\text{a}$	$\frac{\text{t}}{\text{km}^2 \cdot \text{a}}$	mm/ka	$\times 10^5 \text{ mol}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$	$\times 10^{10} \text{ mol}/\text{a}$
金沙江	6 月	11.3	4.2	4.6	10.8	22.7	9.5	2.4	5.6	14.4	6.0	1.6	3.7
	12 月	1.5	0.6	0.4	1.0	10.6	4.4	1.1	2.6	8.8	3.7	0.9	2.2
	年平均	9.1	3.4	3.7	8.6	18.1	7.5	1.9	4.5	11.5	4.8	1.3	2.9
澜沧江	6 月	7.8	2.9	1.3	1.2	114.2	47.6	11.7	10.5	96.5	40.2	10.0	8.9
	12 月	2.4	0.9	0.6	0.6	23.3	9.7	2.4	2.2	16.3	6.8	1.7	1.5
	年平均	4.1	1.5	0.7	0.6	59.3	24.7	6.1	5.4	50.1	20.9	5.2	4.6
怒江	6 月	11.4	4.2	2.2	2.4	130.2	54.2	13.5	14.8	109.6	45.7	11.4	12.6
	12 月	4.2	1.6	0.7	0.7	17.4	7.2	1.8	2.0	13.0	5.4	1.4	1.5
	年平均	5.9	2.2	1.1	1.2	67.8	28.2	7.0	7.7	57.1	23.8	5.9	6.5
黄河	6 月	5.8	2.1	1.7	2.5	49.5	20.6	5.2	7.6	41.8	17.4	4.4	6.4
	12 月	0.9	0.3	0.3	0.4	6.8	2.8	0.7	1.0	5.9	2.5	0.6	0.9
	年平均	3.0	1.1	0.9	1.3	26.1	10.9	2.7	4.0	22.0	9.2	2.3	3.4
雅砻江	6 月	9.5	3.5	2.8	3.7	53.0	22.1	5.5	7.2	43.1	18.0	4.6	5.9
	12 月	2.7	1.0	0.6	0.8	19.7	8.2	2.1	2.7	18.0	7.5	1.9	2.4
	年平均	8.0	3.0	2.4	3.1	44.4	18.5	4.6	6.0	36.1	15.0	3.8	4.9
大渡河	6 月	12.3	4.6	2.6	2.3	105.8	44.1	10.9	9.7	96.3	40.1	10.0	8.9
	12 月	3.9	1.4	0.8	0.8	33.6	14.0	3.5	3.1	28.4	11.8	3.0	2.7
	年平均	8.3	3.1	1.8	1.6	71.6	29.9	7.4	6.6	65.2	27.2	6.8	6.0
岷江	6 月	13.7	5.1	3.9	1.4	88.7	37.0	9.1	3.4	70.0	29.2	7.3	2.7
	12 月	4.4	1.6	1.4	0.5	25.0	10.4	2.6	1.0	18.6	7.7	1.9	0.7
	年平均	9.0	3.3	2.6	0.9	58.2	24.3	6.0	2.2	45.9	19.1	4.8	1.8
恒河 ^①	年平均	14.0	5.2	4.5	7.9	28.0	11.7	2.4	4.3	23.2	9.7	2.3	4.0
布拉马普特拉河 ^①	年平均	10.3	3.8	1.5	2.2	35.4	14.8	3.4	4.9	35.4	14.8	3.4	4.9
印度河 ^①	年平均	3.8	1.4	0.6	5.4	13.8	5.7	0.9	8.0	7.2	3.0	0.6	5.9

注: ① 据 Gaillardet et al., 1999。

酸盐岩风化所消耗的大气 CO_2 通量(分别为 $8700 \times 10^9 \text{ mol/a}$ 和 $12300 \times 10^9 \text{ mol/a}$, Gaillardet et al., 1999)的 4.6%和 5.4%(高值)、2.3%和 2.4%(低值)、3.8%和 3.9%(年平均值)。喜马拉雅山—青藏高原区域岩石风化消耗大气 CO_2 共计 $1061 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (0.0128 Gt C/a , 高值)、 $495 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (0.006 Gt C/a , 低值)和 $802 \times 10^9 \text{ mol/a}$ (0.0096 Gt C/a , 平均值),分别为全球通过河流向海洋输送有机碳(来自陆地上生物的消耗)通量 0.38 Gt C/a (Ludwing et al., 1996)的 3.4%(高值)、1.6%(低值)和 2.5%(平均值)。

流经安第斯山脉东麓的亚马逊河 $\Phi_{\text{CO}_2, \text{sil}}$ 值为 $2.7 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ (Suchet et al., 1995)、奥里诺科河为 $1.45 \times 10^5 \sim 2.34 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ (Edmond et al., 1996);法国的塞纳河为 $0.15 \times 10^5 \sim 0.24 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ (Roy et al., 1999);Gaillardet 等(1995)和 Probst 等(1994)计算的刚果河值分别为 0.3 和 $0.4 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$;西伯利亚的河流值约为 $0.04 \times 10^5 \sim 0.3 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ (Huh et al., 1998a);麦肯齐河为 $0.05 \times 10^5 \sim 0.6 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ (Millot et al., 2003);喜马拉雅山南部的恒河、布拉马普特拉河和印度河分别为 4.5 、 1.5 和 $0.6 \times 10^5 \text{ mol}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ (计算自 Gaillardet et al., 1999; Galy et al., 2001)。将笔者等的研究结果与以上数据对比可以看出,源自喜马拉雅山—青藏高原区域的河流与流经安第斯山脉东麓的亚马逊河、奥里诺科河具有相近的 CO_2 消耗通量,而高于世界其他河流。

在本次研究中,主要有两个方面可能会对分析的准确性有一定影响。由于笔者等对每条河流仅在 2005 年 6 月(黄河、澜沧江和怒江为 8~9 月)和 2005 年 12 月进行了两次河水及河床砂的取样工作,不可能对全流域全年的风化情况作出准确的解答;其次,对于 SO_4^{2-} 的来源笔者等假定全部来自于蒸发岩。但是,黄铁矿氧化也会供给 SO_4^{2-} , 这会造成计算的 CWR_{min} 略偏低。

3.7 化学风化和大气 CO_2 消耗的控制因素

大陆的化学风化过程受许多因素的控制。如地质的因素(岩性)、气候的因素(径流量、温度、降水等)、地形的因素(海拔、坡度等)。其中岩性的影响被认为是最重要的 (Meybeck et al., 1987; Edmond et al., 1996; Gaillardet et al., 1999)。从笔者等的计算结果来看,金沙江和黄河受源区蒸发岩所影响,碳酸盐风化相比其他流域要弱一些;而金

沙江缝合带的超基性、基性侵入岩和火山岩大量出露,硅酸盐风化为七条流域中最强。径流量(流量/流域面积)与硅酸盐风化速率之间总体上呈正相关(图 6),表明随着流量的加大,剥蚀作用更强。冬季的径流量最低,从而硅酸盐风化速率也远低于夏季。海拔与硅酸盐风化速率之间呈负相关(图 6),可能是由于高海拔区域河流坡降更大,水岩反应时间更短。在径流量、海拔与硅酸盐风化速率相关性图解中,金沙江都偏出了趋势线,这与金沙江流域最强的硅酸盐风化特征相一致,表明岩性是金沙江流域硅酸盐风化的最重要影响因素。

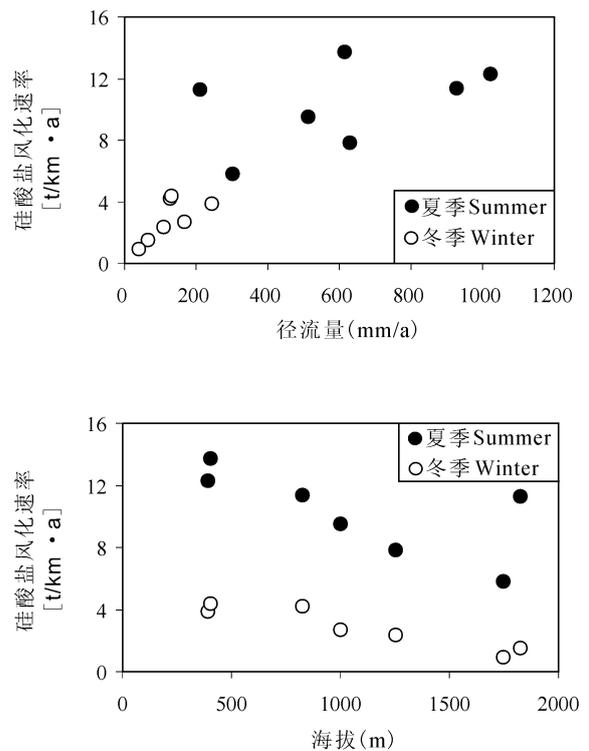


图 6 硅酸盐风化速率与径流量和海拔关系图解
Fig. 6 Scatter plots of chemical weathering of silicates calculated for the Chinese seven rivers vs. runoff and elevation

4 结论

笔者等取中国境内源自青藏高原的七条主要河流作为研究对象,通过采集河水和河床砂样品,分析主量离子数据,估算流域的化学风化速率和对大气 CO_2 的消耗。从计算结果我们可得到以下结论:

(1) Ca^{2+} 和 HCO_3^- 是流域中最丰富的主量离子(金沙江除外),硅酸盐平均贡献了约 10%的总阳

离子,其余的主要来自于碳酸盐和蒸发盐。通过计算流域中的硅酸盐、碳酸盐和蒸发盐风化速率表明这些流域主要受碳酸盐风化的控制。河水中所具有的高 $n(\text{Sr})$ 、低 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 特征也支持了这一结论。

(2) 七条河流的单位面积化学剥蚀通量(包括硅酸盐风化、碳酸盐风化和蒸发盐风化)平均约为 56 t/(km²·a),远高于全球平均值,这说明青藏高原区域经历着很强的化学剥蚀;

(3) 结合喜马拉雅山南缘三条河流(恒河、布拉马普特拉河和印度河)的研究结果可以得出,源自喜马拉雅山—青藏高原区域的十条主要河流化学风化每年平均共消耗大气 CO₂ 0.0096 Gt C/a,占全球岩石风化消耗大气 CO₂ 通量的 3.8%,这仅为全球通过河流向海洋输送有机碳(来自陆地上生物消耗)通量的 2.5%,表明喜马拉雅山地区岩石风化相比全球光合作用对大气 CO₂ 的摄取是很小的。

致谢: 野外工作得到四川省地矿局科研院所小方教授的指导和大力帮助,实验室工作得到南京大学现代分析中心陶仙聪高工、李惠民和王银喜教授的热心帮助,在此一并深表感谢。

参 考 文 献 / References

傅德黔,王晓慧,刘京,章安安,孙宗光,傅强,舒俭民. 1998. 长江河源水环境背景值调查及分析. 中国环境监测, 14(1): 9~11.

青海省地质矿产局. 1990. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990.

佟伟,章铭陶. 1994. 横断山区温泉志. 北京: 科学出版社.

赵继昌,耿冬青,彭建华,刘丛强, Duprè B, Gaillardet J, 李文鹏,何庆成. 2003. 长江河源区的河水主要元素与 Sr 同位素来源. 水文地质工程地质, (2): 89~98.

郑喜玉,张明刚,徐昶,李秉孝. 2002. 中国盐湖志. 北京: 科学出版社.

Berner E K, Berner R A. 1996. Global Environment; Water, Air and Geochemical Cycles. Prentice-Hall, Upper Saddle River, NJ, 376 pp.

Berner R A, Lassaga A C, Garrels R M. 1983. The carbonate—silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. Am. J. Sci., 284: 1183~1192.

Bickle M J, Bunbury J, Chapman H J, Harris N B W, Fairchild I J, Ahmad T. 2003. Fluxes of Sr into the headwaters of the Ganges. Geochim. Cosmochim. Acta, 67: 2567~2584.

Bickle M J, Chapman H J, Bunbury J, Harris N B W, Fairchild I J, Ahmad T, Pomies C. 2005. Relative contributions of silicate and carbonate rocks to riverine Sr fluxes in the headwaters of the Ganges. Geochim. Cosmochim. Acta, 69: 2221~2240.

Blum J D, Gazis C A, Jacobson A D, Chamberlain C P. 1998. Carbonate versus silicate weathering in the Raikhot watershed within the High Himalayan Crystalline Series. Geology, 26: 411~414.

Dalai T K, Krishnaswami S, Sarin M M. 2002. Major ion chemistry in the headwaters of the Yamuna river system: Chemical weathering, its temperature dependence and CO₂ consumption in the Himalaya. Geochim. Cosmochim. Acta, 66: 3397~3416.

Edmond J M. 1992. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. Science, 258: 1594~1597.

Edmond J M, Palmer J R, Measures C I, Brown E T, Huh Y. 1996. Fluvial geochemistry of the eastern slope of the northeastern Andes and its foredeep in the drainage of the Orinoco in Colombia and Venezuela. Geochim. Cosmochim. Acta, 60: 2949~2976.

Gaillardet J, Duprè B, Allègre C J. 1995. A global geochemical mass budget applied to the Congo Basin rivers: Erosion rates and continental crust composition. Geochim. Cosmochim. Acta, 59: 3469~3485.

Gaillardet J, Duprè B, Louvat P, Allègre C J. 1999. Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chem. Geol., 159: 3~30.

Galy A, France-Lanord C. 1999. Weathering processes in the Ganges—Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. Chem. Geol., 159: 31~60.

Galy A, France-Lanord C. 2001. Higher erosion rates in the Himalaya: Geochemical constraints on riverine fluxes. Geology, 29: 23~26.

Huh Y, Tsoi M Y, Zaitsev A, Edmond J. 1998. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: I. Tributaries of the Lena River draining the sedimentary platform of the Siberian Craton. Geochim. Cosmochim. Acta, 62: 1657~1676.

Huh Y, Panteleyev G, Babich D, Zaitsev A, Edmond J M. 1998a. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: II. Tributaries of the Lena, Omoloy, Yana, Indigirka, Kolyma and Anadyr draining the collisional/accretionary zone of the Verkhoyansk and Cherskiy ranges. Geochim. Cosmochim. Acta, 62: 2053~2075.

Karim A, Veizer J. 2000. Weathering processes in the Indus River Basin; implications from riverine carbon, sulfur, oxygen, and strontium isotopes. Chem. Geol., 170: 153~177.

Krishnaswami S, Trivedi J R, Sarin M M, Ramesh R, Sharma K K. 1992. Strontium isotopes and rubidium in the Ganga—Brahmaputra river system: Weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Earth Planet. Sci. Lett., 109: 243~253.

Li Jingying, Zhang Jing. 2005. Chemical weathering processes and atmospheric CO₂ consumption of Huang He River and Chang Jiang River basins. Chinese Geograph. Sci., 15: 16~21.

Ludwig W, Probst J L, Kempe S. 1996. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. Global Biochem Cycles, 10(1): 23~41.

Meybeck M. 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. Am. J. Sci. 287: 401~428.

Millot R, Gaillardet J, Duprè B, Allègre C J. 2003. Northern latitude chemical weathering rates: clues from the Mackenzie River Basin, Canada. Geochim. Cosmochim. Acta, 67: 1305~1329.

Palmer M R, Edmond J M. 1989. The strontium isotope budget of

- the modern ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92: 11~26.
- Palmer M. R., Edmond J. M., 1992. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:2099~2111.
- Pande K, Sarin M M, Trivedi J R, Krishnaswami S, Sharma K K. 1994. The Indus system (India—Pakistan): Major ion chemistry, uranium and strontium isotopes. *Chem. Geol.*, 116: 245~259.
- Probst J L, Mortatti J, Tardy Y. 1994. Carbon river fluxes and weathering CO₂ consumption in the Congo and Amazon river basins. *Appl Geochem.*, 9:1~13.
- Qin Jianhua, Huh Y, Edmond J M, Gu Du, Ran Jing. 2006. Chemical and physical weathering in the Min Jing, a headwater tributary of the Yangtze River. *Chem. Geol.*, 227:53~69.
- Quade J, Roe L, DeCelles P G, Ojha T P. 1997. The late Neogene ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record of lowland Himalayan rivers. *Science*, 276: 1828~1831.
- Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. 1988. Influence of late Cenozoic mountain-building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 16: 649~653.
- Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359: 117~122.
- Roy S, Gaillardet J, Allègre C J. 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63 (9): 1277~1292.
- Sarin M M, Krishnaswami S, Dilli K, Somayajulu B L K, Moore W S. 1989. Major ion chemistry of the Ganga—Brahmaputra river system; Weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 997~1009.
- Singh S K, Trivedi J R, Pande K, Ramesh R, Krishnaswami S. 1998. Chemical and strontium, oxygen, and carbon isotopic compositions of carbonates from the Lesser Himalaya: Implications to the strontium isotope composition of the source waters of the Ganga, Ghaghara, and the Indus rivers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 743~755.
- Singh S K, Sarin M M, France-Lanord C. 2005. Chemical erosion in the eastern Himalaya: Major ion composition of the Brahmaputra and ¹³C of dissolved inorganic carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69: 3573~3588.
- Singh S K, Kumar A, France-Lanord C. 2006. Sr and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in waters and sediments of the Brahmaputra river system: Silicate weathering, CO₂ consumption and Sr flux. *Chem. Geol.*, 234: 308~320.
- Suchet P A, Probst J L. 1995. A global model for present-day atmospheric/soil CO₂ consumption by chemical erosion of continental rocks (GEM-CO₂). *Tellus*, 47B: 273~280.
- Wu Lingling, Huh Y, Qin Jianhua, Du Gu, Van Der LEE S. 2005. Chemical weathering in the Upper Huang He (Yellow River) draining the eastern Qinghai Plateau. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69: 5279~5294.

Chemical Weathering and Atmospheric CO₂ Consumption of Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau

WU Weihua¹⁾, YANG Jiedong²⁾, XU Shijin¹⁾

1) *Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093;*

2) *Center of Modern Analysis, Nanjing University, Nanjing, 210093*

Abstract

In order to evaluate better the influence of weathering of the Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau and the Himalaya on the global climate, we present river chemistry data for the seven Chinese rivers(the Jinsha River, Yalong River, Minjiang River, Dadu River, Lancang River, Nujiang River and Yellow River) originating in the Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau, examine detailedly the geochemistry of these rivers and estimate contributions from silicate and carbonate weathering on the major ions in these river water, we also present CO₂ consumption fluxes via silicate and carbonate weathering. The results show that in these rivers, the long term CO₂ consumption by silicate weathering in the seven Chinese river basins range from 0.7×10^5 mol/(km² · a) to 3.7×10^5 mol/(km² · a). Combined with the Ganges, Brahmaputra and Indus, the main ten rivers originating in the Himalaya and Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau consume the atmospheric CO₂ 328×10^9 mol/a in all. But it is only 3.8% of the CO₂ consumption derived by the global silicate weathering (8700×10^9 mol/a), and only accounting for 2.5% of the flux of organic carbon transported annually to the ocean by rivers.

Key words: Qinghai—Xizang(Tibet) Plateau; continental weathering; atmospheric CO₂ consumption

对《自然》、《科学》杂志报道的热河生物群、道虎沟生物群重大发现与研究进展的述评

姬书安

中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要:20 世纪 90 年代以来,中国辽宁西部及其邻区晚中生代热河生物群和道虎沟生物群研究取得了令世人瞩目的成果,尤其是在鸟类起源及其早期分异、羽毛起源及其早期演化模式、真兽类起源与早期兽类的生态辐射、被子植物起源等研究方面获得了许多重大进展。截至 2006 年底,共有 46 篇关于热河生物群的研究论文以及 3 篇道虎沟生物群的研究论文发表在世界著名的《自然》和《科学》杂志上,其中第一作者单位为中国科研机构的论文数量分别达 39 篇和 2 篇。《自然》和《科学》杂志是世界上自然科学领域两个国际性学术周刊,其覆盖范围广、传播速度快、读者群广泛,其连续刊登热河生物群和道虎沟生物群的研究论文,使这些重要研究成果在短时期内为全世界的学者所认可和接受,为推动该两个重要生物群的研究发挥了重要的作用。

关键词:《自然》;《科学》;热河生物群;道虎沟生物群;中国;述评

《自然》和《科学》杂志是世界上自然科学领域两个国际性学术周刊,其覆盖范围广、传播速度快、读者群广泛。

热河生物群是晚中生代东北亚的一个著名陆相生物群,分布于中国北方大部分地区、蒙古和西伯利亚的一些地区、以及朝鲜半岛和日本等地。20 世纪 90 年代以来,在中国辽宁西部及其相邻的河北北部和内蒙古东南部的早白垩世热河群地层中,发现了许多具有非常重要科学价值的化石,这些化石包含了生物演化过程中若干重要的信息,从而引起了国际古生物学界的极大关注。这些化石为我们提供了研究鸟类起源与早期分异、羽毛起源与早期演化模式、真兽类起源与早期兽类的生态辐射、被子植物起源等一系列重大理论问题最重要最直接的化石依据,使热河生物群成为世界古生物学界所关注的焦点,热河生物群亦被公认为世界级的化石宝库。与此同时,在内蒙古东南部中侏罗世的道虎沟生物群中亦发现有重要的滑体两栖类、原始哺乳类化石。在热河生物群和道虎沟生物群化石的发现和研究中,以中国古生物学者为主体的研究人员取得了许多重大研究进展。仅在过去的 15 年中,在国内外有较大影响的学术杂志上发表了数百篇有关的学术论

文,其中在《自然》和《科学》杂志上发表 49 篇(其中关于热河生物群的 46 篇,关于道虎沟生物群的 3 篇)。众多高水平论文在《自然》和《科学》杂志上的连续发表,很好地宣传了热河生物群和道虎沟生物群研究所取得的成果,许多新的观点和结论被世界上的同行所认可和接受,同时还促进了国际学术交流和学术合作的蓬勃开展。在本文中,笔者将全面介绍以中国学者为主体的研究人员在《自然》、《科学》杂志上发表的涉及热河生物群和道虎沟生物群的论文情况,并阐明论文中重大科学发现和研究成果的重要意义。

1 《自然》、《科学》杂志简介

《自然》(Nature)杂志创刊于 1869 年,其目的旨在迅速传播科研成果和使公众广受教育,所刊载的科学论文一般均具有很高的学术水平。该杂志由自然出版集团(Nature Publishing Group)出版,每星期四(但每年的最后一个星期休刊)在英国伦敦出刊一期。《自然》的原始研究论文主要有三种形式,即“论文”(Article)、“来信”(Letter)和“简讯”(Brief Communication,1999 年 8 月第 400 卷及其之前称为 Scientific Correspondence)。“论文”要求在对一

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40272008)的成果。

收稿日期:2007-01-22;改回日期:2007-04-15;责任编辑:章雨旭。

作者简介:姬书安,男,1964 年生。博士,现为地质科学院地质研究所研究员。主要从事中生代爬行类、鸟类化石及其生物地层研究。

通讯地址:100037,北京市西城区百万庄大街 26 号;电话:010-68994637;传真:010-68997803;Email:jishu_an@sina.com。

表 1 截至 2006 年底在《自然》和《科学》上发表的热河生物群研究论文数量统计

Table 1 Number of the papers concerning the Jehol Biota published on *Nature* and *Science* by the end of 2006

年度	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	合计
《自然》	—	—	—	1	—	2	2	6	1	4	7	3	6	2	2	36
《科学》	1	—	—	—	1	—	2	—	1	1	1	1	1	—	1	10
小计	1	—	—	1	1	2	4	6	2	5	8	4	7	2	3	46

个重要问题的理解上取得了一个实质性进展,其结论具有现实和深远意义,在刊出形式上最高。“来信”是较短的原始研究报告,集中介绍一个重要研究成果,这个成果的重要性体现在其他领域的科学家将会对其感兴趣。简讯是篇幅很小的涉及具有广泛科学兴趣的热门课题的简短报道。新闻与观点(News and Views)栏目内的评论性论文,为特邀的专家学者针对同一期上某一领域较重要的原始研究论文进行背景介绍或进一步阐述其重要科学意义。此外,《自然》杂志还定期地刊登综述性论文,通常有综述(Review Article)、进展(Progress)、假说(Hypothesis)或比较(Analysis)。

《科学》(Science)杂志最早由发明家爱迪生于 1880 年创办,现由美国科学促进会(American Association for the Advancement of Science)编辑出版,每星期五(但每年的最后一个星期休刊)在美国华盛顿刊出一期。《科学》杂志刊登的原创新性学术论文也分三种形式:“研究论文”(Research Article)、“报告”(Report)和“简报”(Brevia),它们在学术上的重要性和对篇幅的限制大体与《自然》杂志的三种形式(Article、Letter、Brief Communication)对应。《科学》杂志对刊出的有重要学术价值的论文,亦在上一期上的展望(Perspectives)栏目内刊发评论性文章。《科学》杂志也不定期地刊登综述性论文(Review)。

2 在《自然》、《科学》杂志上发表的热河生物群研究论文统计

自 1992 年美国和中国学者合作在《科学》上发表第一篇热河生物群研究论文以来,截止 2006 年底,中国学者独立或与外国学者合作在《自然》和《科学》杂志上共发表了 46 篇关于热河生物群的研究论文(表 1),但其中有 1 篇论文未标注中国的研究单位。

第一作者单位为中国科研机构的有 39 篇,其中中国科学院系统的 29 篇,国土资源部系统 7 篇,高等院校 2 篇(表 2)。

表 2 截至 2006 年底在《自然》和《科学》上发表热河生物群研究论文的第一作者单位统计

Table 2 Number of the first institutions of authors writing the papers concerning the Jehol Biota published on *Nature* and *Science* by the end of 2006

第一作者单位	中国科学院	国土资源部	高等院校	国内其他	国外(美国)	合计
《自然》	24	5	1	1	5	36
《科学》	5	2	1	—	2	10
小计	29	7	2	1	7	46

在这 46 篇研究热河生物群的研究论文中,《自然》和《科学》杂志以最高级别的 Article(包括 Review Article) / Research Article 形式刊登的论文共有 7 篇,以 Letter / Report 形式刊登的论文有 28 篇,以 Brief Communication (Scientific Correspondence) / Brevia 形式刊登的论文有 11 篇。同时 4 篇论文登上了这两个杂志的封面,有 12 篇论文还专门配发有评论性文章(表 3)。

这些论文主要涉及到热河生物群中脊椎动物的许多重要类群和被子植物等化石(表 4),具体内容包括:无颌类、有尾类、翼龙类、角龙类恐龙、非鸟兽脚类恐龙、鸟类、哺乳类、植物及其他方面,其中涉及内容最多的是非鸟兽脚类恐龙(13 篇)、鸟类(11 篇)和哺乳类(7 篇)。

表 3 截至 2006 年底在《自然》和《科学》上发表的热河生物群的论文的等级和相关说明

Table 3 Classes and associated illustrations of the papers concerning the Jehol Biota published on *Nature* and *Science* by the end of 2006

	Article/ Research Article 论文数量	Letter / Report 论文数量	Brief Communication/ Brevia 论文数量	封面 论文数量	配发评论性 文章的 论文数量
《自然》	6	20	10	2	9
《科学》	1	8	1	2	3
小计	7	28	11	4	12

注:论文发表的等级、是否封面论文、是否配发评论性文章详见附 1。

表 4 截至 2006 年底在《自然》和《科学》上发表的热河生物群不同内容的论文数量统计

Table 4 Number of the papers concerning the different fields of the Jehol Biota published on *Nature* and *Science* by the end of 2006

门类	无颌类	有尾类	翼龙类	角龙类	兽脚类	鸟类	哺乳类	植物	其他	合计
《自然》	1	1	4	2	13	6	5	1	3	36
《科学》	—	—	—	—	—	5	2	2	1	10
小计	1	1	4	2	13	11	7	3	4	46

至 2006 年底为止,关于热河生物群中化石新属新种的命名,有 22 个新属和 26 个新种是在《自然》和《科学》杂志上首先发表出来的,其中非鸟兽脚类恐龙达 8 新属 9 新种、哺乳类 5 新属 6 新种、鸟类 3 新属 4 新种(表 5)。这些新属种的发现不仅大大丰富了热河生物群的化石组成,而且在探讨这些类群的特征和演化分异等方面也具有十分重大的意义。

表 5 截至 2006 年底在《自然》和《科学》上命名的热河生物群化石新属新种名称
Table 5 List of the new genera and new species concerning the Jehol Biota published originally on *Nature* and *Science* by the end of 2006

门类	新属新种
无颌类	◎孟氏中生鳊 <i>Mesomyzon mengae</i> Chang, Zhang et Miao, 2006
有尾类	◎凤山中华螈 <i>Sinerpeton fengshanensis</i> Gao et Shubin, 2001
翼龙类	◎杨氏飞龙 <i>Feilongus youngi</i> Wang, Kellner, Zhou et de Almeida Campos, 2005 ◎布氏努尔哈赤翼龙 <i>Nurhachius ignaciobritoii</i> Wang, Kellner, Zhou et de Almeida Campos, 2005
角龙类	◎燕子沟三角龙 <i>Liaoceratops yanzigouensis</i> Xu, Makovicky, Wang, Norell et You, 2002
兽脚类	◎邹氏尾羽鸟 <i>Caudipteryx zoui</i> Ji, Currie, Norell et Ji, 1998 ◎意外北票龙 <i>Beipiaosaurus inexpectus</i> Xu, Tang et Wang, 1999 ◎千禧中国鸟龙 <i>Sinornithosaurus millenii</i> Xu, Wang et Wu, 1999 ◎赵氏小盗龙 <i>Microraptor zhaoianus</i> Xu, Zhou et Wang, 2000 ◎张氏中国猎龙 <i>Sinovenator changii</i> Xu, Norell, Wang, Makovicky et Wu 2002 ◎戈氏切齿龙 <i>Incisivosaurus gautheri</i> Xu, Cheng, Wang et Chang, 2002 ◎顾氏小盗龙 <i>Microraptor gui</i> , Xu, Zhou, Wang, Kuang, Zhang et Du, 2003 ◎奇异帝龙 <i>Dilong paradoxus</i> Xu, Norell, Kuang, Wang, Zhao et Jia, 2004 ◎寐龙 <i>Mei long</i> Xu et Norell, 2004
鸟类	◎三塔中国鸟 <i>Sinornis santensis</i> Sereno et Rao, 1992 ◎杜氏孔子鸟 <i>Confuciusornis dui</i> Hou, Martin, Zhou, Feduccia et Zhang, 1999 ◎丰宁原羽鸟 <i>Protopteryx fengningensis</i> Zhang et Zhou, 2000 ◎原始热河鸟 " <i>Jeholornis prima</i> " Zhou et Zhang, 2002
哺乳类	◎五尖张和兽 <i>Zhangheotherium quinquecuspidens</i> Hu, Wang, Luo et Li, 1997 ◎金氏热河兽 <i>Jeholodens jenkinsi</i> Ji, Luo et Ji, 1999 ◎攀缘始祖兽 <i>Eomaia scansoria</i> Ji, Luo, Yuan, Wible, Zhang et Georgi, 2002 ◎沙氏中国袋兽 <i>Sinodelphys szalayi</i> Luo, Ji, Wible et Yuan, 2003 ◎巨型爬兽 <i>Repenomamus giganticus</i> Hu, Meng, Wang et Li, 2005 ◎西氏尖吻兽 <i>Akidolestes cifellii</i> Li et Luo, 2006
被子植物	◎辽宁古果 <i>Archaeofructus liaoningensis</i> Sun, Dilcher, Zheng et Zhou, 1998 ◎中华古果 <i>Archaeofructus sinensis</i> Sun, Dilcher, Ji et Nixon, 2003

注:属种名称前标注◎的为新属新种,标注○的为新种;鸟类的原始热河鸟("*Jeholornis prima*")是中华神州鸟(*Shenzhouraptor sinensis*)的晚出同物异名。

3 《自然》、《科学》杂志发表的热河生物群重大发现与研究进展

3.1 无颌类(七鳃鳗类)

2006 年,张弥曼等报道了内蒙古宁城义县组中一种新的七鳃鳗类化石——孟氏中生鳊(*Mesomyzon mengae*)。七鳃鳗类属于无颌类,是非常原始的脊椎动物类群,其化石曾在南非泥盆纪和北美石炭纪的海相地层中有发现。孟氏中生鳊的整体结构特征与现生种类的较为相似,它不仅代表着目前唯一的中生代七鳃鳗类,也是已知最早的淡水生活的七鳃鳗类(Chang et al., 2006),该化石的发现为研究七鳃鳗类的演化和生态分异提供了极其珍贵的实物依据。

3.2 有尾类

高克勤和 Shubin 于 2001 年报道了河北丰宁凤山盆地热河群中的有尾两栖类化石凤山中华螈

(*Sinerpeton fengshanensis*),这是一种具有幼态持续特点的蜥蜴类,显示出较多原始的特征(Gao and Shubin, 2001)。同产地同层位的地层中还有另一种此前已报道的完全变态类型的蜥蜴类东方塘蜥(*Laccotriton subsolanus*) (高克勤等, 1998)。这些有尾两栖类化石的发现,为一些现生蜥蜴类别起源于亚洲的观点提供了重要依据。

3.3 翼龙类及翼龙胚胎

1997和1998年,姬书安和季强相继报道了辽西北票义县组中的翼龙化石:杨氏东方翼龙(*Eosipterus yangi*)和弯齿树翼龙(*Dendrorhynchoides curvidentatus*),它们是翼龙化石在热河生物群中的最早报道(姬书安,季强,1997,1998)。这两类翼龙化石代表了原始的喙嘴龙类和进步的翼手龙类在辽西同一层位的共同出现,显示出与德国晚侏罗世的翼龙化石组合较大的相似性和可比性,因而具有重要的生物地层和古生物地理意义,为评价热河生物群的面貌和地质时代提供了重要信息(Ji et al., 1999b)。

在翼龙化石发现以来的100多年里,翼龙蛋化石始终缺少实物材料的佐证。2004年发现于辽宁西部义县义县组的2枚含胚胎的翼龙蛋,代表了世界上首次报道的确切翼龙蛋化石(Wang and Zhou, 2004; Ji et al., 2004),以实际材料证实翼龙确为卵生动物。而且其中的一枚蛋还显示出,蛋壳缺少坚硬的钙质外壳,而是相对较软的革质外壳(Ji et al., 2004)。辽西热河生物群中翼龙蛋化石的发现为我们认识该类动物的繁殖方式提供了最直接的化石依据。

2005年,汪筱林等报道了义县和朝阳的两个新翼龙属种:杨氏飞龙(*Feilongus youngi*)、布氏努尔哈赤翼龙(*Nurhachius ignaciobritoi*) (Wang et al., 2005),并对热河生物群中的翼龙类组合面貌进行了分析。热河生物群的翼龙化石可明显分为两个组合:下部义县组翼龙组合包括原始的和较为进步的属种,与德国Solnhofen晚侏罗世的翼龙组合面貌较相似;而九佛堂组的翼龙组合则仅由进步的分子组成,与巴西早白垩世Santana组中的翼龙具有更多的相近分子(Wang et al., 2005)。热河生物群的翼龙化石为我们提供了翼龙由原始类群到进步类群之间过渡演变的重要信息,在研究全球翼龙类的分布、迁徙、生活环境等方面亦具有非常重要的科学意义。

3.4 角龙类恐龙

2002年,徐星等人报道了辽西北票一原始角龙类化石——燕子沟辽角龙(*Liaoceratops yanzigouensis*),该属种在探讨早期新角龙类的演化分异等方面较为重要(Xu et al., 2002b)。2004年,孟庆金等人报道了同一地点的一窝鹦鹉嘴龙(*Psittacosaurus* sp.)骨架化石,其中34具为保存在一起的幼年个体骨架,同时还有一件成年鹦鹉嘴龙的头骨,该标本为我们提供了这样的信息:成年鹦鹉嘴龙具有照顾幼仔的行为,而鹦鹉嘴龙应该营群体生活(Meng et al., 2004)。

3.5 长羽毛的兽脚类恐龙与鸟类起源、羽毛早期演化

长羽毛恐龙化石的发现以及它们所包含的有关鸟类起源和羽毛早期演化的重要信息,是热河生物群近十年来最为重要的研究成果,它为热河生物群研究增添了最浓重最绚丽的一笔。1996年,季强和姬书安正式命名了世界上第一件保存有原始羽毛的兽脚类恐龙——原始中华龙鸟(*Sinosauropteryx prima*),这种个体很小的美颌龙类属种,保存有最原始的纤维状原始羽毛(季强,姬书安,1996)。1998年,陈丕基等依据新标本对该属种的研究论文在《自然》上得以发表,证实了原始中华龙鸟身上原始羽毛的存在(Chen et al., 1998)。同年,季强等又在《自然》上报道了长有真正羽毛的非鸟兽脚类化石粗壮原始祖鸟(*Protarchaeopteryx robusta*)和邹氏尾羽鸟(*Caudipteryx zoui*),其最有意义的科学价值在于:它们不是鸟类,但却长着像鸟类那样的真正羽毛(Ji et al., 1998),从而为鸟类是由兽脚类恐龙演化而来的观点提供了最直接和最有力的证据。这篇论文被作为封面论文发表(图版I-1),代表了我国学者在《自然》上首次发表的关于热河生物群的封面论文。不久后,通过对尾羽鸟有效的后肢长度与躯干长度之比、位置较靠前的身体重心等的对比分析,显示其奔跑姿态可能更接近于陆地行走的鸟类(Jones et al., 2000)。

1999年,徐星等连续在《自然》上发表了两篇文章,对辽西北票义县组中的另外两类非鸟兽脚类恐龙化石分别作了初步研究,它们是镰刀龙类的意外北票龙(*Beipiaosaurus inexpectus*) (Xu et al., 1999a)和奔龙类的千禧中国鸟龙(*Sinornithosaurus millenii*) (Xu et al., 1999b)。有意义的是,在它们的身上亦发现了类似原始中华龙鸟身上的纤维状原始羽毛,表明这类原始羽毛在非鸟兽脚类中普遍存

在,羽毛不再是鸟类所特有的特征。2000年,徐星等又报道了辽西朝阳九佛堂组中一件个体很小的奔龙类化石赵氏小盗龙(*Microraptor zhaoianus*) (Xu et al., 2000),它的第一趾位置低且所有趾爪的钩曲度较大,这些特征被原作者认为是树栖生活的证据,并认为为飞行的树栖起源假说提供了证据。2001年,徐星等重新对千禧中国鸟龙身上的原始羽毛作了进一步深入观察,发现有些羽毛已经具有了分枝结构和简单羽轴,从而为建立羽毛的早期演化模式提供了重要依据,即羽枝的出现早于羽轴的出现(Xu et al., 2001)。同年,季强等人报道了采自辽西凌源义县组的保存非常精美的奔龙类化石,这是一未完全成年之个体,与千禧中国鸟龙具有很多相似之处;但这件标本最吸引古生物学家的是,其全身都披着羽毛,且这些羽毛也显示了分枝结构(Ji et al., 2001)。2002年,一件来自辽西朝阳九佛堂组中的奔龙类标本告诉我们,在它的前肢上已经出现了长长的具有典型羽轴的羽毛(Norell et al., 2002),其结构与现生鸟类的羽毛已经没有什么区别了。2003年初,徐星等依据朝阳境内的新的奔龙类化石,建立了小盗龙属的第二个种——顾氏小盗龙(*Microraptor gui*) (Xu et al., 2003),对这一重要成果的研究论文以封面形式发表在《自然》杂志上(图版I-2)。顾氏小盗龙在前肢上发育着长长的不对称的飞羽,与飞行鸟类的飞羽一样;其后肢上也生长着较长的不对称的羽毛;它的尾巴很长,长长的尾羽主要集中在数枚末端尾椎上。顾氏小盗龙前、后肢不对称羽毛的出现,不仅表明羽毛在非鸟兽脚类中已经演化出非常复杂的结构,而且也表明这些羽毛具有较强的飞行动力学功能,同时还显示在早期鸟类飞行的起源演化过程当中,应当经历了一个四翼阶段。

发表在《自然》上的其他类别的非鸟兽脚类化石还有:原始的窃蛋龙类戈氏切齿龙(*Incisivosaurus gautheri*) (Xu et al., 2002c),伤齿龙类张氏中国猎龙(*Sinovenator changii*) (Xu et al., 2002a)、寐龙(*Mei long*) (Xu and Norell, 2004),以及早期的霸王龙类奇异帝龙(*Dilong paradoxus*) (Xu et al., 2004)。其中伤齿龙类亦显示出与早期鸟类的许多相似和相近之处,表明它们也是与鸟类分支系统关系最为密切的类群之一。个体较小的奇异帝龙是早期霸王龙类的确切代表,其头骨较进步而头后骨骼较原始,为研究霸王龙类的发生演化等具有重要价值;同时它的身上也有着原始状羽毛,从而进

一步表明这种结构的最初出现很可能与保持体温有关。

3.6 原始鸟类

辽西中生代鸟类化石发现于20世纪80年代后期,1992年被正式命名的三塔中国鸟(*Sinornis santensis*),代表着一较原始的反鸟类化石(Sereno and Rao, 1992)。1995年,侯连海等报道了辽西北票的圣贤孔子鸟(*Confuciusornis sanctus*)化石,这是已知最早的具有角质喙的原始鸟类(Hou et al., 1995);但限于当时的材料,他们认为它可能具有一较长的骨质尾巴。次年他们依据新的化石材料对孔子鸟的特征进行了修订,表明孔子鸟不具有长的骨质尾巴,它已经具备了进步鸟类所特有的尾综骨(Hou et al., 1996)。1999年,侯连海等又命名了孔子鸟属的另一种——杜氏孔子鸟(*Confuciusornis dui*),该种的头骨颞区呈现出典型双弓类爬行动物的一些特征(Hou et al., 1999)。孔子鸟作为最重要的化石鸟类之一,在研究鸟类的早期演化与分异、原始鸟类的生态与生活习性等都具有不可替代的作用。

1997年,Martin和周忠和发现个别反鸟类头骨如燕都华夏鸟(*Cathayornis yandica*)的一些特征与印板石始祖鸟(*Archaeopteryx lithographica*)的存在着一定的相似性(Martin and Zhou, 1997)。2000年,发现于冀北丰宁义县组的丰宁原羽鸟(*Protopteryx fengningensis*)被认为代表了最原始的反鸟类化石(Zhang and Zhou, 2000),主要表现在前肢第一指、胸骨等方面。2004年发现于辽西义县的义县组的反鸟类新材料为我们提供了该类化石不同侧面的新信息。后肢胫骨着生有较长羽毛的反鸟类化石,表明后肢羽毛在飞行当中起着较为重要的作用(Zhang and Zhou, 2004)。含反鸟类胚胎的蛋化石的发现,对我们了解反鸟类个体发育早期阶段提供了珍贵的化石材料(Zhou and Zhang, 2004)。头大、羽毛和骨化的骨架表明:这类鸟是一种早成性鸟,它在蛋中已经发育至可独立生活的程度,出壳后即可自己行走和觅食。

2002年,在辽西发现了可与德国的始祖鸟类比的长尾型原始鸟类化石——中华神州鸟(*Shenzhouraptor sinensis*) (季强等, 2002)和原始热河鸟(" *Jeholornis prima* ") (Zhou and Zhang, 2002),后者应是前者的晚出同物异名(Ji et al., 2003)。这是热河生物群中与德国的始祖鸟大体处于同一演化水平的原始鸟类化石,它的头部、牙齿和

翅膀比始祖鸟进化,而其很长的尾则比始祖鸟的原始。这一长尾型鸟类的发现,表明早期鸟类的镶嵌演化现象较为明显。

作为中国第一种中生代鸟类化石的玉门甘肃鸟(*Gansus yumenensis*),是今鸟类的分子。但自1984年报道以来,该鸟类仅以一足部标本为代表(Hou and Liu, 1984),因而我们对它的认识程度非常低。2006年,尤海鲁等人根据丰富的新材料对这一鸟类进行了详细研究(You et al., 2006)。结果表明:玉门甘肃鸟是最早的狭义的今鸟类代表,它具有晚白垩世和新生代鸟类的一些特征;而且该鸟类适应于水生生活,为现代鸟类起源于水生环境的假说提供了证据。

3.7 早期哺乳类与真兽类起源

中生代时期的哺乳动物虽然受到爬行动物的压制,但在哺乳动物的演化历史中却占据了超过三分之二长的时间。伴随着热河生物群中其他重要化石的发现,哺乳动物化石研究也取得了许多重大发现与进展。辽西发现的哺乳动物不仅类型多样,而且保存非常精美;不仅头骨和头后骨骼完整的关联保存,个别标本上还保存着清晰的毛发痕迹。1997年,胡耀明等命名了辽西北票义县组中对齿兽类一新属种——五尖张和兽(*Zhangheotherium quinquecuspidens*) (Hu et al., 1997),首次为我们提供了该类化石头后骨骼的许多重要信息。2006年初,李罡和罗哲西对凌源义县组中一新的对齿兽类西氏尖吻兽(*Akidolestes cifellii*)进行了描述,这一属种的吻部较尖,但其头后骨骼的腰肋、腰带和后肢却显示出与单孔类相类似的结构特征(Li and Luo, 2006),表明对齿兽类身体骨骼构造的不同与其生活习性的不同是互相适应的。

1999年,季强等命名了北票义县组中的三尖齿兽类金氏热河兽(*Jeholodens jenkinsi*) (Ji et al., 1999a),该属种肩带和前肢较为进步而腰带和后肢较为原始,显示出明显的镶嵌演化现象。2001年,王元青等通过对辽西北票两类个体较大的三尖齿兽类强壮爬兽(*Repenomamus robustus*)和戈壁兽(*Gobiconodon* sp.)的描述,详细讨论了它们的下颌麦克尔氏软骨的特征,这些在研究哺乳动物中耳的起源方面具有较大的科学意义(Wang et al., 2001)。2005年初,关于巨型爬兽(*Repenomamus giganticus*)的论文发表(Hu et al., 2005),这是一个个体很大的哺乳动物,长度可达1m,在中生代的哺乳动物中是个体很大的动物。同时在一件新发现的

强壮爬兽标本的肚子中还保存有残存着的一些幼年鸚鵡嘴龙的零散骨骼,显示中生代时某些个体较大的哺乳动物可捕食较为弱小的幼年恐龙。

2002年,季强等报道了一件采自辽西凌源义县组中的哺乳动物化石攀缘始祖兽(*Eomaia scansoria*) (Ji et al., 2002),这是已知最原始的真兽类化石,为探索真兽类的起源及其早期演化具有十分重要的价值。2003年,罗哲西等人又报道了同一地点的已知最早的有袋类化石沙氏中国袋兽(*Sinodelphys szalayi*) (Luo et al., 2003),为研究有袋类的早期演化与分异等提供了珍贵的化石依据。多门类哺乳动物化石在辽西义县组中的发现,表明哺乳动物在中生代时期经历了许多重要的演化阶段,它们已分化出具有进步特征的类群,为哺乳动物在新生代开始时期的分化辐射打下了坚实的物质基础。

3.8 植物及被子植物起源

被子植物的起源一直被视为“令人讨厌之谜”。1998年,孙革等人在《科学》上发表封面文章(图版I-3),报道了辽西义县组中的原始被子植物化石——辽宁古果(*Archaeofructus liaoningensis*) (Sun et al., 1998)。2002年,孙革等人又一次发表《科学》封面文章(图版I-4),建立了古果的另一新种中华古果(*Archaeofructus sinensis*) (Sun et al., 2002)。古果类植物是目前已知最原始的被子植物类群,它的结构表明,被子植物可能起源于类似草本的水生植物。这是近年来被子植物发现研究的重要进展,极大地推动了我们被子植物起源问题的认识。

2003年,发现于辽西义县境内义县组中新的银杏(*Ginkgo* sp. nov.)化石(Zhou and Zheng, 2003),填补了银杏类在中侏罗世至早第三纪间演化过程中的空白。

3.9 其他

1998年,任东根据辽西北票义县组中两类喜花昆虫的存在,以及昆虫和植物之间的协同演化关系,间接论证了被子植物在当时的辽西地区就已经出现(Ren, 1998),为探讨被子植物起源问题拓展了新思路。

作为热河生物群化石的重要产出层位之一,辽西义县组的地质时代长期存在着晚侏罗世、早白垩世、晚侏罗世至早白垩世等不同的观点。1999年,Swisher和中国科学院的学者通过对新样品的同位素年龄测定,重申了义县组时代应为早白垩世的观

点(Swisher et al., 1999)。

1999 年的“辽宁古盗鸟”(Archaeoraptor liaoningensis)事件(Sloan, 1999),不仅使个别国外知名学者和美国《国家地理》杂志蒙受羞辱,还给热河生物群的研究工作造成了一定的负面影响。2001 年,美国学者 Rowe 和徐星等人在《自然》杂志上发表了一篇简讯,他们通过 CT 扫描等手段,证实“辽宁古盗鸟”至少是由两类或更多类型的化石拼接在一起的,其头和身体为一今鸟类化石而尾则代表着一奔龙类的尾(Rowe et al., 2001)。而周忠和等人后来对这件标本的研究进一步表明,其头骨和身体可归入今鸟类的马氏燕鸟(*Yanornis martini*) (Zhou et al., 2002)。

2003 年,周忠和等在《自然》上发表了迄今唯一一篇关于热河生物群研究的综述性论文(Zhou et al., 2003)。这篇论文全面而简要的评述了热河生物群的组成、面貌和性质,阐述了它们在鸟类的起源、羽毛和鸟类飞行的起源及被子植物的起源等方面所提供的重要化石依据,讨论了热河生物群的演化规律、不同化石类群之间的相互关系,以及该生物群的地质时代、形成的地质背景等重大理论问题,从而进一步阐明了热河生物群的重要科学价值及其在全球中生代生物圈中的重要地位。

4 《自然》和《科学》杂志发表的道虎沟生物群化石重大发现

在我国内蒙古宁城道虎沟一带的“道虎沟层”中,近年亦陆续发现了一些非常重要的脊椎动物化石,但关于“道虎沟层”地质时代的认识还存在着三种不同的观点。第一种观点认为是早白垩世,可作为义县组最底部(汪筱林等, 2000, 2005),其化石可归入热河生物群范畴。第二种观点认为是晚侏罗世,其主要依据是翼龙和昆虫化石面貌(季强, 袁崇喜, 2002; 张俊峰, 2002)。第三种观点认为是中侏罗世,且应为九龙山组或髫髻山组(任东等, 2002; 陈文等, 2004; 季强等, 2005; Gao and Ren, 2006; 柳永清等, 2006)。依据对地质构造、地层层序、化石群面貌、放射性同位素年龄等研究方面所取得的结果,都支持第三种观点,本文亦持这种观点。有些学者将这一层位中的所有化石称为“道虎沟生物群”,其与热河生物群的面貌区别显著。截止 2006 年底,共有 3 篇论文在这两个刊物上发表,内容仅涉及有尾两栖类(1 篇)和哺乳类(2 篇),其中 2 篇论文的第一作者单位为中国的科研机构。

2003 年,高克勤和 Shubin 报道了“道虎沟层”的有尾两栖类——天义初螈(*Chunerpeton tianyiensis*),该属种可确切地归入隐鳃鲑科(Gao and Shubin, 2003),与亚洲现生的大鲵同属一科,将该科的化石记录提前了约 0.1Ga,对探讨有尾类现生科级类型的出现和分异具有重要意义。

2006 年初,季强等命名了一种会游泳的原始哺乳类新属种——獭形狸尾兽(*Castorocauda lutrasimilis*),与其他已知的中生代早期哺乳类不同,该动物具有宽扁的尾,适应于游泳和捕食鱼类(Ji et al., 2006)。同年底,孟津等人又报道了另一类会滑翔的哺乳类:远古翔兽(*Volaticotherium antiquus*),这是一个新的哺乳动物类型,和松鼠大小相似,以昆虫为食,但它具有较发达的用于滑翔的翼膜,是最早的会滑翔的哺乳动物,表明哺乳动物在中侏罗世时就开始尝试进入空中(Meng et al., 2006)。这两个重要化石表明,在哺乳类的早期演化阶段,不同的哺乳类类群已经存在不同的生态适应类型,至少在中侏罗世已经出现了会游泳和会滑翔的种类。由于其重要意义,该两篇论文分别在《科学》和《自然》上以最高级别的研究论文(Research Article)和论文(Article)的形式发表,且这两类动物的彩色复原图片分别登上了两杂志的封面(图版 I-5、I-6)。

5 结语

在截至 2006 年底之前的 15 年中,关于中国早白垩世热河生物群以及中侏罗世道虎沟生物群的研究论文各有 46 篇和 3 篇发表在《自然》和《科学》杂志上,其中第一作者单位为中国科研机构的论文数量分别达 39 篇和 2 篇,封面论文有 6 篇之多。这些研究成果为一些重要生物类群的起源和早期演化提供了极为关键的科学信息,其中最为引人注目的方面包括鸟类起源及其早期分异、羽毛起源及其早期演化模式、真兽类起源与早期兽类的生态辐射、被子植物起源等。羽毛或原始羽毛在兽脚类恐龙的多个类群中的发现,不仅将鸟类起源与羽毛起源作为两个不同的研究问题区分开来,而且以一系列的化石资料为鸟类起源于兽脚类恐龙的学说提供了确凿依据。羽毛在非鸟兽脚类中的发现还有力地证明了羽毛早在鸟类出现之前就已以存在、并有了相当的分化,化石材料为羽毛早期演化模式的提出奠定的基础,即羽枝的出现早于羽轴的出现。迄今最早的真兽类和哺乳类化石在热河生物群中的发

现,不仅将它们的化石记录提前的数千万年,而且为探讨真兽类的起源提供了珍贵资料。道虎沟生物群中会游泳的和会滑翔的哺乳动物的发现,表明中侏罗世的哺乳动物已经演化出了适应不同生态环境的类型。古果类植物化石代表着最古老的被子植物,它们的发现研究为解开被子植物的起源之谜和探讨被子植物的起源地具有重要意义。此外,有尾两栖类、翼龙及其胚胎、长尾型原始鸟类以及最早的尾综骨鸟类等重要化石的发现与研究,也为国际上相关领域的研究作出了重大贡献。这些成果在《自然》和《科学》杂志上的连续发表,极大地促进了热河生物群和道虎沟生物群的研究,其中许多新的观点在短时期内得到了国际古生物学界的广泛认可和接受。

致谢:首都师范大学生命科学学院任东教授、中国地质博物馆卢立伍研究员阅读了本文初稿并提出了一些很好的建议,作者在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献 / References

陈文,季强,刘敦一,张彦,宋彪,刘新宇. 2004. 内蒙古宁城地区道虎沟化石层同位素年代学. 地质通报, 23(12): 1165~1169.

高克勤,程政武,徐星. 1998. 中国中生代有尾两栖类化石的首次报导. 中国地质, (1): 40~41.

季强,姬书安. 1996. 中国最早鸟类化石的发现及鸟类的起源. 中国地质, (10): 30~33.

季强,袁崇喜. 2002. 宁城中生代道虎沟生物群中两类具原始羽毛翼龙的发现及其地层学和生物学意义. 地质论评, 48(2): 221~224.

季强,姬书安,尤海鲁,张建平,袁崇喜,季鑫鑫,李景路,李印先. 2002. 中国首次发现真正会飞的“恐龙”——中华神州鸟(新属新种). 地质通报, 21(7): 363~369.

季强,柳永清,陈文,姬书安,吕君昌,尤海鲁,袁崇喜. 2005. 再论道虎沟生物群的时代. 地质论评, 51(6): 609~612.

姬书安,季强. 1997. 辽西北部翼龙类化石的首次发现. 地质学报, 71(1): 1~6.

姬书安,季强. 1998. 记辽宁一新翼龙化石(喙嘴龙亚目). 江苏地质, 22(4): 199~206.

柳永清,刘燕学,姬书安,杨之青. 2006. 内蒙古宁城和辽西凌源热水汤地区道虎沟生物群与相关地层 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及有关问题的讨论. 科学通报, 51(19): 2273~2282.

任东,高克勤,郭子光,姬书安,谭晶晶,宋卓. 2002. 内蒙古宁城道虎沟地区侏罗纪地层划分及时代探讨. 地质通报, 21(8~9): 584~591.

汪筱林,王元青,张福成,张江永,周忠和,金帆,胡耀明,顾罡,张海春. 2000. 辽宁凌源及内蒙古宁城地区下白垩统义县组生物地层. 古脊椎动物学报, 38(2): 81~99.

汪筱林,周忠和,贺怀宇,金帆,王元青,张江永,王原,徐星,张福成. 2005. 内蒙古宁城道虎沟化石层的地层关系与时代讨论. 科学通报, 50(19): 2127~2133.

张俊峰. 2002. 道虎沟生物群(前热河生物群)的发现及其地质时代. 地层学杂志, 26(3): 173~177.

Gao Keqin, Ren Dong. 2006. Radiometric dating of ignimbrite from Inner Mongolia provides no indication of a post-Middle Jurassic

age for the Daohugou Beds. Acta Geologica Sinica (English Edition), 80(1): 42~45.

Hou Lianhai, Liu Zhicheng. 1984. A new fossil bird from Lower Cretaceous of Gansu and early evolution of birds. Scientia Sinica (Series B), 27(12): 1296~1302.

Ji Qiang, Ji Shu-an, You Hailu, Zhang Jianping, Zhang Hongbin, Zhang Nanjun, Yuan Chongxi, Ji Xinxin. 2003. An early Cretaceous avialian bird, *Shenzhouraptor sinensis* from western Liaoning, China. Acta Geologica Sinica (English Edition), 77(1): 21~27.

Jones T D, Farlow J O, Ruben J A, Henderson D M, Hillenius W J. 2000. Cursoriality in bipedal archosaurs. Nature, 406: 716~718.

Sloan C P. 1999. Feathers for *T. rex*? National Geographic, 196(5): 98~107.

附件 1:《自然》和《科学》杂志发表的关于热河生物群的研究论文(46 篇)

(标记中国科研单位的作者用其中文姓名加以注明;[a]指该论文以 Article / Review Article / Research Article 形式发表;[b]指该论文以 Letter / Report 形式发表;[c]指该论文以 Scientific Correspondence / Brief Communication / Brevia 形式发表;[d]指该论文为封面论文;[e]指该论文配发有专门的评论性文章)

Chang Meemann (张弥曼), Zhang Jiangyong (张江永), Miao Desui. 2006. A lamprey from the Cretaceous Jehol biota of China. Nature, 441: 972~974. [b]

Chen Peiji (陈丕基), Dong Zhiming (董枝明), Zhen Shuonan (甄朔南). 1998. An exceptionally well-preserved theropod dinosaur from the Yixian Formation of China. Nature, 391: 147~152. [a] [e]

Gao Keqin, Shubin N H. 2001. Late Jurassic salamanders from northern China. Nature, 410: 574~577. [b]

Hou Lianhai (侯连海), Zhou Zhonghe (周忠和), Martin L D, Feduccia A. 1995. A beaked bird from the Jurassic of China. Nature, 377: 616~618. [b]

Hou Lianhai (侯连海), Martin L D, Zhou Zhonghe (周忠和), Feduccia A. 1996. Early adaptive radiation of birds: evidence from fossils from northeastern China. Science, 274: 1164~1167. [b]

Hou Lianhai (侯连海), Martin L D, Zhou Zhonghe (周忠和), Feduccia A, Zhang Fucheng (张福成). 1999. A diapsid skull in a new species of the primitive bird *Confuciusornis*. Nature, 399: 679~682. [b]

Hu Yaoming (胡耀明), Wang Yuanqing (王元青), Luo Zhexi, Li Chuankui (李传夔). 1997. A new symmetrodont mammal from China and its implications for mammalian evolution. Nature, 390: 137~142. [a]

Hu Yaoming (胡耀明), Meng Jin, Wang Yuanqing (王元青), Li Chuankui (李传夔). 2005. Large Mesozoic mammals fed on young dinosaurs. Nature, 433: 149~152. [b] [e]

Ji Qiang (季强), Currie P J, Norell M A, Ji Shu-an (姬书安). 1998. Two feathered dinosaurs from northeastern China. Nature, 393: 753~761. [a] [d] [e]

Ji Qiang (季强), Luo Zhexi, Ji Shu-an (姬书安). 1999a. A Chinese triconodont mammal and mosaic evolution of the mammalian skeleton. Nature, 398: 326~330. [b] [e]

Ji Qiang (季强), Norell M A, Gao Keqin, Ji Shu-an (姬书安), Ren

- Dong (任东). 2001. The distribution of integumentary structures in a feathered dinosaur. *Nature*, 410: 1084~1088. [b] [e]
- Ji Qiang (季强), Luo Zhexi, Yuan Chongxi (袁崇喜), Wible J R, Zhang Jianping (张建平), Georgi J A. 2002. The earliest known eutherian mammal. *Nature*, 416: 816~822. [a] [e]
- Ji Qiang (季强), Ji Shu-an (姬书安), Cheng Y N, You Hailu (尤海鲁), Lü Junchang (吕君昌), Liu Yongqing (柳永清), Yuan Chongxi (袁崇喜). 2004. Pterosaur egg with a leathery shell. *Nature*, 432: 572. [c]
- Ji Shu-an (姬书安), Ji Qiang (季强), Padian K. 1999b. Biostratigraphy of new pterosaurs from China. *Nature*, 398: 573~574. [c]
- Li Gang (李罡), Luo Zhexi (罗哲西). 2006. A Cretaceous symmetrodont therian with some monotreme-like postcranial features. *Nature*, 439: 195~200. [b]
- Luo Zhexi (罗哲西), Ji Qiang (季强), Wible J R, Yuan Chongxi (袁崇喜). 2003. An Early Cretaceous tribosphenic mammal and metatherian evolution. *Science*, 302: 1934~1940. [a] [e]
- Martin L D, Zhou Zhonghe (周忠和). 1997. *Archaeopteryx*-like skull in enantiornithine bird. *Nature*, 389: 556. [c]
- Meng Qingjin (孟庆金), Liu Jinyuan (刘金远), Varricchio D J, Huang T, Gao Chunling (高春玲). 2004. Parental care in an ornithischian dinosaur. *Nature*, 431: 145~146. [c]
- Norell M A, Ji Qiang (季强), Gao Keqin, Yuan Chongxi (袁崇喜), Zhao Yibin (赵毅宾), Wang Lixia (王丽霞). 2002. 'Modern' feathers on a non-avian dinosaur. *Nature*, 416: 36~37. [c]
- Ren Dong (任东). 1998. Flower-associated Brachycera flies as fossil evidence for Jurassic angiosperm origins. *Science*, 280: 85~88. [b] [e]
- Rowe T, Ketcham R A, Denison C, Colbert M, Xu Xing (徐星), Currie P J. 2001. The *Archaeoraptor* forgery. *Nature*, 410: 539~540. [c]
- Sereno P C, Rao Chenggang (饶成刚). 1992. Early evolution of avian flight and perching: new evidence from the Lower Cretaceous of China. *Science*, 255: 845~848. [b]
- Sun Ge (孙革), Dilcher D L, Zheng Shaolin (郑少林), Zhou Zhekun (周浙昆). 1998. In search of the first flower. *Archaeofructus*, from Northeast China. *Science*, 282: 1692~1695. [b] [d] [e]
- Sun Ge (孙革), Ji Qiang (季强), Dilcher D L, Zheng Shaolin (郑少林), Nixon K C, Wang Xinfu (王鑫甫). 2002. Archaeofructaceae, a new basal angiosperm family. *Science*, 296: 899~904. [b] [d]
- Swisher C C III, Wang Yuanqing (王元青), Wang Xiaolin (汪筱林), Xu Xing (徐星), Wang Yuan (王原). 1999. Cretaceous age for the feathered dinosaurs of Liaoning, China. *Nature*, 400: 58~61. [b] [e]
- Wang Xiaolin (汪筱林), Zhou Zhonghe (周忠和). 2004. Pterosaur embryo from the Early Cretaceous. *Nature*, 429: 621. [c]
- Wang Xiaolin (汪筱林), Kellner A W A, Zhou Zhonghe (周忠和), de Almeida Campos D. 2005. Pterosaur diversity and faunal turnover in Cretaceous terrestrial ecosystems in China. *Nature*, 437: 875~879. [b]
- Wang Yuanqing (王元青), Hu Yaoming (胡耀明), Meng Jin, Li Chuankui (李传夔). 2001. An ossified Meckel's Cartilage in two Cretaceous mammals and origin of the mammalian middle ear. *Science*, 294: 357~361. [b]
- Xu Xing (徐星), Norell M A. 2004. A new troodontid dinosaur from China with avian-like sleeping posture. *Nature*, 431: 838~841. [b]
- Xu Xing (徐星), Tang Zhilu (唐治路), Wang Xiaolin (汪筱林). 1999a. A therizinosaurid dinosaur with integumentary structures from China. *Nature*, 399: 350~354. [b]
- Xu Xing (徐星), Wang Xiaolin (汪筱林), Wu Xiaochun (吴肖春). 1999b. A dromaeosaurid dinosaur with a filamentous integument from the Yixian Formation of China. *Nature*, 401: 262~266. [b]
- Xu Xing (徐星), Zhou Zhonghe (周忠和), Wang Xiaolin (汪筱林). 2000. The smallest known non-avian theropod dinosaur. *Nature*, 408: 705~708. [b]
- Xu Xing (徐星), Zhou Zhonghe (周忠和), Prum R O. 2001. Branched integumental structures in *Sinornithosaurus* and the origin of feathers. *Nature*, 410: 200~204. [b]
- Xu Xing (徐星), Norell M A, Wang Xiaolin (汪筱林), Makovicky P J, Wu Xiaochun. 2002a. A basal troodontid from the Early Cretaceous of China. *Nature*, 415: 780~784. [b]
- Xu Xing (徐星), Makovicky P J, Wang Xiaolin (汪筱林), Norell M A, You Hailu (尤海鲁). 2002b. A ceratopsian dinosaur from China and the early evolution of Ceratopsia. *Nature*, 416: 314~317. [b]
- Xu Xing (徐星), Cheng Y N, Wang Xiaolin (汪筱林), Chang C H. 2002c. An unusual oviraptorosaurian dinosaur from China. *Nature*, 419: 291~293. [b]
- Xu Xing (徐星), Zhou Zhonghe (周忠和), Wang Xiaolin (汪筱林), Kuang Xuewen (匡学文), Zhang Fucheng (张福成), Du Xiangke (杜湘珂). 2003. Four-winged dinosaurs from China. *Nature*, 421: 335~340. [a] [d] [e]
- Xu Xing (徐星), Norell M A, Kuang Xuewen (匡学文), Wang Xiaolin (汪筱林), Zhao Qi (赵祺), Jia Chengkai (贾程凯). 2004. Basal tyrannosauroids from China and evidence for protofeathers in tyrannosauroids. *Nature*, 431: 680~684. [b]
- You Hailu (尤海鲁), Lamanna M C, Harris J D, Chiappe L M, O'Connor J, Ji Shu-an (姬书安), Lü Junchang (吕君昌), Yuan Chongxi (袁崇喜), Li Daqing (李大庆), Zhang Xing (张行), Lacovara K J, Dodson P, Ji Qiang (季强). 2006. A nearly modern amphibious bird from the Early Cretaceous of northwestern China. *Science*, 312: 1640~1643. [b]
- Zhang Fucheng (张福成), Zhou Zhonghe (周忠和). 2000. A primitive enantiornithine bird and the origin of feathers. *Science*, 290: 1955~1959. [b]
- Zhang Fucheng (张福成), Zhou Zhonghe (周忠和). 2004. Leg feathers in an Early Cretaceous bird. *Nature*, 431: 925. [c]
- Zhou Zhiyan (周志炎), Zheng Shaolin (郑少林). 2003. The missing link in *Ginkgo* evolution. *Nature*, 423: 821~822. [c]
- Zhou Zhonghe (周忠和), Zhang Fucheng (张福成). 2002. A long-tailed, seed-eating bird from the Early Cretaceous of China. *Nature*, 418: 405~409. [b]
- Zhou Zhonghe (周忠和), Zhang Fucheng (张福成). 2004. A precocial avian embryo from the Lower Cretaceous of China. *Science*, 306: 653. [c]
- Zhou Zhonghe (周忠和), Clarke J A, Zhang Fucheng (张福成). 2002. *Archaeoraptor's* better half. *Nature*, 420: 285. [c]
- Zhou Zhonghe (周忠和), Barrett P M, Hilton J. 2003. An exceptionally preserved Lower Cretaceous ecosystem. *Nature*, 421: 807~814. [a]

附 2:《自然》和《科学》上发表的关于道虎沟生物群的研究论文(3 篇)

(标记中国科研单位的作者用其中文姓名加以注明;[a]、[b]、[d]、[e]的含义同附 1)

Gao Keqin (高克勤), Shubin N. 2003. Earliest known crown-group salamanders. *Nature*, 422: 424~428. [b]

Ji Qiang (季强), Luo Zhexi (罗哲西), Yuan Chongxi (袁崇喜), Tabrum A R. 2006. A swimming mammaliaform from the Middle Jurassic and ecomorphological diversification of early mammals. *Science*, 311: 1123~1127. [a] [d] [e]

Meng Jin (孟津), Hu Yaoming (胡耀明), Wang Yuanqing (王元青), Wang Xiaolin (汪筱林), Li Chuankui (李传夔). 2006. A Mesozoic gliding mammal from northeastern China. *Nature*, 444: 889~893. [a] [d]

图 版 说 明 / Explanation of Photos

1. 1998 年 6 月 25 日《自然》杂志封面(邹氏尾羽鸟 *Caudipteryx zoui* 复原图);
2. 2003 年 1 月 23 日《自然》杂志封面(顾氏小盗龙 *Microraptor gui* 化石照片与复原图);
3. 1998 年 11 月 27 日《科学》杂志封面(辽宁古果 *Archaeofructus liaoningensis* 化石照片);
4. 2002 年 5 月 3 日《科学》杂志封面(中华古果 *Archaeofructus sinensis* 化石照片);
5. 2006 年 2 月 24 日《科学》杂志封面(獭形狸尾兽 *Castorocauda lurasimilis* 复原图);
6. 2006 年 12 月 14 日《自然》杂志封面(远古翔兽 *Volaticotherium antiquus* 复原图)。

Comments on the Major Advances in the Jehol Biota and Daohugou Biota Published by the Journals *Nature* and *Science*

Ji Shu'an

Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

From 1990s, a series of major advances have been obtained in the study of the late Mesozoic Jehol Biota and Daohugou Biota from western Liaoning and its neighboring areas, northeastern China. The research progress on the origins of birds, feathers, eutherians and angiosperms has been regarded as ones of the most important contributions in the field of paleontology worldwide in the past 15 years. By the end of 2006, total 46 scientific papers concerning the Jehol Biota and 3 papers about the Daohugou Biota have been published on the two top international journals "*Nature*" and "*Science*". Among all these papers, 39 papers on the Jehol Biota and 2 on the Daohugou Biota were finished by the Chinese paleontologists as the first research institutions of China. These publications not only make many new and important viewpoints accepted by the scientists across the world soon, but also considerably promote the research about the Jehol Biota and Daohugou Biota.

Key words: *Nature*; *Science*; Jehol Biota; Daohugou Biota; China; comments

贵州剑河寒武纪凯里组遗迹群落中的节肢动物遗迹

王约^{1, 2)}

1) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京, 100083;

2) 贵州大学资源与环境工程学院, 贵阳, 550003

内容提要: 贵州剑河凯里组中产有丰富的遗迹化石, 本文描述了其中的节肢动物遗迹 9 个属 23 个种(其中 1 个新属, 9 个新种)和 3 种类型的趾迹。发现并讨论了节肢动物(三叶虫)的捕食迹和求偶迹及其形成过程; 研究了节肢动物生活行为所产生行迹之间的变化, 认为节肢动物各行迹之间的过渡类型的变化具有停息→爬行→行走→游泳和游泳→行走→爬行→停息双向性变化的特点, 并认为在运动弯道上形成的过渡行迹可能与造迹生物在转弯处的运动惯性或与水动力造成造迹生物身体的倾斜有关。含丰富节肢动物遗迹的凯里生物群的沉积环境为正常浪基面和风暴浪基面之间的浅海软质基底低能环境。

关键词: 节肢动物遗迹; 遗迹群落; 凯里组; 寒武纪; 贵州剑河

贵州剑河(图 1)的下一中寒武统凯里组中产有丰富的遗迹化石(杨式溥, 1994; 杨瑞东等, 1999; 王约等, 2004, 2006a, b, c; Wang et al., 2005; Wang, 2006)。杨式溥(1994)在尚未发现大量节肢动物停息迹、爬行迹和游泳迹等足迹的情况下, 将凯里组遗迹群落称之为 *Phycodes* 组合, 认为属 Seilacher (1964, 1967) 的 *Cruzaina* 遗迹相; 王约等(2005, 2006a) 在研究凯里组遗迹群落时, 也认为属 Seilacher(1964, 1967) 的 *Cruzaina* 遗迹相, 为浪基面以下、海底表面含氧量充分的正常开阔海环境。节肢动物的足迹大量被发现于凯里组, 有助于了解凯里生物群的沉积环境、生态环境和埋藏环境, 同时也有利于节肢动物行为习性的研究。

1 节肢动物足迹化石的行为习性及其相互关系

贵州剑河凯里组遗迹群落中的节肢动物足迹包括 *Rusophycus balangensis* (n. isp.), *R. ptychopariids* (n. isp.), *R. isp. 1*, *R. isp. 2*, *Cruziana angusta* (n. isp.), *C. cf. plicata*, *C. cf. yunnanensis*, *C. isp. 1*, *C. isp. 2*, *C. isp. 3*, *Beaconichnus* isp., *Didymaulichnus lyelli*, *Monoaulichnus guizhouensis* (n. igen. et isp.),

Diplichnites midlinearis (n. isp.), *D. minimum* (n. isp.), *D. isp. 1*, *D. isp. 2*, *Dimorphichnus* isp., *Monomorphichnus bilinearis*, *M. lineatus*, *M. needleinm* (n. isp.), *M. kailiensis* (n. isp.), *Parallehelcura trilineatus* 以及一些节肢动物爪痕。

Seilacher (1955, 1959, 1970) 曾详细研究了 *Rusophycus*, *Cruziana*, *Diplichnites* 和 *Dimorphichnus*, 认为在许多情况下它们的造迹生物为三叶虫, 并认为三叶虫不同的行为习性形成不同形态的行迹; *Monomorphichnus* 一般被认为是三叶虫侧向游泳时所形成 (Crimes, 1970a; Häntzschel, 1975; Alpert, 1976; Crimes et al., 1977, 1985); Ogood (1975) 则认为 *Cruziana*, *Dimorphichnus* 和 *Monomorphichnus* 是三叶虫的觅食迹; *Parallehelcura* 也被认为是三叶虫的遗迹 (杨式溥等, 1991)。但有的学者认为一些 *Cruziana* 可能是非三叶虫的节肢动物所造成 (Fischer, 1978; Bromley et al., 1979; 杨式溥等, 1991), 一些 *Rusophycus* 可能是其他节肢动物或软体动物的遗迹 (Seilacher, 1960), 一些 *Dimorphichnus* 可能是其他节肢动物的硬壳在运动中产生 (Banks, 1970)。 *Didymaulichnus* 被认为是软体动物的移迹

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40372023), 贵州省科学技术基金资助项目(编号 J-2006-2099), 中石化项目(编号 G0800-06-ZS-319), 贵州大学学科建设基金项目和地质大学(北京)优秀博士论文扶持奖励基金项目的成果。

收稿日期: 2006-07-22; 改回日期: 2007-05-11; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 王约, 男, 1964 年生。1984 年毕业于武汉地质学院地层古生物专业, 主要从事古生物学研究, 现为地质大学博士研究生。

Email: gzyuewang@126.com。

(Young, 1972), 也有学者认为是三叶虫遗迹 (Crimes, 1970a)。Beaconichnus 一般被认为是三叶虫类节肢动物留下的遗迹 (Gevers et al., 1971; Gevers, 1973; 李越等, 1999)。单槽状的 *Monoaulichnus* (n. gen.) 具有 V 字形细脊和两列外侧趾形凸起, 可能是节肢动物的爬行迹或觅食迹。同时节肢动物爪痕 (Arthropod Claw Scratchmarks 1, 2) 较为宽粗, 且跨度较大, 可能是非三叶虫的节肢动物在沉积物表面运动时留下的痕迹。贵州剑河凯里组产有包括三叶虫、非三叶虫节肢动物等凯里生物群, 但未发现用肉足爬行的腹足类 (赵元龙等, 1999, 2002; 袁金良等, 2002; Zhao et al., 2005)。

三叶虫行为方式 (停息、爬行、觅食、行走和游泳等) 连续变化所形成相应特征遗迹 (*Rusophycus*,

Cruziana, *Beaconichnus*, *Diplichnites*, *Dimorphichnus* 和 *Monomorphichnus*) 的研究 (Seilacher, 1955, 1959, 1970, 1985; Osgood, 1970; Crimes, 1970a; Crimes et al., 1977, 1985), 成为古生态学研究的经典之一。产自于贵州剑河早一中寒武世凯里组中节肢动物的遗迹化石, 再现了凯里组遗迹群落中以三叶虫为主的节肢动物行为习性和它们之间的连续变化规律 (图 2)。

1.1 停息迹

Rusophycus ptychopariids (n. isp.) 较明显地分为前、中和后三部分, 见有前、后边缘痕, 以及 9 节胸节和内、外肢痕 (图版 I-1), 可能是褶虫类 (Ptychopariids) 自由而舒展地平卧于沉积表面而形成。R. isp. 2 的两端的抓痕均斜向于中央, 而中部的抓痕则近垂直于中沟, 难分前后 (图版 I-3), 也可解释为三叶虫舒展的停息迹。

1.2 停息迹—爬行、爬行迹和捕食迹

纵长的遗迹 *Cruziana* (图版 I-7; 图版 II-1, 3, 4, 9), *Didymaulichnus* (图版 II-6, 7) 和 *Monoaulichnus* (n. igen.) (图版 IV-6~9) 以及具弧形抓痕的 *Beaconichnus* (图版 II-2, 8) 通常被视为爬行迹。凯里组中除产有丰富的爬行迹外, 还产有数量较为丰富的 *Rusophycus*—*Cruziana* 过渡类型的遗迹 (图版 I-4~6, 8~9)。Seilacher (1955) 将 *Rusophycus*—*Cruziana* 的过渡类型称为 *Crossochorda*; Osgood (1970) 认为 *Rusophycus* 和 *Cruziana* 难以划分, 并将 *Crossochorda* 归于 *Cruziana*; Seilacher (1970) 视 *Rusophycus* 和 *Cruziana* 为从停息到爬行同一行为的变化序列, 并将 *Rusophycus* 归入 *Cruziana*; Crimes (1970a, b) 主张将 *Rusophycus* 和 *Cruziana* 分开 (这一观点被多数学者所认同), 并将 *Rusophycus* 与 *Cruziana* 过渡型遗迹作为 R. isp. D 型。凯里组中的 *Rusophycus*—*Cruziana* 过渡型遗迹常为一部分具有 *Rusophycus* 的特征, 另一部分则具有 *Cruziana* 的特征, 可反映造迹生物不同的行为特性。

纵向延伸二叶状遗迹 *Cruziana angusta* (n. isp.) 的主要以 *Cruziana* 型迹为主, 其前部或后部具有卵圆状的 *Rusophycus* 型迹, 并见有前边缘或后边缘, 分别反映造迹生物爬行→停息 (图版 I-5, 6) 和停息→爬行 (图版 I-8, 9) 运动的特点 (图 2-2)。

纵长的 *Rusophycus balangensis* (n. isp.) (图版 I-4; 图 3-B), 后部的 *Rusophycus* 型迹较为凸出, 其后缘呈圆弧状, 前方的两行抓痕最为凸起, 且最

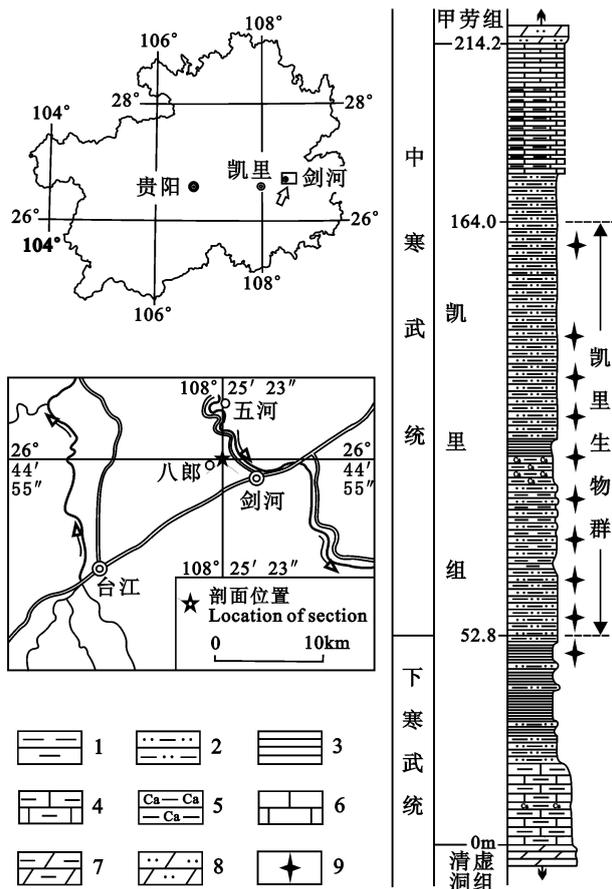


图 1 凯里组节肢动物遗迹的产地

Fig. 1 Location and Horizon of the brachiopods tracks from the Kaili Formation in Jianhe, Guizhou

1—泥岩; 2—硅质泥岩; 3—页岩; 4—泥质灰岩; 5—钙质泥岩; 6—灰岩; 7—泥质白云岩; 8—白云质粉砂岩; 9—节肢动物遗迹

1—mudstone; 2—silty mudstone; 3—shale; 4—muddy limestone; 5—carbonate mudstone; 6—limestone; 7—muddy dolomite; 8—dolomitic siltstone; 9—brachiopods tracks

长;前部的 *Cruziana* 型迹除在近中部具一对明显而粗大的抓痕外均不十分清晰。整个遗迹呈现出三叶虫从停息(隐蔽)、启动、奔跑、捕食和离去等捕食行为的过程(图 3-A)。隐蔽于沉积物中的三叶虫形成后部的 *Rusophycus* 型迹;当造迹生物发现食物后,快速启动,冲出隐蔽处,并向食物发动攻击,在其 *Rusophycus* 型迹的前方形成深而粗壮的抓痕;在扑向食物的快速奔跑过程中,三叶虫的附肢高速地运动,在沉积物表面造成不甚清晰的 *Cruziana* 型迹;当临近食物或捕食时,捕食者须迅速地减速或头部迅速地下沉,以完成捕食之行为,在 *Cruziana* 型迹的近中部形成粗大的抓痕;捕食后,三叶虫迅速地离开(图 3)。Bergström(1973)和 Jensen(1990)曾证实过 *C. dispar* 与 *Planolites* 的造迹生物之间存在一种捕食的生态关系。

1.3 行走迹、爬行—行走迹和求偶迹

Diplichnites 通常被认为是三叶虫在沉积物表

面行走或跑动所形成(Seilacher, 1955; Radwanski et al., 1963; Crimes, 1970a, b; Crimes et al., 1977)。*Cruziana* 与 *Diplichnites* 之间的过渡型迹 Crimes (1970a, Pl. 9)曾有过报道,在凯里组中也存在此过渡类型的标本(图版 II-5),反映出爬行—行走的行为变化。

在行走迹 *Diplichnites* 中,两个具有两列爪痕的遗迹基本重叠于同一层面,在某一段行径中,两遗迹爪痕的长短、大小和跨度以及两列爪痕之间的间距基本相同,甚至在遗迹转弯处两遗迹也呈现出相似的 *Diplichnites* 向 *Dimorphichnus* 过渡的行迹;但两遗迹有不同弯曲的行迹特征,在整体上可较明显地区分出是两个不同个体造迹生物的行迹(图版 III-2, 3; 图 2-8)。这可能是三叶虫一个体紧紧追随另一个体的尾部所形成,与现代许多节肢动物的求偶行为相似,可能为三叶虫的求偶行为所致。

1.4 行走—游泳迹和游泳迹

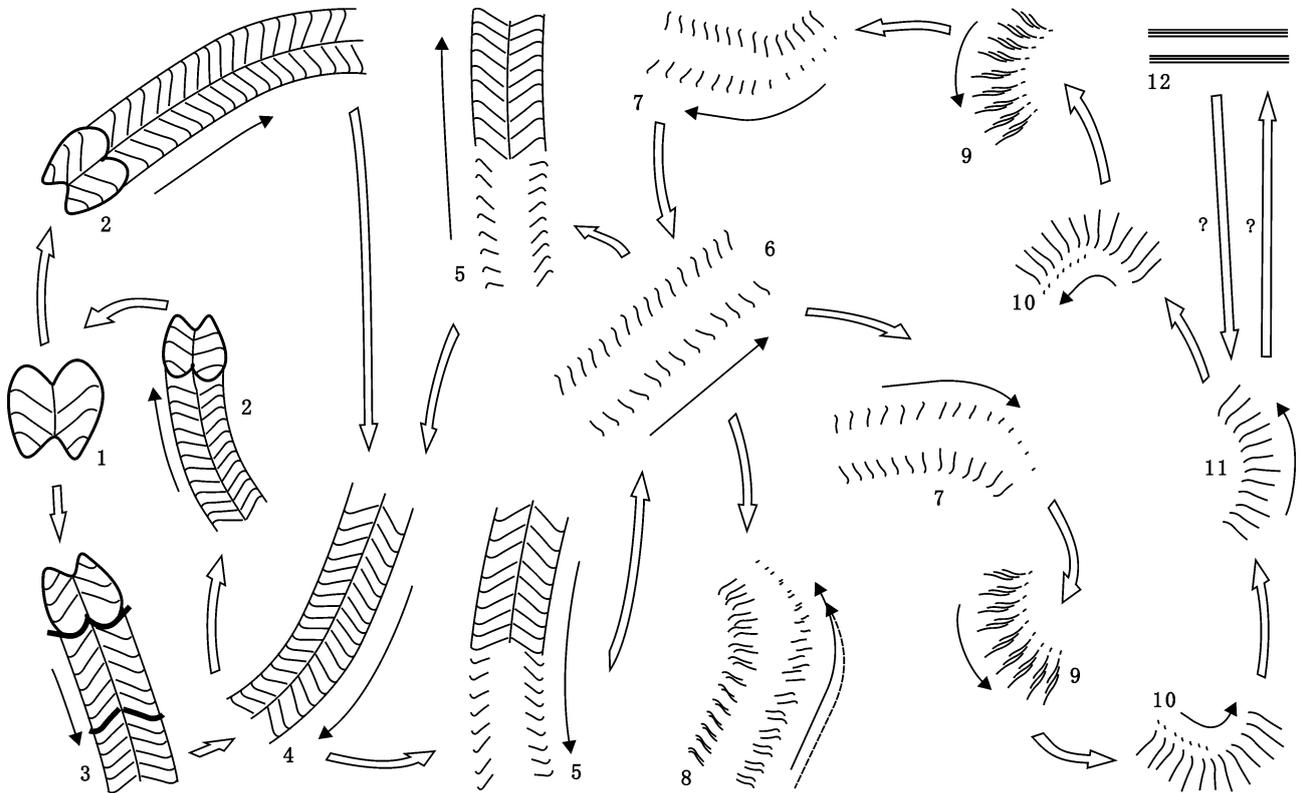


图 2 三叶虫(节肢动物)各行迹的变化示意图

Fig. 2 Showing the transformations of trilobite (brachiopods) tracks

- 1—*Rusophycus*; 2—*Rusophycus*—*Cruziana* 过渡型; 3—捕食迹; 4—*Cruziana*; 5—*Cruziana*—*Diplichnites* 过渡型; 6—*Diplichnites*; 7—*Diplichnites*—*Dimorphichnus* 过渡型; 8—求偶迹; 9—*Dimorphichnus*; 10—*Dimorphichnus*—*Monomorphichnus* 过渡型; 11—*Monomorphichnus*; 12—*Parallehelcura*
- 1—*Rusophycus*; 2—transition of *Rusophycus*—*Cruziana*; 3—preying track; 4—*Cruziana*; 5—transition of *Cruziana*—*Diplichnites*; 6—*Diplichnites*; 7—transition of *Diplichnites*—*Dimorphichnus*; 8—courting track; 9—*Dimorphichnus*; 10—transition of *Dimorphichnus*—*Monomorphichnus*; 11—*Monomorphichnus*; 12—*Parallehelcura*

Dimorphichnus 被解释为三叶虫侧向运动的痕迹, 一侧附肢起支撑作用, 而另一侧附肢呈扫帚状搜集食物 (Seilacher, 1955; Crimes, 1970a; Banks, 1970); *Monomorphichnus* 通常被认为系三叶虫的游泳迹 (Radwanski et al., 1963; Crimes, 1970a, Crimes et al., 1977, 1985; Fritz et al., 1983; 李日辉等, 1988); 而 *Parallehelcura* 被认为是三叶虫游泳时用尾刺或肋刺在沉积物表面拖拉形成的 (杨式溥等, 1991)。

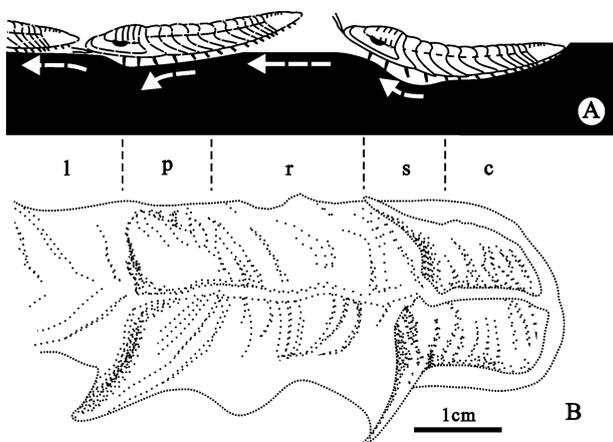


图3 三叶虫的捕食过程和 *Rusophycus balangensis* (n. isp.) 的形成

Fig. 3 Showing the producing process of trilobite preying and *Rusophycus balangensis* (n. isp.)

A—三叶虫的捕食过程; B—*Rusophycus balangensis* (n. isp.); c—休息(隐藏); s—启动; r—奔跑; p—捕食; l—离去; 箭头为三叶虫的运动方向

A—the preying process of trilobite; B—*Rusophycus balangensis* (n. isp.); c—resting (concealing); s—starting; r—running; p—preying; l—leaving; arrows showing the trilobite moving direction

在凯里组中 *Diplichnites* — *Dimorphichnus* 之间的过渡行迹 (图版 III-1~4) 和 *Dimorphichnus* — *Monomorphichnus* 的过渡行迹 (图版 III-4) 常出现在遗迹的弯曲处。节肢动物 (或三叶虫) 在沉积物表面行走或跑动在转弯时, 由于运动惯性或水动力的作用, 节肢动物的身体产生侧斜, 内弯一侧附肢的运动跨度减小, 在沉积表面的运动轨迹增长, 而外弯一侧附肢则相反, 造成两组不同形态的爪痕 *Dimorphichnus* 型迹; 当造迹生物在运动惯性作用或一定的水动力作用下, 身体侧斜至外弯侧附肢离开沉积物表面时, 产生 *Monomorphichnus* 型迹 (图4)。

1.5 不同行迹之间的转化关系

Seilacher (1955, 1960, 1970, 1985) 和 Crimes (1970a) 对三叶虫行为方式连续变化和所产生行迹的研究, 已被大多数学者所认同。但目前对于这些行迹连续变化的研究多集中于单向变化 (休息→爬行→行走→游泳) 的序列, 凯里组中产生的节肢动物各行迹之间的过渡类型 (图版 I-4~6, 8, 9; 图版 II-4; 图版 III-1, 2, 4), 表明它们之间的变化具有双向性, 即: 休息→爬行→行走→游泳和游泳→行走→爬行→休息 (图2)。

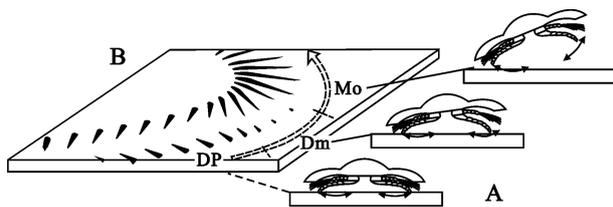


图4 三叶虫转弯运动与 *Diplichnites*, *Dimorphichnus* 与 *Monomorphichnus* 的形成示意图

Fig. 4 Showing trilobite turning movement and the transformations of *Diplichnites*, *Dimorphichnus* and *Monomorphichnus*

A—三叶虫转弯运动行迹; B—弯道行迹的形成; Dp—*Diplichnites*; Dm—*Dimorphichnus*; Mo—*Monomorphichnus*; 宽箭头为三叶虫的运动方向; 窄箭头为内肢爪的运动轨迹

A—trilobite tracks in turning movement; B—tracks producing in turning way; Dp—*Diplichnites*; Dm—*Dimorphichnus*; Mo—*Monomorphichnus*; broad arrow showing trilobite moving direction; narrow arrow showing moving trail of endopodites

2 凯里生物群的沉积环境分析

贵州剑河一带凯里组的底部为灰色薄层灰岩、泥质灰岩夹钙质泥岩, 向上泥质成分增多; 下部以灰色、灰绿色含钙质泥岩为主, 夹薄层状的泥灰岩和灰岩, 偶夹泥质粉砂岩、粉砂岩和瘤状泥灰岩, 向上泥质组分逐渐增多; 中部以灰绿色含钙质泥岩为主, 夹薄层状的泥质粉砂岩、粉砂岩, 偶夹泥灰岩, 向上泥质粉砂岩和粉砂岩逐渐增多; 上部为灰色薄—中层状灰岩夹含钙质泥岩, 向上灰质成份增多; 顶部为灰色中层状的灰岩。厚 214 m。杨式溥 (1994) 和王约等 (2005, 2006a, b, c) 根据遗迹化石的研究, 认为凯里生物群的沉积环境是浪基面以下、海底表面含氧量充分的正常开阔海的环境。但张正华等 (1996) 主要从沉积岩石学的研究, 认为是浅海外陆棚环境, 海底表面处于氧化—还原界面附近。而目前一种观点被许多的学者所引用 (赵元龙等, 1999, 2002; 朱茂

炎等,1999)。

与凯里生物群共同产出的遗迹化石群落以节肢动物的停息迹、爬行迹和游泳迹为优势,包括 *Rusophycus*, *Cruziana*, *Didymaulichnus*, *Diplichnites*, *Dimorphichnus*, *Beaconichnus*, *Monomorphichnus*, *Monoaulichnus* (n. igen.), *Parallehelcura*, 还有浅层潜穴 *Bifungites*, *Arenicolites*, 系统潜穴 *Treptichnus* (*Phycodes*), *Lophoctenium*; 水平潜穴 *Gordia*, *Cochlichnus*, *Planolites*, *Palaeophycus*, 以及表生迹 *Oldhamia*, *Kailidiscus* 等生物遗迹(杨式溥, 1994; 王约等, 2005, 2006a, b, c; Wang, 2006), 它们均为 Seilacher (1964, 1967) 的 *Cruziana* 遗迹相的典型分子或常见分子。同时凯里生物群中有较为丰富的底栖藻类(毛家仁等, 1994; 杨瑞东等, 2001), 表明海底位于透光带以上, 而透光带的深度通常不超过 100m (Conway Morris, 1986)。另外, 凯里组疑源类的研究认为其沉积环境是在波基面之下的平静浅水环境(尹磊明等, 1999)。因而笔者认为凯里组遗迹群落所反映的环境为浪基面以下、风暴浪基面之上的潮下带以下的相对平静、盐度正常和含氧量充分的、水深在 100m 以内的浅海环境, 其海底面为的未固结的软基底。

黔东南凯里组由一套页岩、泥岩夹少量灰岩组成, 但早寒武世晚期—中寒武世早期的陆源碎屑物质很难理解如何越过数百千米的碳酸盐台地从康滇古陆搬运到黔东南沉积区。因而周志毅等(1979, 1980)和袁金良等(2002)推测这些碎屑物质主要来自附近的岛屿。岩相古地理的研究表明, 中寒武世时贵州剑河一带的西北侧存在一系列的浅滩(Liu et al., 1994; 冯增昭等, 2004)。这些岛屿或浅滩是否确实存在尚须进一步地研究。如这一解释成立, 则剑河一带凯里组的沉积环境则为一系列岛屿组成的海湾边缘相。据古地磁的研究, 早—中寒武世扬子地块所处的古纬度大致在南北纬 20° 之间(Lin et al., 1985; 张世宏等, 2001), 热带频繁的风暴流或洋流等为生活于海湾边缘的凯里生物群(赵元龙等, 1999, 2002; Zhao et al., 2006)的生长和繁殖提给了大量的营养物质和矿物质, 同时由此产生的快速沉积事件(张正华等, 1996)是其特异软躯体化石库(Kaili Lagerstätte)得以较为完整保存的重要原因之一。

3 系统描述

灯塔迹 *Beaconichnus* Gevers, 1973

灯塔迹(未定种) *Beaconichnus* isp.

(图版 II-2, 8)

描述:保存为内模的底迹, 由一系列弧形凸脊组成, 近于同一方向拱曲的凸脊交叉或不交叉地排列。弧形凸脊一般在两侧较低矮, 近弧顶的凸脊较高。遗迹中的凸脊大小和弧度不一, 高底也不一。弧形凸脊宽 0.5~2mm, 高 0.2~1mm; 遗迹保存宽 8~22mm, 长 17~25mm。

讨论:产于凯里组的 *Beaconichnus* isp. 的弧形凸脊变化较大, 而与 *B. darwinnum* Gevers 1971 和 *B. gouldi* Gevers 1971 有较明显的区别; 与产于淮南下寒武统馒头组的 *B. ichnosp.* (李越等, 1999) 区别在于后者遗迹较宽, 且弧形爪痕也较宽大。层面上密布的弧形爪痕可能为三叶虫觅食迹。

产地与层位:贵州剑河, 下一中寒武统凯里组。

克鲁兹迹 *Cruziana* d'Orbigny, 1842

窄克鲁兹迹(新遗迹种) *Cruziana angusta* n. isp.

(图版 I-5~9)

模式标本:GK7152(图版 I-7)。

描述:个体细小的、呈纵向延伸的二叶石, 中沟宽浅而明显, 略弯曲, 不整齐; 中沟两侧的脊上具有相互平行的内肢抓痕, 抓痕较宽, 表面光滑, 呈夹角较大的 V 字形。两侧边缘具较窄的肋痕。在一些标本中, 遗迹的前或后部略为膨大, 呈 *Rusophycus* 型的卵圆形, 保存良好时 *Rusophycus* 型迹的前或后方向可见较宽的、呈弧状的前或后边缘, 前、后边缘具与其近当弧度的缘沟。遗迹宽 3~8mm, 抓痕宽 0.8~3mm, V 字形迹的角度为 150°~160°左右, 保存长度 8~15mm。

讨论:该新遗迹种以遗迹较窄和较宽的抓痕为特征。与 *C. imbricata* Seilacher 1970 的区别在于后者表面光滑无饰, 且遗迹宽度略大于前者; 与 *C. lobosa* Seilacher 1970 在爪痕形态和其 V 字形交角有一定的相似性, 但后者的遗迹明显的宽于前者; 与 *C. zhangjiajiensis* Wang et al., 1986 的区别在于后者 V 字形迹的角度较小、变化较大, 且遗迹宽度较大。

该新遗迹种可能为前、后腹边缘较宽的小型个体三叶虫所形成, 其前、后部的 *Rusophycus* 型卵圆形迹可能为造迹生物运动后的停迹。

产地与层位:贵州剑河, 下一中寒武统凯里组。

皱纹克鲁兹迹(比较种) *Cruziana* cf. *plicata*

Crimes et al., 1977

(图版 II-1)

描述:纵长的二叶状潜穴。两叶脊具较宽的近于平行的抓痕,呈 V 字形排列,每簇抓痕由一对较浅的爪痕组成。中沟较直而明显,但宽度不一。遗迹宽 1.1~1.5cm;每簇抓痕宽 1.6~2mm,长 2~7mm;V 字形夹角 80° ~ 100° 。

讨论:该遗迹种特征均与产自西班牙早寒武世 *C. plicata* Crimes et al. 1977 的特征基本相符,但遗迹较小;与 *C. lobosa* Seilacher 1970 的区别在于后者遗迹较宽,而前者未见侧边缘,且每簇抓痕成对。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

云南克鲁兹迹(比较种) *Cruziana* cf. *yunnanensis* Yang et Hao, 1990

(图版 II-4)

描述:纵长宽大的二叶状潜穴内模。两叶宽,中间为一浅而窄的中沟所分开,中沟弯曲而明显。抓痕与中沟近于平行,左叶抓痕与中沟的夹角约 6° ~ 10° ,右叶抓痕与中沟的夹角为 20° 左右。抓痕较深而明显,保存良好的可见有分叉的现象。两侧边缘具有肋沟。遗迹宽 10.3~11.4cm,抓痕宽 0.6~1mm。

讨论:产于贵州剑河凯里组的 *C. cf. yunnanensis* 与产自于云南昆明下奥陶统红石崖组的 *C. yunnanensis* Yang et Hao 1990 在抓痕与中沟的夹角小于 20° 、抓痕明显且有分叉现象以及中沟浅而窄等特征上相同,但前者左叶抓痕保存欠佳,且与中沟的近于平行。与 *C. barriosi* Baldwin 1977 较相似,区别在前后的抓痕不连续,且不分叉。与 *C. parallela* Yang et al. 2004 的区别在于后者抓痕平行于中沟。

产于贵州剑河凯里组的 *C. cf. yunnanensis* 的宽度均在 10cm 以上,但如此大型的三叶虫类尚目前未发现于凯里组中,而产有个体较大的节肢动物 Anomalocarids (赵元龙等, 1999; Zhao et al., 2005)。因而 *C. cf. yunnanensis* 有可能为肉食性大型节肢动物 Anomalocarids 在沉积物表面活运动的遗迹。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

克鲁兹迹(未定种 1) *Cruziana* isp. 1

(图版 II-3)

描述:纵长的二叶状潜穴。中沟直或微弯曲,两侧脊上为较为粗大的呈椭圆形或长椭圆形凸起的抓痕,每一抓痕由 2~3 个或更多的近于平行的爪痕组成。抓痕的宽度、长度和凸起的高度以及间距等的变化较大,V 字形抓痕的夹角较大,一般大于 160° 。外边缘不明显。遗迹宽 1.5~1.6cm,中沟宽 1.5~2mm,抓痕宽 3~5mm。

讨论:该遗迹种以较粗大的椭圆形抓痕和每一抓痕由 2~3 个或更多的近于平行的爪痕组成为特征与其他的 *Cruziana* 相区别,但标本数量较少,暂不定新种。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

克鲁兹迹(未定种 2) *Cruziana* isp. 2

(图版 II-5)

描述:纵长弯曲的遗迹。中沟宽而明显,其宽度向前方逐渐变小。中沟两侧的抓痕也有较大的变化:在向后一侧,为较长的明显的抓痕,呈 V 字形,其角度约 30° ;向前方,抓痕渐短,甚至呈圆状,V 字形抓痕的夹角渐大,且逐渐与中沟垂直。抓痕上有连续或不连续的线状细脊。遗迹宽 1.8~2mm,保存最长为 9mm。

讨论:该遗迹后侧与 *Diplichnites* 的特征相似,向前逐渐过渡为 *Cruziana* 型迹,以中沟和抓痕的变化较大以及抓痕上具线状细脊为特征,与 *Diplichnite* 和 *Cruziana* 其他种相区别,但标本较少,且保存欠佳,故暂归于 *Cruziana*。该遗迹可能是小型三叶虫由行走逐渐向底栖爬行过渡。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

克鲁兹迹(未定种 3) *Cruziana* isp. 3

(图版 II-9)

描述:纵长弯曲的遗迹。中沟明显或不明显。内肢抓痕呈三角状,尖端指向中沟,与中沟近垂直。保存良好的可见两侧边缘。遗迹宽 3~4mm,抓痕宽 0.6~0.7mm,长 1.2~1.7,抓痕之间的间距 0.4~0.8mm。

讨论:该遗迹的内肢抓痕粗而与中沟垂直,与 *C. qinlingensis* Yang et Hu 1992 相似,但前者的内肢抓痕呈三角状,且可见两侧边缘。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

二分沟迹 *Didymaulichnus* Young, 1972

莱伊尔二分沟迹 *Didymaulichnus lyelli***Rouault, 1850**

(图版 II-6,7)

描述:呈底面保存的二分突起移迹。移迹与层面平行,可叠复或切割,中间为一中沟纵向分隔,两侧脊表面多光滑,保存良好的可见有近平行于中沟的不连续抓痕。两侧边缘斜面不明显。遗迹宽 2~3.2mm,中沟宽 0.3mm 左右,侧斜面宽 0.1~0.2mm。

讨论:产自于凯里组的标本与 Rouault(1850)所描述的 *D. lyelli* 的特征基本相同,但遗迹宽度较小。与 *D. miettensis*(Young,1972)相比较,前者两侧边缘斜面不明显;与 *D. rouaulti*(Lebesconte, 1883)的区别在于后者具有两侧沟痕。

Didymaulichnus 认为可能系腹足类、双壳类或节肢动物的移动所形成(Crimes, 1970a; Young, 1972; Aceñolaza et al., 1993; 杨式溥等, 2004)。该新遗迹种可见不连续的抓痕,可能是节肢动物的爬行迹。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

双形迹 *Dimorphichnus Seilacher, 1955***双形迹(未定种) *Dimorphichnus isp.***

(图版 IV-5)

描述:弯曲的遗迹为两行不对称的抓痕组成保存于泥岩底面。一组抓痕(外弯侧)由一系列不相交的弯曲细脊组成,常以 3~8 条或更多的细脊构成一簇,呈雁行式排列;每一簇雁行,中部或中外部的细脊较为宽而长;另一组(内弯侧)抓痕为短而钝的长圆形。外弯侧的每一簇雁行细脊对应内弯侧的一个长圆形抓痕。遗迹宽 13~14mm;外弯侧抓痕宽 0.4~1.5mm,长 1.5~9.5mm;内弯侧抓痕宽 0.5~1.5mm,长 1.5~3.5mm。

讨论:产于剑河的标本以外弯侧的抓痕由 3~8 条或更多组成一簇为特征,不同于已描述的 *Dimorphichnus* 任何种,但目前仅有标本一块,要定新种,需待采集更多的标本。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

双趾迹 *Diplichnites Dawson, 1873***中线双趾迹(新遗迹种) *Diplichnites midlinearis n. isp.***

(图版 III-5,6)

模式标本:GK7165(图版 III-5)。

描述:遗迹两列近于平行的爪痕组成,两列爪痕之间具有一微弯曲的线状拖痕。爪痕多弯曲,与运动方向斜交,呈 V 字形。爪痕长 3~8mm,两列爪痕之间的间距 4~5mm, V 字形夹角为 150~160,线状拖痕宽 0.6~0.8mm,遗迹宽 1.5~1.8cm。

讨论:新遗迹种与其在两列爪痕之间具有弯曲的线状拖痕为特征。两列爪痕之间的拖痕可能为三叶虫的尾刺所形成。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

小形双趾迹(新遗迹种) *Diplichnites minimum n. isp.*

(图版 III-1~4)

模式标本:GK7190(图版 III-1)。

描述:纵长而任意弯曲的、由两列爪痕组成的表生迹。爪痕直或微弯曲,不分叉,长短和宽窄不一,但均呈刺状,一端较宽而深,逐渐向另一端收尖而浅。在近直向运动上,爪痕内侧为刺状端,两列爪痕呈夹角约 120 的 V 字形。在弯曲部分,外弯侧的爪痕渐短,甚至呈小瘤状,刺状端逐渐转向外侧,内弯侧爪痕略有增长,呈 *Dimorphichnus* 型,内外弯侧的两列爪痕趋于平行。遗迹宽 2~12mm,爪痕长 0.8~4mm,最宽处宽 0.2~0.5mm,同列爪痕的间距 0.5~1.5mm,两列之间的间距 0.6~4mm。

讨论:该新遗迹种以遗迹较窄、爪痕呈不分叉的刺状为特征。与 *D. aenigma* Dawson 1873 在总体形态上较为相似,但后者较宽;与 *D. robustus* Yang et Wang 1990 的区别在于后者遗迹较为宽大,细脊也较宽。

该新遗迹种在弯道上 *Diplichnites*—*Dimorphichnus* 的过渡类型,可能为在沉积物表面上行走或跑动的三叶虫所形成。同一层面上,两个具有两列爪痕的遗迹基本重叠,但两遗迹有不同弯曲的行迹特征,从整体上可较明显地区分出是两个不同个体造迹生物的行迹(图版 III-2,3;图 2-8),可能是三叶虫一个体紧紧追随另一个体的尾部的求偶行为。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

双趾迹(未定种 1) *Diplichnites isp. 1*

(图版 IV-3)

描述:由两列的细脊组成的遗迹。常由 2 条近于平行细脊组成一组,细脊直或微弯曲;从后向前细脊组与运动方向呈约 30 夹角到近于平行,遗迹也渐

增宽。遗迹宽 2.5~3.2mm, 细脊长 1.2~2mm。

讨论:与 *D. bipartibilis* Yang et al. 2004 的区别在于后者遗迹较宽, 成对的脊在内侧相交; 与加拿大安地斯山地区早寒武世发现的 *Diplichnites* sp. (Young, 1972, fig. 6) 在具有成对的爪痕上相似, 但后者两行的趾迹近于平行。**产地与层位:**贵州剑河, 下一中寒武统凯里组。

双趾迹(未定种 2) *Diplichnites* isp. 2

(图版 IV-2)

描述:纵长而弯曲的、由两列爪痕组成的表生迹。爪痕常弯曲呈弧形, 外侧端常分叉呈 Y 字形, 内侧端常收尖, 两列爪痕呈夹角约 120 的 V 字形。遗迹宽 1.4~1.8cm, 爪痕长 2~6mm, 宽 0.4~0.5mm, 同列爪痕的间距 1~3mm, 两列之间的间距 6~7mm。

讨论:该遗迹与 *D. subtilis* Yang et al. 2004 在爪痕弯曲呈弧形上较为相似, 区别在于后者遗迹较宽, 爪痕不分叉, 且同列爪痕的间距较小。

产地与层位:贵州剑河, 下一中寒武统凯里组。

单槽迹(新遗迹属) *Monoaulichnus* n. igen.

模式种:*Monoaulichnus guizhouensis* igen. et isp. nov.

特征:宽大的直或平滑弯曲的单槽型迹, 保存为内模时为凸起的单脊。宽脊上通常光滑, 未见中沟, 保存良好时可见细而浅的细脊与宽脊的纵向斜交, 呈 V 字形。宽脊两侧具有斜面, 两斜面外侧具两列小型凸起。遗迹与层面平行或微斜交, 可相互叠复和切割。

讨论:新遗迹属与 *Didymaulichnus* Young 1972 和 *Cruziana* d'Orbigny 1842 区别在前者无中沟; 与 *Archaeichnium* Glassner 1963 和 *Palaeophycus* Hall 1847 的区别是后两者为圆柱或亚圆柱状的潜穴, 且直径较小。

分布时代:贵州剑河, 中寒武世

贵州单槽迹(新遗迹属, 新遗迹种) *Monoaulichnus guizhouensis* n. igen. et isp.

(图版 IV-6~9)

模式标本:GK7164(图版 IV-9)。

描述:与层面平行或微斜交的宽大单槽型迹内模。遗迹直或平缓弯曲, 可相互叠复和切割。宽脊呈弓形, 表面通常光滑, 保存良好时见有浅而细的 V

字形细脊; 两侧斜面在内弯处较宽; 外侧的两列凸起为圆形、圆三角形或椭圆形, 常近与 V 字形细脊的方向相同。遗迹宽 1.6~6.2cm, 保存最长达 36cm; 宽脊高 0.5~1.8cm, V 字形细脊宽 0.5~1mm, 夹角约 100°; 两侧斜面一般宽 0.5~1.8cm, 内弯处可达 2.4cm; 外侧凸起宽 4~6mm。

讨论:遗迹可能是由节肢动物所造成, V 字形细脊和外侧两列凸起可能分别为内肢和外肢的运动所形成。

产地与层位:贵州剑河, 下一中寒武统凯里组。

单形迹 *Monomorphichnus* Crimes, 1970

双线单形迹 *Monomorphichnus bilinearis* Crimes, 1970

(图版 III-8)

描述:近于直线或微弯曲的下层面抓痕。共有 17 条成对的细脊, 呈斜列排列, 细脊直或微弯, 成对的脊不分主次。脊长 18~23mm, 宽 0.5~1mm, 成对的脊间距为 0.5~1mm, 成对脊之间的间距 1~4mm。

讨论:产于凯里组的标本与产于北威尔士(Wales)的模式种标本(Crimes, 1970a)相比较, 细脊条数较多, 长度和脊间距较小; 与产于华北中寒武统徐庄组的 *M. bilinearis* 相似, 但后者的脊间距较大而显较稀。成对的脊为该种的主要特征, 其条数、长度和间距有一定的变化(Crimes et al., 1985; 李日辉等, 1988; 杨式溥, 1990; 杨式溥等, 1991)。成对的脊可能为三叶虫的内、外附肢在侧身游泳时所形成。

产地与层位:贵州剑河, 下一中寒武统凯里组。

单线单形迹 *Monomorphichnus lineatus* Crimes et al., 1977

(图版 IV-1)

描述:分布于层面上的近直线形或略弯曲的单线细脊或细槽, 槽为上层面, 脊为下层面。细脊或槽之间互相平行, 细脊或槽条数 4~13 条。有呈竖行排列的, 有呈斜行排列的, 有呈雁行排列的。在同一标本中细脊的宽度近于一致。脊长 5~15mm, 宽 0.5~1.5mm, 脊间距为 0.5~8mm。

讨论:该种以不成对的单个脊为特征。*M. lineatus* 最早被描述于西班牙的早寒武世(Crimes et al., 1977), 细脊数 4~7 条。之后发现的细脊条数在增加(Fritz et al., 1983; Crimes et al., 1985; 杨式溥, 1990)。产于凯里组的 *M. lineatus*, 其遗迹形

态、大小、细脊的宽长、排列等均的均大的变化,可能为不同的种,或可能为三叶虫在不同的游泳姿态下的“一物多迹”。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

针状单形迹(新遗迹种) *Monomorphichnus needleium* n. isp.

(图版 III-7)

模式标本:GK7178(图版 III-7)。

描述:一组 16 条以上直或微弯曲的线状脊排列组成的表生迹。细脊呈针状,一端常膨大呈梭状,另一端常收敛呈尖刺状。针状细脊连续或不连续,相互之间不平行地排列呈扇状,梭状端的间距较刺状端的大。细脊长短不一,中部的较两侧的长。脊长 0.9~3.2cm,脊中部宽 0.5~1mm,膨大处宽 1.5~1.8mm;细脊之间的间距在梭状端为 4~7mm,在针状端为 2~5mm。

讨论:该新遗迹种以针状细脊互不平行地排列呈扇状为特征,与 *Monomorphichnus* 的其他遗迹种相区别。这类针状细脊可能与三叶虫的附肢或壳刺刮过沉积物表面有关。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

凯里单形迹(新遗迹种) *Monomorphichnus kailiensis* n. isp.

(图版 III-9,10)

模式标本:GK7184(图版 III-9)。

描述:下层面的直线细脊。细脊相互平行,可达 39 条细脊,呈直行排列。细脊的宽度不一,一般为在较宽的细脊之间夹有 2 条较窄的细脊;细脊的长短也不一,最短的仅 5mm,保存最长的有 12mm。细脊宽 0.1~0.8mm,间距为 0.2~1mm。

讨论:该新遗迹种经以在较宽的细脊中夹 2 条较细的细脊为特征。与 *M. lineatus* Crimes et al. 1977 分相似,但前者的细脊有宽窄之分,分布密度较大,且长短不一。与 *M. multilineatus* Alpert 1976 也较为相似,但后者抓痕较少(5 或 6 条),且中部抓痕较为深而明显。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

平行拖迹 *Parallehelcura* Yang et Wang, 1991

三线平行拖迹(相似种) *Parallehelcura trilineatus* Yang et Wang, 1991

(图版 IV-4)

描述:两组近于平行的线形遗迹,每组由 3 条直的细槽组成,细槽之间近于平行。中间的细槽宽,且连续性较好;两侧的细槽较细,且有时缺失。遗迹宽 5.6~5.8mm,两组细脊的间距为 2.5~2.8mm,中间细槽宽 0.4~0.8mm,两侧细槽宽度小于 0.2mm,细槽之间的间距小于 0.3mm。

讨论:该遗迹种除遗迹较小且较直外,其他的形态特征与产自于河南鲁山中寒武世徐庄组 *P. trilineatus* Yang et Wang 1991 的标本(杨式溥等, 1991, p. 84, Pl. II, fig. 4)相同。

Parallehelcura 被认为是三叶虫游泳时用尾刺或肋刺在沉积物表面拖拉形成的(杨式溥等, 1991)。在剑河一带的凯里组中,可形成 *Parallehelcura* 的可能系具尾刺的耸棒头目(Corynexochida)三叶虫。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

皱饰迹 *Rusophycus* Hall, 1852

八郎皱饰迹(新遗迹种) *Rusophycus balangensis* n. isp.

(图版 I-4;图 3)

模式标本:GK7163(图版 I-4)

描述:遗迹分为前后两个部分,突出的后部为 *Rusophycus* 型迹,前部为不十分清晰的 *Cruziana* 型迹。后部的 *Rusophycus* 型迹为中沟较为明显的二叶迹,后面呈圆弧状,并见有较窄的后边缘迹,向前方 *Rusophycus* 型迹渐宽渐凸起;中沟微弯曲,中沟两侧具有微弯曲的、相互平行的 V 字形内肢抓痕,前方的两行抓痕最为凸起,且最长。前部的 *Cruziana* 型迹中沟和两侧脊均不十分明显;中沟浅而微弯曲,不明显的两侧脊上见有略呈弧形的 V 字形抓痕;在近中部的一对抓痕明显粗大。遗迹宽 1.7~2cm,保存长 6.1cm;后部 *Rusophycus* 型迹宽 1.8cm,长 1.8cm,中沟宽 1.5~2mm,内肢抓痕间距 1.5~2.5mm, V 形夹角约 150°,最前两行抓痕宽 1.5~2mm,长 7~14mm;前部 *Cruziana* 型迹宽 1.7~2cm,保存长 4.3cm,中沟宽 1.2~2mm,内肢抓痕间距 3~4.5mm, V 形夹角 140°~160°,最粗壮两条抓痕宽 2mm,长 11mm。

讨论:新遗迹种与 *Cruziana barbata* Seilacher 1970 和由其分出的 *R. ramellensis* Legg 1985 以及 *C. fasciculate* Seilacher 1970 的区别在于后三者较为宽大,且抓痕成束状;新遗迹种后部 *Rusophycus* 型迹与 *R. cerecedensis* Crimes et al. 1977(Pl. 2c, 4d)在 V 字形抓痕上相似,但后者遗迹较大而宽,且

前缘弧形向前。

整个遗迹呈现出三叶虫从停息(隐蔽)、启动、奔跑、捕食和离去等捕食行为的过程(图3),可能为三叶虫的捕食遗。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

褶颊虫类皱饰迹(新遗迹种) *Rusophycus ptychopariids* n. isp.

(图版 I-1)

模式标本:GK7150(图版 I-1)。

描述:保存于层面上较短的近卵圆形二叶型遗迹,可较明显地分为前、中和后三部分,前部较宽,后部较窄。中脊宽而明显,两侧的近于平行的抓痕与中脊近于垂直。前部为较为宽而深的二叶状凹坑,凹坑向前渐浅,二叶状凹坑前具一弧形前缘凹带。中部的两侧肢痕有9对,常再分为内、外两段,外肢痕多为近圆形的小坑,内肢痕为微弯曲状的刺状;为向前方内肢痕较短,中脊渐宽。后部为弓形状,具有二叶状凹坑和后缘凹带。遗迹前部宽15~16mm,长5.5~6mm,中脊宽2.5~3mm,前缘凹带宽2~2.5mm;中部宽13~15mm,长12~13mm,中脊宽1.5~2.5mm,肢痕间距0.7~1.5mm;后部宽12~13mm,长8~8.5mm,中脊宽1.5~2.5mm,后边缘宽1~1.2mm。

讨论:与在美国西部晚泥盆世发现的 *Rusophycus* sp. Gutschick et Rodriguez(1976, p. 203, Pl. 1d, e, g)有些相似,但后者的V字形迹的角度较小。

该新遗迹种为三叶虫的停息迹,其前、后缘为三叶虫的前、后边缘。该造迹生物可能为具有9个胸节、颊刺和侧刺及尾刺不发育的褶颊虫目(Ptychopariida);造迹生物在停息时,内肢为卷曲状造成内肢痕呈外宽内尖的刺状,而外肢自由伸展形成近圆形状的外肢痕;前、后缘凹带为三叶虫的前、后边缘留下的痕迹。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

皱饰迹(未定种1) *Rusophycus* isp. 1

(图版 I-2)

描述:较短的二叶型遗迹,前缘呈较为宽阔的弧形,两侧向后逐渐渐小。遗迹的中沟较为明显,两列的V字形抓痕近于平行,其交角为50~70°。遗迹宽1.8~2.2cm,长2.5~3cm,抓痕间距0.8~1mm。

讨论:与 *R. eutendorfensis*(Linck, 1942)的区别在于后者卵圆形,且中沟较前者不明显,V字形抓痕的交角较大。与 *Cruziana quadrata* Seilacher 1970的区别在于后者的宽度较大。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

皱饰迹(未定种2) *Rusophycus* isp. 2

(图版 I-3)

描述:纵长椭圆形的二叶型遗迹。微弯曲的中沟宽而浅,中沟两侧脊上具较宽的抓痕。遗迹两端的抓痕均斜向于中央,中部的抓痕近垂直于中沟,难分前后。两侧脊的边缘见有与抓痕相对应的半圆形或圆三角形小凸起。遗迹长12.5~13mm,宽6~6.5mm,中沟宽1.5~2mm,抓痕间距1.5~2mm。

讨论:该遗迹种与 *Cruziana dispar* Linnarsson 1869, *R. ramellensis* Legg 1985 和 *R. lungmenshanensis* Yang 1988 的抓痕均有双向,但前者在边缘具有与抓痕相对应的趾痕,且难分前后。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

节肢动物爪痕1 *Arthropod Claw Scratchmarks* 1

(图版 IV-10)

描述:直而短粗的下层面脊。脊之间近于相互平行,呈成对状排列,每对可分为内、外两个单脊,外单脊略小于外脊,与内单脊相间错2/3的单脊。单脊的一端(外端)较宽面高,向另一端(内端)逐渐分裂并收尖呈三叉状,外单脊的分裂较为不清晰。外单脊宽4~5mm,长15~17mm,内单脊宽4~6mm,长15~18mm,内外脊的间距为5~7mm,成对脊的间距为28~30mm。

讨论:该遗迹可能为较大个体节肢动物在游泳时其附肢爪的运动所致,脊的外侧可能为附肢与层面的接触始点,而内侧为附肢与层面的离开处。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

节肢动物爪痕2 *Arthropod Claw Scratchmarks* 2

(图版 IV-11)

描述:下层面的三角状脊,三角脊之间呈平行或近于平行的排列。脊一端较宽,而另一端逐渐收尖呈刺状,形似三角状。三角脊分裂或不分裂,其一端中央具有呈三角状的浅槽。脊宽2~3mm,长1.8~2.3mm,脊之间在刺端的间距为0.5~1.5mm,在另

一端的间距为 0.2~0.5mm。

讨论:该遗迹可能是节肢动物的爪痕。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

节肢动物爪痕 3 Arthropod Claw Scratchmarks

3

(图版 IV-12)

描述:下层面的近椭圆形痕迹,由一个近半圆形的宽脊和四个近于平行的细脊组成。细脊直,一端呈尖刺状,而另一端与宽脊合并;细脊的宽长不一。痕迹宽 5mm,长 3.4mm;细脊宽 0.2~0.8mm,长 2.5~1.6mm。

讨论:该遗迹可能是节肢动物的爪痕。

产地与层位:贵州剑河,下一中寒武统凯里组。

致谢:部分遗迹化石标本由贵州大学赵元龙教授等采集,在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献 / References

冯增昭,彭勇民,金振奎,鲍志东. 2004. 中国寒武纪和奥陶纪岩相古地理. 北京:石油工业出版社, 103.

李日辉,杨式溥. 1988. 滇东川中地区震旦系—寒武系界线附近的遗迹化石. 现代地质, 2(2): 157~174.

李越,袁金良,林天瑞. 1999. 安徽淮南下寒武统馒头组的遗迹化石. 古生物学报, 38(1): 114~124.

毛家仁,赵元龙,余平. 1994. 贵州台江凯里动物群中的非钙质藻类化石. 古生物学报, 33(3): 345~349.

王大任,张欣平. 1986. 湘西北志留、泥盆系的遗迹化石及其沉积环境. 见:中国地质科学院宜昌地质研究所所刊, 12. 北京:地质出版社, 101~113.

王约,赵元龙,林日白,王萍丽. 2004. 贵州台江凯里生物群中遗迹化石(*Gordia*)与水母状化石(*Pararotadiscus*)的关系及其意义. 地质评论, 50(2): 113~119.

王约,王平丽. 2006a. 贵州台江凯里组的遗迹化石 *Treptichnus*. 地质评论, 52(1): 1~10.

王约,喻美艺,彭进,王平丽. 2006b. 贵州台江八郎凯里组层序地层及海平面变化初探. 地层学杂志, 30(1): 34~41.

王约,周志澄,赵元龙,俞美艺. 2006c. 贵州台江下一中寒武统凯里组遗迹化石群落与环境关系的探讨. 古生物学报, 45(2): 243~251.

杨瑞东,赵元龙. 1999. 贵州台江早、中寒武世凯里组的遗迹化石新发现. 古生物学报, 38(增刊): 58~65.

杨瑞东,毛家仁,赵元龙,陈笑媛,杨兴莲. 2001. 贵州台江中寒武世凯里组中分枝状宏体藻类化石. 地质学报, 75(4): 433~440.

杨式溥. 1990. 古遗迹学. 北京:地质出版社, 30~160.

杨式溥. 1994. 贵州台江早、中寒武世凯里组的遗迹化石. 古生物学报, 33(3): 350~358.

杨式溥,林文球,唐德章. 1988. 四川龙门山地区泥盆纪遗迹化石. 见:四川龙门山地区泥盆纪地层古生物及沉积相. 北京:地质出版社, 358~363.

杨式溥,王勛昌. 1991. 华北地台南部中寒武世徐庄组遗迹化石及其沉积环境. 古生物学报, 30(1): 74~89.

杨式溥,胡云绪. 1992. 西秦岭西段志留纪遗迹化石. 现代地质, 6(4): 386~391.

杨式溥,张建平,杨美芳. 2004. 中国遗迹化石. 北京:科学出版社, 29~263.

尹磊明,杨瑞东. 1999. 贵州台江早、中寒武世凯里组的疑源类. 古生物学报, 38(增刊): 66~78.

袁金良,赵元龙,李越,黄友庄. 2002. 黔东南早、中寒武世凯里组三叶虫动物群. 上海科学技术出版社, 1~48.

张世宏,朱鸿,孟小红. 2001. 扬子地块泥盆纪—石炭纪古地磁新结果及其古地理意义. 地质学报, 75(3): 303~313.

张正华,沈建伟,龚显英,赵元龙,毛家仁,颜长虹. 1996. 贵州台江中寒武世凯里动物群保存环境初探. 古生物学报, 35(5): 607~622.

赵元龙,袁金良,朱炎茂,杨瑞东,郭庆军,钱逸,黄友庄,潘玉. 1999. 贵州中寒武世早期凯里生物群研究的新进展. 古生物学报, 38(增刊): 1~14.

赵元龙,袁金良,朱炎茂,杨瑞东,郭庆军,彭进,杨兴莲. 2002. 贵州台江中寒武世凯里生物群研究的新进展. 自然科学进展, 12(7): 685~689.

周志毅,袁金良,张正华,吴孝儒,尹恭正. 1979. 贵州及其邻近地区寒武纪生物地理分区. 地层学杂志, 3(4): 258~271.

周志毅,袁金良,张正华,吴孝儒,尹恭正. 1980. 贵州寒武纪地层的分类和对比. 地层学杂志, 4(4): 273~281.

朱炎茂, Eedtmann B. - D., 赵元龙. 1999. 贵州中寒武世凯里化石库的埋藏学和生态学初步研究. 古生物学报, 38(增刊): 28~57.

Aceñolaza F G, Buatois L A. 1993. Nonmarine perigondwanic trace fossils from the late Paleozoic of Argentina. *Ichnos*, 2: 183~201.

Alpert S P. 1976. Trilobite and star-like trace fossils from the White-Inyo mountains, California. *Journal of Paleontology*, 50(2): 226~239.

Baldwin C T. 1977. Internal structures of trilobite trace fossils indicative of an open surface furrow origin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21: 273~284.

Banks N L. 1970. Trace fossils from the late Precambrian and Lower Cambrian of Finnmark, Norway. In: Crimes T P and J C Harper, eds., *Trace Fossils*. Liverpool, Seel House Press, 19~34.

Bergström J. 1973. Organization, life, and systematics of trilobites. *Fossils and Strata*, 2: 1~69.

Bromley R G, Asgaard U. 1979. Triassic freshwater ichnocoenoses from Carlsberg Fjord, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 28: 39~80.

Conway Morris S. 1986. The community structure of the Middle Cambrian Phyllopod Bed (Burgess Shale). *Palaentology*, 29: 423~467.

Crimes T P. 1970a. Trilobites tracks and other trace fossils from the upper Cambrian of North Wales. *Geological Journal*, 7: 47~67.

Crimes T P. 1970b. The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and palaeoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. In: Crimes T P and Harper J C, eds., *Trace Fossils, Geological Journal Special Issues 3*. Liverpool, Seel House Press, 101~126.

Crimes T P, Anderson M M. 1985. Trace fossils from Late Precambrian Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications. *Journal of Paleontology*, 59(2): 310~343.

- Crimes T P, Legg I, Marcos A, Arboleya M. 1977. Late Precambrian—low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: Crimes T P and Harper J C, eds., Trace Fossils 2. Liverpool, Seel House Press, 91~138.
- Dawson J W. 1873. Impressions and footprints of aquatic animals and imitative markings on Carboniferous rocks. American Journal of Science, Ser 3, 5: 16~24.
- d'Orbigny A. 1842. Voyages dans L'Am rique meridionale. Bertrand, Paris and Levrault, Strasbourg, 3(4) partie (Paleontology).
- Fischer W A. 1978. Trace fossils from the Lower Harding Formation (Middle Ordovician) Colorado. In: Pruit J D, Coffin P E, eds., Energy Resources of the Denver Basin Guidebook For 1978, 191~197.
- Fritz W H, Crimes T P. 1983. Lithology, trace fossils, and correlation of Precambrian—Cambrian boundary beds, Cassiar Mountains, north—central British Columbia, Canada. Geological Survey of Canada Paper, 83~113.
- Gevers T W. 1973. A new name for the ichnogenus *Arthropodichnus* Gevers, 1971. Journal of Paleontology. 47 (5): 1002.
- Gevers T W, Frakes L A, Edwards L N, Marzolf J E. 1971. Trace fossils in the Lower Beacon Sediments (Devonian), Darwin Mountains, southern Victoria, Antarctica. Journal of Paleontology, 45: 81~94.
- Glaessner M F. 1963. Zur kenntnis der Nama-Fossilien S dwest-Afrikas Naturihist. Mus Hofmuseums, Wien Ann, 66: 113~120.
- Gutschick R C, Rodriguez J. 1976. Late Devonian—Early Mississippian trace fossils and environments along the Cordilleran Miogeocline, western United States. In: Crimes T P and Harper J C, eds., Trace Fossils 2. Liverpool, Seel House Press, 195~208.
- Liu Baojun, Xu Xiaosong. 1994. Atlas of the lithofacies and palaeogeography of South China. Science Press, Beijing, 54~55.
- Hall J. 1847. Palaeontology of New York, Volume I. State of New York, C. van Benthuysen, Albany, 338.
- H ntzschel W. 1975. Trace fossils and problematic (2nd edition). In: Teichert C, ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, W. Geological Society of America and Kansas University Press, Boulder and Lawrence, 177~245.
- Jensen S. 1990. Predation by early Cambrian trilobites on infaunal worms evidence from the Swedish Mickwitzia Sandstone. Lethaia, 23: 29~42.
- Lebesconte P. 1883. Oeuvres posthumes de Marie Rouault, publi es par les soins de P. Lebensconte, suivies de: Les *Cruziana* et *Rusophycus*, connus sous le nom g n ral Bilobies, sont-ils des v g taux ou des trace d'animaux? F. Savy, Paris, 73.
- Legg I C. 1985. Trace fossils from a Middle Cambrian Deltic sequence, North Spain. In: Curran H A, ed., Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments. SEPM Special Publications, 35: 151~166.
- Linck O. 1942. Die Spur *Isopodichnus*. Senckenbergiana, 25: 232~255.
- Linnarsson J G O. 1869. On some fossils found in the Eophyton sandstone at Lugas in Sweden. Geological Magazine, 6: 393.
- Lin J L, Fuller M, Zhang W Y. 1985. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China Blocks. Nature, 313: 444~449.
- Osgood G R. 1970. Trace fossils of the Cincinnati area. Palaeontographic Americana, 6: 281~444.
- Osgood G R. 1975. The paleontological significance of trace fossils. In: Frey R W, ed. The Study of Trace Fossils, Springer-Verlag, New York, 87~108.
- Radwanski A, Roniewicz P. 1963. Upper Cambrian trilobite ichnocoenosis from Wielka Wisniowka (Holy Cross Mountains, Poland). Acta Palaeontologica Polonica, 8, 259.
- Rouault M. 1850. Note pr liminaire (1) sur une nouvelle formation d'couverte dans le terrain silurien inf rieur de la Bretagne. Soci t Gologique de France, Bulletin serie 2, 7: 724~744.
- Seilacher A. 1955. Spuren und Lebensweise der Trilobiten. Abhandlungen der Akademie der wissenschaften und der Literatur, Mainz, mathematisch-nat-urwissenschaftliche Klasse, Jahrgang 1955, 342~372.
- Seilacher A. 1959. Vom Leben der Trilobiten. Naturwissenschaften, 46: 389~393.
- Seilacher A. 1960. Lebensspuren als Leifossilien. Geologische Rundschau, 49: 41~50.
- Seilacher A. 1964. Biogenic sedimentary structures. In: Imbrie J and Newell N (eds.), Approaches to Paleocology, Wiley, New York, 296~316.
- Seilacher A. 1967. Bathymetry of trace fossils. Marine Geology, 5: 413~428.
- Seilacher A. 1970. *Cruziana* stratigraphy of " non-fossiliferous " Paleozoic sandstone. In: Crimes T P and J C Harper eds., Trace Fossils. Liverpool, Seel House Press, 447~477.
- Seilacher A. 1985. Trilobite paleobiology and substrate relationships. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 76: 231~237.
- Wang Yue. 2006. A New ichnogenus *Kailidiscus* produced by attachment from the Middle Cambrian Kaili Gormation in Taijiang, Guizhou Province, China. Acta Geologica Sinica (English Edition), 80(1): 27~37.
- Wang Yue, Zhou Zhicheng, Zhao Yuanlong, Yu Meiyi. 2005. Relationship between ichnocoenosis and sedimentary environment in the Lower—Middle Cambrian Kaili Formation of Taijiang, Guizhou, China. Acta Micropalaeontologica Sinica, 22(sup.): 195.
- Young F G. 1972. Early Cambrian and older trace fossils from the Souther Cordillera of Canada. Canadian Journal of Earth Science, 9: 1~17.
- Zhao Yuanlong, Yuan Jingliang, Zhu Maoyan, Yang Ruidong, Guo Qingjun, Peng Jin and Yang Xinlian. 2002. Progress and significance in research on the early Middle Cambrian Kaili Biota, Guizhou Provice, China. Progress In Natural Science, 12 (9): 649~654.
- Zhao Yuanlong, Zhu Maoyan, Loren E. Babcock, Yuan Jinliang, Ronald L. Parsley, Peng Jin, Yang Xinglian, Wang Yue. 2005. Kaili Biota: A Taphonomic Window on Diversification of Metazoans from the Basal Middle Cambrian; Guizhou, China. Acta Geologica Sinica (English Edition), 79(6): 751~765.

图 版 说 明 / Explanation of Photos

标本均采自贵州省剑河县革东镇八郎村寒武系凯里组,保存在贵州大学资源与环境学院。线段比例尺长 10mm。

图 版 I

1. *Rusophycus ptychopariids* (n. isp.). 可明显分前、中和后三部分的、近卵圆形二叶型遗迹, 其中部两侧肢痕有 9 对。登记号: GK7150(模式标本)。
2. *Rusophycus* isp. 1. 较短的二叶型遗迹。登记号: GK7161。
3. *Rusophycus* isp. 2. 两侧脊边缘有与抓痕相对应的半圆形或圆三角形凸起的纵长椭圆形二叶型遗迹。登记号: GK7145。
4. *Rusophycus balangensis* (n. isp.). 后部为 *Rusophycus* 型迹, 前部为 *Cruziana* 型迹。登记号: GK7163(模式标本)。5~9. *Cruziana angusta* (n. isp.)
5. 前部为 *Rusophycus* 型迹, 后部为 *Cruziana* 型迹, 呈弧状的前边缘和前缘沟明显。登记号: GK7147;
6. 前部为 *Rusophycus* 型迹, 后部为 *Cruziana* 型迹。登记号: GK7143;
7. 纵长的二叶石, 不整齐的中沟宽浅而明显。登记号: GK7152(模式标本);
8. 后部为 *Rusophycus* 型迹, 前部为 *Cruziana* 型迹, 呈弧状的后边缘和后缘沟较为明显。登记号: GK7149;
9. 后部为 *Rusophycus* 型迹, 前部为 *Cruziana* 型迹。登记号: GK7167。

图 版 II

1. *Cruziana* cf. *plicata* Crimes et al. 1977. 纵长的二叶状潜穴, 每簇抓痕由一对较浅的爪痕组成。登记号: GK7142。
2. *Beaconichnus* isp. 2. 内模的底迹, 由一系列弧形凸脊组成。登记号: GK7146。
3. *Cruziana* isp. 1. 由 2~3 个或更多的近于平行的爪痕组成较粗大的椭圆形抓痕。登记号: GK7170。
4. *Cruziana* cf. *yunnanensis* Yang et Hao 1990. 纵长宽大的二叶状潜穴内模, 有分叉现象的抓痕与弯曲而明显的中沟近于平行。登记号: GK7180。
5. *Cruziana* isp. 2. 后部与 *Diplichnites* 的特征相似, 向前逐渐过渡为 *Cruziana* 型迹, 抓痕上具线状细脊。登记号: GK7175。
- 6, 7. *Didymaulichnus lyelli* Rouault 1850. 底面保存的二分突起移迹, 可叠复或切割, 两侧脊表面多光滑。6, 登记号: GK7156; 7, 登记号: GK7182。
8. *Beaconichnus* isp. 2. 一系列交叉或不交叉地排列的弧形凸脊组成, 弧形凸脊两侧较低矮。登记号: GK7148。
9. *Cruziana* isp. 3. 纵长弯曲的遗迹, 内肢抓痕呈三角状与中沟近垂直, 尖端指向中沟, 见两侧边缘。登记号: GK7171。

图 版 III

- 1~4. *Diplichnites minimum* (n. isp.)
1. 纵长而任意弯曲, 爪痕均呈刺状。登记号: GK7190(模式标本);
- 2, 3. 两个具有两列爪痕的遗迹在某一段行径中基本相同, 但在整体上可较明显地区分出是两个不同个体遗迹生物的行迹。2, 登记号: GK7176; 3, 登记号: GK7185;

4. 在弯曲部分, 外弯列的爪痕渐短, 爪痕刺状端逐渐转向外侧, 内弯列爪痕增长, 呈 *Dimorphichnus* 型迹。登记号: GK7193。
- 5, 6. *Diplichnites midlinearis* (n. isp.). 两列爪痕之间具有一微弯曲的线状拖痕。5, 登记号: GK7165(模式标本); 6, 登记号: GK7168。
7. *Monomorphichnus needleium* (n. isp.). 由直或微弯曲的呈针状脊排列组成的表生迹, 针状细脊中部较两侧的长, 排列呈扇状。登记号: GK7178(模式标本)。
8. *Monomorphichnus bilinearis* Crimes 1970. 直线或微弯曲的成对细脊呈斜列排列, 成对的脊不分主次。登记号: GK7155。
- 9, 10. *Monomorphichnus kailiensis* (n. isp.). 细脊相互平行呈直行排列, 在较宽的细脊之间夹有 2 条较窄的细脊。9, 登记号: GK7184(模式标本); 10, 登记号: GK7172。

图 版 IV

1. *Monomorphichnus lineatus* Crimes et al. 1977. 互相平行的细脊呈斜行排列, 细脊的宽度近于一致。登记号: GK7162。
2. *Diplichnites* isp. 2. 爪痕弯曲呈弧形, 外侧端分叉呈 Y 字形, 内侧端收尖。登记号: GK7169。
3. *Diplichnites* isp. 1. 由两列的细脊组成, 由 2 条近于平行细脊组成一组; 从后向前细脊组与运动方向呈约 30° 夹角到近于平行, 遗迹也渐增宽。登记号: GK7179。
4. *Parallehelcura trilineatus* Yang et Wang 1991. 两组近于平行的线形遗迹, 每组由 3 条直的细槽组成, 中间的细槽宽。登记号: GK7159。
5. *Dimorphichnus* isp. 两行不对称的抓痕组成, 外弯侧抓痕由不相互的弯曲细脊组成, 呈雁行式排列, 内弯侧抓痕为短而钝的长圆形。外弯侧的每一簇雁行细脊对应内弯侧的一个长圆形抓痕。登记号: GK7173。
- 6~9. *Monoaulichnus guizhouensis* (n. igen. et isp.) 通常光滑, 保存良好时见有浅而细的 V 字形细脊; 两侧斜面在内弯处较宽; 外侧的两列凸起为圆形、圆三角形或椭圆形, 常近与 V 字形细脊的方向相同。宽脊上通常光滑, 未见中沟, 保存良好时可见细而浅的细脊与宽脊的纵向斜交, 呈 V 字形。遗迹与层面平行或微斜交, 可相互叠复和切割。
6. 直或平滑弯曲的单槽型迹, 内模为凸起的单脊。登记号: GK7166;
7. 纵面, 宽脊呈弓形, 两侧具有斜面。登记号: GK7166;
8. 与层面平行或微斜交的单槽型迹内模, 单脊两侧具有斜面。登记号: GK7164;
9. 遗迹直或平缓弯曲, 可相互叠复和切割, 宽脊表面见有浅而细的 V 字形细脊, 两斜面外侧具两列小型凸起。登记号: GK7164(模式标本)。
10. Arthropod Claw Scratchmarks 1. 呈成对排列的凸脊, 单脊的内端呈三叉状。登记号: GK7177。
11. Arthropod Claw Scratchmarks 2. 平行或近于平行排列的三角状脊, 脊中央具有呈三角状的浅槽。登记号: GK7174。
12. Arthropod Claw Scratchmarks 3. 近椭圆形痕迹, 由一个近半圆形的宽脊和四个近于平行的细脊组成。登记号: GK7179。

Arthropods Tracks in Kaili Ichnocoenosis from Lower—Middle Cambrian Kaili Formation in Jianhe County, Guizhou Province, China

WANG Yue^{1,2)}

1) School of Earth Sciences and Resources, China University Geosciences, Beijing, 100083;

2) School of Resources and Environments, Guizhou University, Guiyang, 550003

Abstract

Abundant arthropods tracks, including *Beaconichnus*, *Cruziana*, *Didymaulichnus*, *Dimorphichnus*, *Diplichnites*, *Monoaulichnus* (n. igen.), *Monomorphichnus*, *Parallehelcura* and *Rusophycus*, have been found in the Lower—Middle Cambrian Kaili Formation at Balang Village, Jianhe County, Guizhou Province, China. The arthropods tracks described herein contain 9 ichnogenera, 23 ichnospecies, of which 1 ichnogenera and 9 ichnospecies are new. The preying and courting tracks produced by trilobites (or arthropods) are found in the Kaili Formation. The track transformations of the arthropods moving tracks have two changes: from resting trace to furrowing trace to walking trace to swimming trace, and from swimming trace to walking trace to furrowing trace to resting trace. The transforming tracks in turnings reasoned that the bodies of track-makers were tilted due to the water energy or the moving inertia in turnings. The Kaili Formation yielding the Kaili ichnocoenosis was deposited in shallow sea with lower energy and softground, between daily wave base and storm wave base.

Key words: arthropods tracks, Kaili ichnocoenosis, Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

Description of New Ichnogenus and Ichnospecies

Ichnogenus *Cruziana* d'Orbigny, 1842

Cruziana angusta n. isp.

(Pl. I, figs. 5~9)

Holotype: GK7152 (Pl. I, fig. 7)

Description: Small and lengthwise bilobite, 3~8mm wide, 8~15mm preserved long; median furrow broad, shallow and slight curve; scratch markings produced by endopodites parallel arranged on both lobes, claw markings smooth, 0.8~3mm wide; two row of scratch marking forming a "V", V-angle 150~160°; with narrow pleural impressions on both lateral margins. In some specimen, the fore or rear end expanding and appearing as *Rusophycus*-type, the fore or rear marginal impressions on *Rusophycus*-type trace appearing arc-shaped.

Discussion: The new ichnospecies is characterized by narrower trace and broad scratch markings. It differs from *C. imbricata* Seilacher 1970 in that the latter is smooth on both lobes, and

is wider than the former. It is similar to *C. lobosa* Seilacher 1970 in the claw markings and V-angle, but the former is narrower. The narrower trace and larger V-angle is different from *C. zhangjiajiensis* Wang et al. 1986.

The elliptic *Rusophycus*-type trace in the fore or rear end is produced by the resting of small-size trilobite with broad fore and rear ventral margin.

Horizon and Location: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

Ichnogenus *Diplichnites* Dawson, 1873

Diplichnites midlinearis n. isp.

(Pl. III, figs. 5, 6)

Holotype: GK7165 (Pl. III, fig. 5)

Description: Consisting of two parallel series of curved tracks, 1.5~1.8cm wide, distance between two rows of tracks 4~5mm; tracks commonly in pairs, long axis of individual track oblique to the direction of movement, the angle of

the pair track 150~160, individual track 3~8mm long; a slight curved and continuous linear dragging track between two rows of tracks, 0.6~0.8mm wide.

Discussion: The new ichnospecies is characterized by a dragging track between two rows of tracks. The dragging track may be produced by tail spine of trilobite.

Horizon and Location: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

***Diplichnites minimum* n. isp.**

(Pl. III, figs. 1~4)

Holotype: GK7190 (Pl. III, fig. 1)

Description: Elongate and meandering epichnia, consisting of two parallel series of claw tracks, 2~12mm wide, distance between two rows of tracks 0.6~4mm; individual claw track, straight or substraight, unforked, and various in width and length, appearing as a spine that an end of track is wider and deeper, and another end is sharp and shallow, 0.8~4mm long, 0.2~0.5mm wide in widest place, distance between each two tracks 0.5~1.5mm. On near direct moving ways, the sharp end of track at inner side, and the angle of pair tracks about 120. On the turning ways, appearing as *Dimorphichnus*-type trace, the claw tracks on outside turning way shorten gradually and even appearing small tumors, but the track on inside turning way lengthen gradually.

Discussion: The new ichnospecies is similar to *D. aenigma* Dawson 1873, but the latter is wider than the former; it is different from *D. robustus* Yang et Wang 1990 in that the trace and claw tracks of latter are broad.

The new ichnospecies, on the turning ways, has the transformation between *Diplichnites* and *Dimorphichnus*, which may be formed by the trilobite walking or running on the sedimentary surface. Though two trace fossils bearing two rows of claw tracks are basically superposition on same surface, they can be distinguished by the characteristics on the turning ways (Pl. III, figs. 2, 3; text-fig. 2~8). The tracks may be a

courting track produced by a courtship habit that a trilobite followed after another.

Horizon and Location: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

Ichnogenus *Monoaulichnus* n. igen.

Type ichnospecies: *Monoaulichnus guizhouensis* igen. et isp. nov.

Diagnosis: Straight or gently curving furrow-like trails, moderately deep, without median ridge; the single furrow is commonly smooth or some fine ridges oblique to the trail; Two rows of small lumps on both outsides of lateral bevels. The trace is commonly crossing or superposing each other.

Discussion: The new ichnogenus without median ridge is easy to be differentiated from *Didymaulichnus* Young 1972 and *Cruziana* d'Orbigny 1842; it is different from *Archaeichnium* Glassner 1963 and *Palaeophycus* Hall 1847 in that both latter are cylinder or subcylinder tubes.

Distribution: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou, China.

***Monoaulichnus guizhouensis* n. igen. et isp.**

(Pl. IV, figs. 6~9)

Holotype: GK7164 (Pl. IV, fig. 9)

Description: Straight or substraight single-furrowed trails, parallel or subparallel to bedding plane, 1.6~6.2cm wide, most preserved length 36cm, and 0.5~1.8cm deep; smooth or some V-shaped fine ridges (0.5~1mm wide) on single furrow, the V-angle about 100; both lateral bevels 0.5~1.8cm in straight ways, and the lateral bevel on inside turning way is wider than that on outside turning way; the round- or circular-triangle- or ovular-shaped lumps arrange on both outsides of lateral bevels, 4~6mm wide, and long axis of lump parallel to fine ridges. Traces commonly cross each other.

Discussion: The V-shaped ridges on the surface of furrow trail may be produced by the endopodites of arthropods, and the lumps arranging on both outside could interpreted as claw

markings produced by expodites.

Horizon and Location: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

Ichnogenus *Monomorphichnus* Crimes, 1970

***Monomorphichnus needleium* n. isp.**

(Pl. III, fig. 7)

Holotype: GK7178 (Pl. III, fig. 7)

Description: Epichnia composed of a series of more than 16 straight or substraight ridges; individual ridge appearing as needle-shaped that an end of ridge commonly expand to be as shuttle-shaped and another end gradually sharp, the length of ridge in central part is longer than that on both sides, 0.9 ~ 3.2cm long, 0.5 ~ 1mm wide in central part, and 1.5 ~ 1.8mm wide in expanded part; ridges unparallel to each other and arranging as fan, distance of each two ridges, 4 ~ 7mm on the side of expanded end, and 2 ~ 5mm on the side of sharp end.

Discussion: The new ichnospecise is characterized by the needle-shaped ridges unparallel to each other and arranging as fan to be different from other ichnospecise of *Monomorphichnus*. The needle-shaped ridges may be relation to the tracks that the podites or the spines of trilobite scraped on the sedimentary surface.

Horizon and Location: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

***Monomorphichnus kailiensis* n. isp.**

(Pl. III, figs. 9, 10)

Holotype: GK7184 (Pl. III, fig. 9)

Description: Consisting a single set of 39 isolate and parallel straight ridges, horizontally arranged; the width and length of ridges are various, 0.1 ~ 0.8mm wide and 5 ~ 15mm long, distance between both ridges 0.2 ~ 1mm; commonly two narrow ridges between each two broad ridges.

Discussion: The new ichnospecise is characterized by two narrow ridges between two broad ridges. It is similar to *M. lineatus* Crimes et

al. 1977, but its ridges can divide into the narrow and broad ridge, and are various in lengths. It differs from *M. multilineatus* Alpert 1976 in that the latter is composed of four or six scratch marks, and the central scratchmarks are deeper and wider than those to either side.

Horizon and Location: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

Ichnogenus *Rusophycus* Hall, 1852

***Rusophycus balangensis* n. isp.**

(Pl. I, fig. 4; text-fig. 3)

Holotype: GK7163 (Pl. I, fig. 4)

Description: Dividing into two segments, rearward *Rusophycus*-type track and forepart *Cruziana*-type track, 1.7 ~ 2cm wide and preserved length 6.1cm. *Rusophycus*-type track is outstanding bilobate which is narrow in rear and wider in the front, with arc-shaped rear marginal track, about 1.8cm wide and long; median furrow substraight and broad, 1.5 ~ 2mm with; scratch marks oblique with an angle of 150, anterior scratch markings are longest and widest, 1.5 ~ 2mm wide and 7 ~ 14mm long. *Cruziana*-type track is elongate bilobate, unclear, 1.7 ~ 2cm wide and 4.2cm long; median furrow shallow, commonly curved, 1.2 ~ 2mm wide; scratch markings parallel arranged on both sides, slightly curved, the angle of V-markings 140 ~ 160, a pair scratchmarks obvious and robust in the middle part, distance between each two scratchmarks 3 ~ 4.5mm, robust scratchmarks 2mm wide and 11mm long.

Discussion: The new ichnospecies is different from *Cruziana barbata* Seilacher 1970, *R. ramellensis* Legg 1985, and *C. fasciculate* Seilacher 1970 in that those latter are broad and their scratchmarks clustered. The *Rusophycus*-type track in rear is similar to *R. cerecedensis* Crimes et al. 1976 in the V-shaped scratchmarks, but the latter is wider that the former, and its foremargin forward.

The new ichnospecies show a trilobite preying process from resting (concealing), starting,

running, preying, and leaving (text-fig. 3). The trilobite concealed in the deposits could form the *Rusophycus*-type track. After discovered food, it rushed out from the concealment to the food, and then made the anterior scratch markings of the *Rusophycus*-type track. During went at the food, the highspeed podites of track-maker could produce an indistinct *Cruziana*-type track. For accomplishing the preying action, the track-maker must decelerate or its head went down rapidly to make a pair broad-scratchmarks on the middle part of the *Cruziana*-type track. After preying, the trilobite left here.

Horizon and Location: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

***Rusophycus ptychopariids* n. isp.**

(Pl. I, fig. 1)

Holotype: GK7150 (Pl. I, fig. 1)

Description: Elliptic bilobate resting traces, obviously dividing into three parts; fore part (15~16mm wide and 5.5~6mm long), middle part (13~15mm wide and 12~13mm long), and rear part (12~13mm wide and 8~8.5mm long); median ridge broad and obvious, 1.5~3mm wide; parallel scratch makings near vertical to median ridge. In fore part, bilobate-type hollows changing gradually shallower forward, an arc-shaped fore marginal

marking (2~2.5mm wide) in the front. In middle part, nine rows scratchmarks arranging on both sides of median ridge, individual scratch mark is commonly separated into inner and outer segments; inner segment of scratchmark showing small circular hollow and outer segment showing slight curved spine-shaped, distance between each two scratchmarks 0.7~1.5mm. The rear part appears fan-shaped, with bilobate-type hollows and a rear marginal marking (1~1.2mm wide).

Discussion: It is similar to *Rusophycus* sp. Gutschick et Rodriguez (1976, p. 203, Pl. 1d, e, g) found from the Late Devonian in western American, but the V-angle of scratch markings is larger than the latter.

The new ichnospecies could be trilobite resting track; its three parts could correspond with body of trilobite, which may be Ptychopariida, with nine thoraxes, and without or absent librigenal spine, side spine and caudal spine. The trace-maker resting on the sedimentary surface, its endopodites curled up to produce the spine-shaped inner segments of scratchmark, and its expodites stretched freely out to make the circular outer segments of scratchmark.

Horizon and Location: Kaili Formation, Lower—Middle Cambrian, Jianhe, Guizhou.

中国地质科学院成立“青藏高原大陆动力学研究中心”

2007年6月20日。中国地质科学院的青藏科学家们,和来自中国科学院青藏高原研究所、地质与地球物理研究所,中国地质大学、北京大学以及加拿大达霍西大学的国内外百余名青藏同仁一起,共庆《中国地质科学院青藏高原大陆动力学研究中心》成立。

中国地质科学院在青藏研究中曾有辉煌历史,在青藏高原大陆动力学理论和应用研究领域,中国地质科学院具有雄厚的基础和积累,有多学科联合作战的实力,有中法、中美等国际合作的优势,有国内外公认的丰硕成果和青藏研究地位。

"中心"的主要任务是以科学发展观为指导,以大陆动力学研究为主线,前沿性与应用紧密结合起来,服务于资源、能源、环境和灾害的社会需求。定期组织学术会议,研讨青藏高原的重大科学问题及发展战略;争取多渠道的项目资助及青藏高原长期研究的支撑;组织成果发表,大力开展国际交流与合作,参与国内外竞争;引进新技术,新方法;发展青藏

高原大陆动力学理论,为西部大开发做出贡献。

"中心"组织形式为学术群体。由地科院组建,挂靠在地质所,参加人员包括中国地质科学院地质研究所、矿产资源研究所、地质力学研究所从事青藏高原研究的人员,参加人员原隶属关系和岗位不变。

中心的主要组成人员如下,领导小组组长朱立新,成员侯增谦、王瑞江、龙长兴、高平、叶建良;专家小组组长李廷栋,副组长郑绵平、滕吉文,成员肖序常、马宗晋、钟大赉、张国伟、刘嘉麒、陈毓川、卢耀如、赵文津、邓起东、杨文采、金振民、多吉;中心主任许志琴,副主任杨经绥、高锐、吴珍汉、李海兵、齐文、王宗秀;办公室主任杨经绥(兼),副主任熊嘉育,成员张辉旭、苏德辰、迟振卿。联系方式:网址, www. ccsc. org. cn; 联系人, 杨经绥、苏德辰; 电话, 010-68999743、010-68999698; Email, sudechen@ccsc. cn; yangjsui@ccsc. cn.

(杨经绥供稿)

天宝山组形成时代和形成环境

——锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和地球化学证据

耿元生, 杨崇辉, 杜利林, 王新社, 任留东, 周喜文

中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

内容提要: 川西会理一带出露的天宝山组以酸性火山岩为主, 它们的 SiO_2 含量为 68.78%~76.96%, K_2O 含量明显大于 Na_2O 含量, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值介于 0.01~0.34 之间, 多属于流纹岩。酸性火山岩的轻重稀土元素分馏程度不高, Eu 的负异常明显, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18\sim 0.35$ 。微量元素中 Ba、Ta、Nb、Sr、Ti 相对亏损。这些地球化学特征与 A 型花岗岩相似。酸性火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 -5.32 到 -4.78 之间, 与地壳衍生的 S 型花岗岩相似, 表明天宝山组酸性火山岩主要来自先存的地壳物质。锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果表明, 天宝山组酸性火山岩的形成年龄为 $1028\pm 9\text{Ma}$, 属于中元古代晚期。

关键词: 天宝山组; 酸性火山岩; 地球化学特征; 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

扬子地台西缘川西会理一带的天宝山组一名来源于 1955 年四川 508 地质队创建的“天宝山冰碛层”, 1966 年 1:20 万西昌幅区域地质调查报告正式称为天宝山组, 是会理群最上部的岩石地层单元。后李复汉等(1988)、四川省区域地质志(四川省地质矿产局, 1991)、辜学达等(1997)都沿用了天宝山组一名。天宝山组的原义指以灰绿色千枚岩和灰色、紫红色英安质火山熔岩、凝灰岩为主, 夹变质砂岩、片岩的一套岩石组合。吴根耀(1986)经过区域对比研究认为, 原定义中的石英岩、千枚岩、变质砂岩等应属于力马河组或凤山营组, 天宝山组仅由变质酸性火山熔岩和凝灰岩组成。为便于对比, 本文采纳吴根耀的定义, 主要讨论天宝山组中的酸性火山岩的形成时代和环境。

天宝山组是会理群最上部地层, 确定其形成时代可限定会理群形成的时代上限, 同时对讨论扬子地台西缘前寒武纪地质演化以及 Rodinia 超大陆形成和裂解等都具有重要的意义。由于缺少可靠的同位素年龄数据, 对于天宝山组的形成时代还存在不同认识, 李复汉等(1988)认为天宝山组属于中元古代, 薛耀松等(2001)、牟传龙等(2003)则认为天宝山组应为新元古代。本文对会理小高一带的样品(图 1)进行了锆石 SHRIMP U-Pb 分析和微量元素、稀

土元素地球化学分析, 进而讨论了天宝山组的形成时代和形成环境。

1 分析测试方法

用于年代学研究的样品质量为 5~10kg。为了从岩石样品中选取锆石, 首先将采集的样品用清水清洗, 之后用大锤或颚式破碎机将大样破碎成小块, 再根据样品粒度用球磨机将样品粉碎到 80~120 目。为避免选样过程中的污染, 未采用摇床进行矿物分离, 而采用淘盘淘洗方法。经过粗淘把长石、石英等轻矿物分离。把剩余的重矿物经过多次淘洗, 选出锆石。然后在双目镜下逐一挑选, 剔除杂质, 使挑选出的锆石纯度达到 99% 以上。

锆石离子探针分析样品的制备按宋彪等(2002)的方法进行, 然后进行阴极发光(CL)照相, 研究锆石的内部结构。上述准备工作完成后, 再对样品靶进行清洗, 用纯度为 99.999% 的金丝进行镀金, 以备测定使用。锆石离子探针分析在中国地质科学院地质研究所同位素开放研究实验室的 SHRIMP II 离子探针上用标准测定程序进行, 数据处理按 Williams 等(1998)程序进行。所用的标准锆石 SL13 用于校正 U 含量(标准值为 $U=238\times 10^{-6}$, $t=572\text{Ma}$), TEM 用于校正年龄(标准值为 $t=$

注: 本文为国土资源大调查项目(编号 200313000061)资助的成果。

收稿日期: 2007-01-17; 改回日期: 2007-04-16; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 耿元生, 1950 年生。1981 年于长春地质学院获理学硕士学位。现为 中国地质科学院地质研究所研究员。主要从事前寒武纪地质、变质地质和岩石学的研究。Email: ys-geng@cags.net.cn。

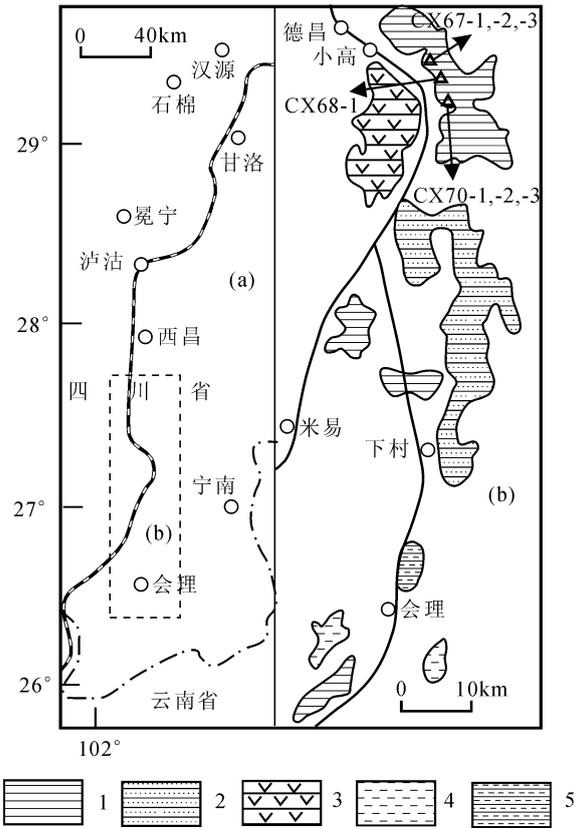


图 1 川西德昌—会理一带地质略图及采样位置(据吴根耀,1986)

Fig. 1 Geological sketch map of the Tianbaoshan Formation in western Sichuan (modified from Wu Genyao, 1986)

1—天宝山组酸性火山建造;2—原天宝山组石英岩夹变泥—砂质岩组合;3—原天宝山组基性火山组合;4—千枚岩夹砂质板岩组合;5—原天宝山组结晶灰岩组合

Rock assemblage in traditional Tianbaoshan Formation: 1—acidic volcanics, 2—quartzite interbedded with meta-siltstone, 3—basic volcanics, 4—phyllonite with intercalation of slate, 5—crystalline limestone

417Ma), 每分析 3 个样品锆石点进行一个标样 TEM 测定, 对标样锆石 TEM 的 U/Pb 比值分析偏差为 0.8%~2.3%(1σ)。

全岩样品主量、稀土和微量元素分析在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成。主量元素用 X 荧光光谱仪(3080E)测定, 分析的相对标准偏差小于 2%~8%; 微量元素 Nb、Zr、Rb、Sr、Ba、Ga、Pb、V 用 X 荧光光谱仪(RIX2100)测定, 分析的相对标准偏差小于 5%; 稀土元素和其他微量元素用 ICP-MS(Excell)测定, 分析的相对标准偏差小于 10%。全岩样品的 Sr-Nd 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素实验室的

MAT262 上测试; 所有样品的 $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 和 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 统一采用 $n(^{146}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd}) = 0.7219$ 和 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr}) = 0.1194$ 进行标准化, 分析流程中实验室本底为: Rb、Sr 小于 100pg, Sm、Nd 小于 50pg。

2 天宝山组火山岩的地球化学特征

天宝山组的酸性火山岩 SiO_2 含量高(68.78%~76.96%), K_2O 含量明显大于 Na_2O 的含量(表 1), 与该区新元古代南华纪苏雄组酸性火山岩的地球化学(李献华等, 2001; 2002; Li et al., 2002)具有相似性。在酸性火山岩中夹少量的镁铁—超镁铁质火山岩(已变质为绿泥片岩), 由于样品中含较多的水, 两个样品的 SiO_2 含量分析结果较低, 其 Al_2O_3 含量大于 18%, TiO_2 含量较高(1.8%~1.98%)。在不易活动组分 Zr/TiO_2 — Nb/Y 分类图解中, 天宝山组酸性火山岩多位于流纹岩区, 个别样品位于流纹岩/安山岩区。两个镁铁—超镁铁质火山岩位于玄武岩区(图 2)。

天宝山组中酸性火山岩的稀土元素总量较高(表 1), 在球粒陨石标准化图解上五个酸性火山岩样品具有一致的分布型式, 重稀土部分平坦, 轻重稀土元素分异程度不高 [$(\text{La}/\text{Lu})_N = 5.74 \sim 10.49$], 轻稀土部分有一定程度的分馏, Eu 的负异常明显(图 3a), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18 \sim 0.35$ 。2 个镁铁—超镁铁质火山岩样品的稀土元素含量较低(表 1), 轻重稀土分馏不明显, $(\text{La}/\text{Lu})_N = 2.69 \sim 2.81$, 在标准化图解上呈平坦状分布, Eu 异常不明显(图 3a)。

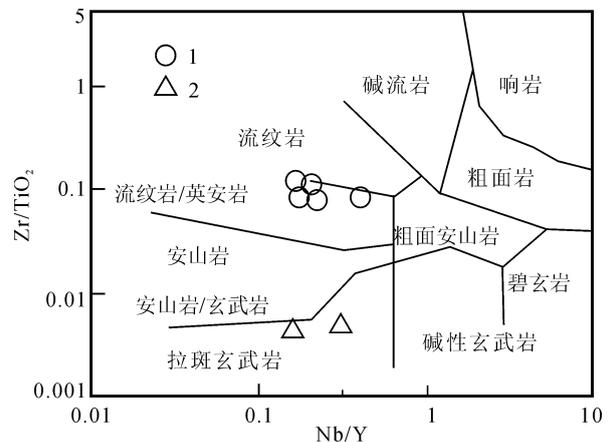


图 2 天宝山组火山岩 Zr/TiO_2 — Nb/Y 分类图

Fig. 2 Zr/TiO_2 vs. Nb/Y diagram for felsic volcanic rocks from the Tianbaoshan Formation

表1 天宝山组火山岩主元素(%)和稀土、微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 1 Compositions of major element(%), REE and trace elements ($\times 10^{-6}$) in the Tianbaoshan Formation

	CX67-1	CX67-3	CX68-1	CX70-2	CX70-3	CX67-2	CX70-1
SiO ₂	72.59	73.53	73.93	76.96	68.78	44.63	31.65
TiO ₂	0.3	0.26	0.28	0.14	0.24	1.98	1.8
Al ₂ O ₃	13.27	13.52	13.05	11.3	13.87	18.51	18.08
Fe ₂ O ₃	1.12	1	0.39	1.99	2.7	2.68	2.54
FeO	1.89	1.58	2.19	0.92	4.19	10.44	18.95
MnO	0.17	0.21	0.08	0.03	0.07	1.55	0.38
MgO	1.32	1.46	1.42	1.3	1.96	6.84	15.69
CaO	0.4	0.19	0.57	0.09	0.25	1.8	0.51
Na ₂ O	0.1	0.08	1.59	0.09	0.09	0.05	0.02
K ₂ O	5.9	5.52	4.73	4.39	4.45	3.63	0.31
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.15	0.02	0.16	0.26	0.25
CO ₂	0.47	0.12	0.47	0.12	0.39	0.21	0.3
H ₂ O	2.08	2.24	1.46	2.08	2.94	6.74	9.95
总量	99.76	99.8	100.31	99.43	100.09	99.32	100.43
La	99.4	63.9	71.9	52.7	77.9	13.9	14.8
Ce	195	124	159	116	159	32.3	30.1
Pr	20.4	17.5	17.3	12.3	18.3	4.34	3.91
Nd	78.1	68.2	66.6	43.6	70.8	19.8	16
Sm	16	16.5	13.7	9.02	17	5.41	4.16
Eu	1.74	1.62	1.52	0.51	1.74	1.97	0.84
Gd	13.7	15.5	12.6	7.95	16	5.62	4.8
Tb	2.31	2.83	2.01	1.33	2.73	0.94	0.89
Dy	13.7	17.6	12.1	8.55	16.6	6.22	5.77
Ho	2.78	3.49	2.56	1.72	3.11	1.29	1.23
Er	7.95	9.83	7.35	5.04	8.82	3.95	3.61
Tm	1.1	1.35	1.01	0.73	1.21	0.55	0.51
Yb	6.85	8.46	6.61	4.7	7.72	3.59	3.52
Lu	0.97	1.14	0.93	0.66	1.1	0.53	0.54
总量	460	351.92	375.19	264.81	402.03	100.41	90.68
Sr	12.2	8.65	27.4	4.16	6.46	8.82	3.81
Rb	289	345	188	208	202	285	28.3
Ba	941	949	788	727	569	483	26.4
Th	51.6	54.2	29.4	38.2	23.6	2.6	1.12
Ta	1.61	1.82	1.6	1.62	1.75	0.54	1.21
Nb	21.3	22.1	21.8	14	22.4	9.1	20.6
Zr	291	273	272	152	225	138	125
Hf	8.83	8.6	8.66	5	7.54	4.14	3.41
Y	73.8	83.9	67.8	47.5	82.4	34.5	35.5
Sc	10.2	9.48	10.1	3.57	8.39	47.5	48.4
Cr	4.21	7.85	4.91	5.96	6.8	440	223
Co	2.57	3.82	3.6	2.06	3.51	42.7	57.1
Ga	25.1	25.7	19.9	18.4	25.4	28.1	24.9
Pb	1712	1595	292	5.47	5.95	613	11.6
U	4.26	5	4.18	5.18	4.6	0.77	0.27

天宝山组酸性火山岩具有相似的微量元素含量和基本一致的分布模式,均显示出 Ba 相对 Rb 和 Th, Ta 和 Nb 相对 U 和 La, Sr 相对 P 和 Sm, Ti 相对 U 和 Gd 的亏损(图 3b),这种分布特征与本区苏雄组酸性火山岩的分布特征十分相似。两个超镁铁

质火山岩的高场强生热元素(Rb、Ba、Th、U)含量变化较大,这与岩石经过含水低级变质作用导致的元素迁移有关。其他微量元素,除 Sr 表现出相对亏损之外,在蜘蛛网图上基本表现为近于平坦的形式分布,多为亏损地幔的 10 倍左右(图 3b)。

3 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

会理群下部(力马河组)以变质碎屑岩为主,锆石 U-Pb 方法难以测得其形成年龄,中部(凤山营组)以变质碳酸盐岩为主,各种同位素定年方法都很难获得其准确的形成年龄。因此笔者等主要对会理群上部天宝山组变质酸性火山岩进行锆石 U-Pb 同位素年龄测定,以期获得会理群形成的上限年龄。

会理县洪川桥附近和德昌县小高乡附近的天宝山组较为典型,洪川桥附近的天宝山组应属于该组下部层位,小高乡附近出露的天宝山组属于该组上部层位(吴根耀,1986)。为确定该组和会理群形成的上限,采用小高乡附近的样品进行锆石 SHRIMP U-Pb 定年。小高附近出露的天宝山组主要为变流纹斑岩、变石英流纹斑岩,夹少量绢云绿泥片岩。用于测年的样品为变石英流纹斑岩,已变质变形为绢云母石英片岩(CX67-1),采自德昌县小高乡南,地理坐标为北纬 27°21.558', 东经 102°17.216'。岩石主要由石英、斜长石、白云母、绢云母等组成,片状构造。部分斜长石为长板状,发育密集的聚片双晶体,属岩浆成因。样品中的锆石呈粒状、短柱状、长柱状,大小不均匀,都具有程度不等的岩浆韵律环带(图 4)。

共测定了 15 个锆石颗粒,分析结果如表 2 所示。测定的 U 含量从 94 到 335ppm, Th 含量从 79 到 335ppm, Th/U 比值从 0.4 到 1.39,反映出岩浆锆石特点。在 $n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})-n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 谐和图上,除 8 号点有少量的铅丢失,偏离谐和线之外,其他 14 个分析点均位于谐和线上或附近(图 5)。

$n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$ 加权平均年龄为 $1028 \pm 9\text{Ma}$, MSWD 值为 1.3, $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄为 1026Ma, 结果基本一致,表明 $n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$ 的年龄结果与 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 的年龄结果是谐和的。因此 1028Ma 的年龄结果代表了天宝山组火山岩的形成时代。

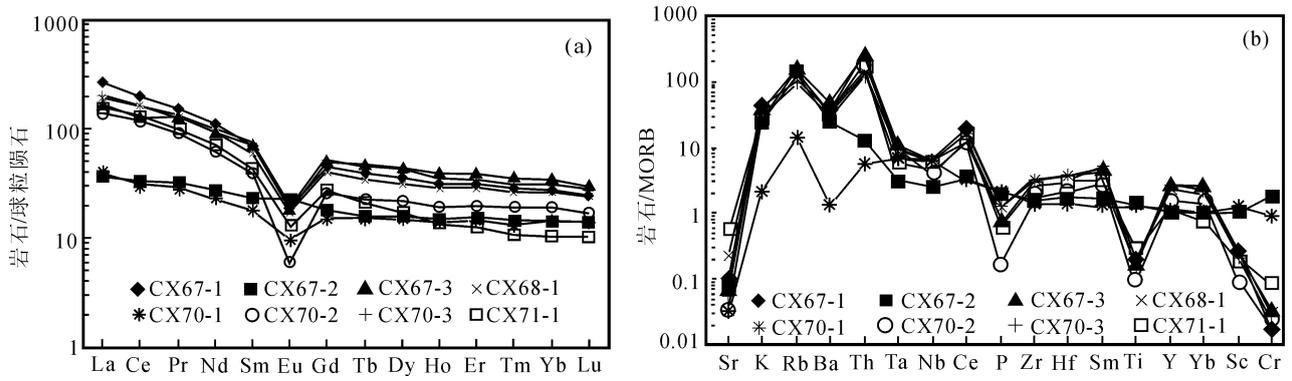


图 3 天宝山组火山岩稀土元素(a)和微量元素(b)标准化图解

Fig. 3 Chondrite - normalized REE patterns(a) and MORB normalized spider diagrams(b) for the Tianbaoshan Formation

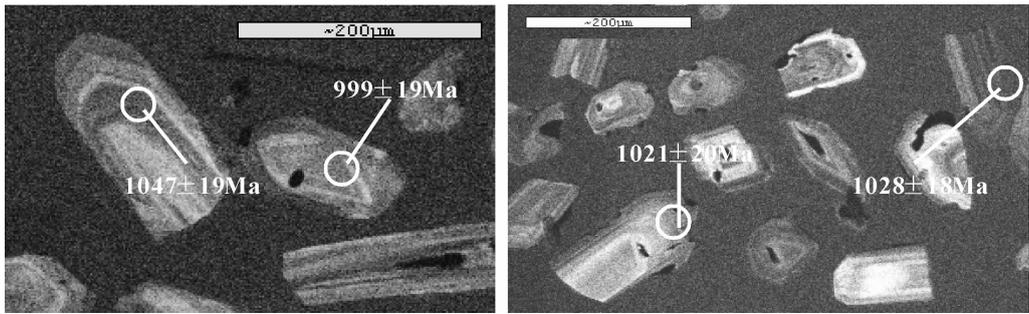


图 4 天宝山组变酸性火山岩中锆石阴极发光图像

Fig. 4 CL images of zircons for acidic volcanic rocks from the Tianbaoshan Formation

表 2 川西天宝山组酸性火山岩的锆石 SHRIMP U-Pb 分析结果

Table 2 Zircon SHRIMP U-Pb analytic results from the felsic volcanics of the Tianbaoshan Formation

点号	²⁰⁶ Pb _C (%)	U (×10 ⁻⁶)	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* 年龄 (Ma)	$\frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{U})}$ 年龄 (Ma)	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{206}\text{Pb})}$ 年龄 (Ma)	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$ (±%)	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ (±%)	$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ (±%)	
1.1	0.12	251	98	0.40	38.1	1047±19	1090±26	0.07580±1.3	1.842±2.4	0.1763±2.0	0.832
1.2	0.10	162	111	0.70	23.4	999±19	1035±37	0.0738±1.8	1.705±2.7	0.1676±2.1	0.748
1.3	0.17	155	175	1.16	22.7	1014±19	1045±37	0.0741±1.9	1.740±2.8	0.1703±2.1	0.742
1.4	0.47	94	79	0.87	13.9	1021±20	1029±65	0.0736±3.2	1.741±3.9	0.1717±2.2	0.557
1.5	0.09	328	138	0.44	48.7	1028±18	982±25	0.07186±1.2	1.713±2.3	0.1729±1.9	0.836
1.6	0.20	120	79	0.68	17.3	995±20	1076±39	0.0753±1.9	1.733±2.9	0.1670±2.1	0.736
1.7	0.27	142	155	1.13	21.9	1065±20	1050±44	0.0743±2.2	1.840±3.0	0.1796±2.1	0.691
1.8	0.24	200	234	1.21	25.1	877±18	1027±46	0.0735±2.3	1.477±3.1	0.1458±2.2	0.691
1.9	0.43	228	254	1.16	33.9	1027±18	989±36	0.0721±1.8	1.717±2.6	0.1727±1.9	0.741
1.10	0.31	148	61	0.43	20.9	981±18	1046±47	0.0742±2.3	1.680±3.1	0.1643±2.0	0.651
1.11	0.34	201	202	1.03	30.2	1033±19	1001±41	0.0725±2.0	1.739±2.8	0.1739±2.0	0.695
1.12	0.27	250	335	1.39	37.8	1045±19	928±50	0.0700±2.4	1.698±3.1	0.1760±2.0	0.632
1.13	0.22	335	173	0.53	49.5	1022±18	1047±29	0.0742±1.4	1.758±2.4	0.1719±1.9	0.801
1.14	0.23	286	231	0.83	44.8	1076±23	1003±28	0.0726±1.4	1.819±2.7	0.1817±2.3	0.858
1.15	0.31	178	80	0.47	26.2	1018±19	1038±48	0.0739±2.4	1.742±3.1	0.1711±2.0	0.643

4 讨论

4.1 天宝山组形成时代的讨论

吴根耀(1986)、刘鸿允等(1991)采用全岩 Rb-Sr 等时线法获得会理洪川桥附近英安岩年龄为 907

±19Ma;李复汉等(1988)采用锆石常规法获得年龄为 1466±21/-19Ma;牟传龙等(2003)采用颗粒锆石 U-Pb 法获得洪川桥附近变质斑状英安岩年龄为 958±16Ma,孔明寨附近斑状英安岩年龄为 961±27Ma。除常规锆石 1466Ma 的年龄结果之外,其

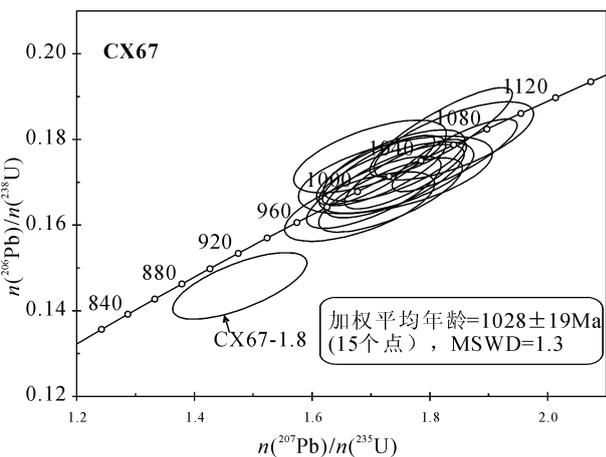


图5 会理群天宝山组变质流纹岩中
锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图

Fig. 5 SHRIMP U-Pb Concordia diagram for zircons from the felsic volcanics of the Tianbaoshan Formation

他的结果均略小于 1.0Ga。其中 Rb-Sr 结果年龄偏小可能与在后期变质作用期间的 Rb-Sr 同位素体系受到扰动有关。

李复汉等(1988)采用常规锆石 U-Pb 法获得的 1466Ma 的年龄结果,从分析数据看共有 5 个数据点,除 1 号点较接近谐和线之外,其他 4 个点均远离谐和线(见李复汉等,1988 中的图 5-22)表明样品中的锆石有明显的铅丢失,其中丢失最严重的 5 号点的铅丢失超过了 50%。由于样品中锆石有较明显的铅丢失,其年龄结果难以代表岩石的形成时代。此外,由于当时只能采用常规锆石 U-Pb 法,无法确认其中的锆石是否都是岩浆成因的,是否包含了部分继承锆石。

鉴于以上原因,笔者等认为以往获得的天宝山组的年龄结果并不能反映天宝山组火山岩的形成时代。

本次研究的锆石都具有明显的岩浆环带特征(图 4),表明它们属于岩浆成因。此外获得的 1028Ma 年龄结果的绝大多数分析点位于谐和线上,没有明显的铅丢失,同时样品分析点的 $n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ 的年龄结果与 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 的年龄结果是谐和的。这些特点表明用于测年的锆石是岩浆成因的,并且没有明显的铅丢失,所以笔者认为本次获得的 $1028 \pm 9\text{Ma}$ 的年龄结果基本代表了天宝山组火山岩的形成时代。

前人除对天宝山组进行了年龄测定之外,还对

会理群凤山营组中微晶灰岩、菱铁矿、白云质钙质千枚岩、绢云微晶灰岩等进行过全岩 Rb-Sr 法的年龄测定,获得的全岩等时线年龄为 1540Ma,并认为该年龄代表凤山营组沉积底界的年龄(转引自李复汉等,1988)。但王振民(1987)认为这一年龄结果是假等时线,无确切的地质意义。笔者等对天宝山组酸性火山岩的三个样品进行了 Rb-Sr 同位素分析(详见以下讨论),获得的 $[n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})]_i$ 值变化非常大,从 0.110976 到 0.791054,表明它们的同位素体系发生了明显的扰动。在该区低温热液变质作用普遍,在这种有流体参与的变质过程中,Rb-Sr 同位素体系很容易受到干扰或重置,因此,笔者等认为,在本区采用 Rb-Sr 方法获得的年龄结果很难反映岩石的形成时代。鉴于以上原因,我们目前只能确定会理群上部天宝山组火山岩的形成时代,其下部由于缺少合适的测试对象目前尚难以确定会理群形成的时代下限。

最近 Greentree et al. (2006)报道了云南昆阳群和四川会理群(原文对比为昆阳群)凝灰岩和碎屑岩的同位素年代学研究结果。在云南易门附近原划分的黑山头组发现一多孔状玄武岩、火山角砾岩、凝灰岩和粉砂质砂岩组合,不同于其他地区的黑山头组。其中凝灰岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $1142 \pm 16\text{Ma}$,认为该年龄代表凝灰岩的形成时代。在云南峨山附近黑山头组上部(富良棚段)的凝灰岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $996 \pm 15\text{Ma}$,认为是对富良棚段凝灰岩年龄的最好评价。据此, Greentree 等(2006)提出将易门附近原划分的黑山头组划分出来单独建立老吾山组(Laowushan Formation),置于昆阳群之下。由于昆阳群偏下部的黑山头组获得了 $996 \pm 15\text{Ma}$ 的年龄,因此昆阳群中上部应小于该年龄。在区域上, Greentree 等(2006)把四川西南部的天宝山组与云南的昆阳群最上部的柳坝塘组对比。如果这种对比成立的话,上部天宝山组 1028Ma 大于下部黑山头组 996Ma,显然存在着矛盾。张传恒等(2007)在云南昆阳群黑山头的富良棚段凝灰岩中获得了 $1032 \pm 15\text{Ma}$ 的年龄结果,与 Greentree et al. (2006)的结果有一定差距。但从数据看,张传恒分析的 24 个测点中 15 个分析点基本位于谐和线上,而 Greentree 所分析的 16 个点中,只有 4 个点大体位于谐和线上,相当一部分分析点在谐和图上呈现出反向不一致(见 Greentree et al., 2006 Fig. 7b)。因此笔者等认为张传恒等所得到的年龄应较为可靠。天宝山组火山

岩 1028Ma 的年龄和富良棚段 1032Ma 的年龄在误差范围内一致。此外,笔者等曾在登相营群火山岩中获得 1030±19Ma 的年龄结果,在米易垭口地区获得 TTG 质片麻岩 1027±8Ma 的年龄结果, Li et al. (2002) 曾在米易回菁沟花岗质片麻岩中获得过 1007±14Ma 的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄, 这些年龄基本都在误差范围内一致, 代表了中元古代末期的火山岩浆事件。

四川西南部不同地区出露的会理群, 常常被断裂分割, 并没有直接的接触关系, 对它们的对比应十分慎重。从组成上看, 柳坝塘组主要由粉砂质泥质板岩、碳质板岩、白云岩、硅泥质板岩和深灰色硅质岩等组成(陈晋镛等, 1999)。根据吴根耀(1986)的厘定, 四川西南部出露的天宝山组主要由变质酸性火山岩和火山凝灰岩组成。二者的组成、形成环境等有明显的区别, 不应直接进行对比。至于天宝山组如何与昆阳群的层位进行对比, 还需积累更多的资料。

4.2 天宝山组酸性火山岩成因的讨论

会理群天宝山组火山岩的岩石化学特征表明, 占天宝山组火山岩主体的酸性火山岩显示出高度分异的特点, SiO₂ 含量高(68.78%~73.93%), 轻稀土元素含量高(见表 1), 铈的负异常明显, Zr、Hf 含量高, Sr、Ba、P、Ti 含量低, 在微量元素蜘蛛图上显示出负异常(见图 3b), 总体上与 A-型花岗岩的岩石化学和地球化学特征(Whalen et al., 1987)相似。所分析的 5 个变质酸性火山岩的样品在 Ga/Al—Zr 的花岗岩分类图上均位于 A-型花岗

岩区, 与 S-型和 I-型花岗岩有较明显的区别(图 6)。根据微量元素对 A-型花岗岩的进一步划分(Eby, 1992), 天宝山组酸性火山岩属于 A2-型花岗岩(图 7)。

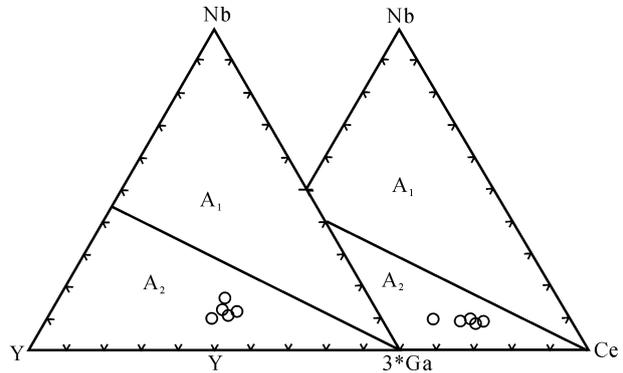


图 7 天宝山组酸性火山岩的 A 型花岗岩分类图
Fig. 7 Nb—Y—Ce and Nb—Y—Ga ternary diagrams for the subdivision of A1- and A2-type granites from the Tianbaoshan Formation

关于 A-型花岗岩的成因, 不同学者提出了不同的认识, 基本可以概括为三种不同的观点。(1) 来源于下地壳, 经过熔体析离后的麻粒岩重新部分熔融形成(Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987), 或者由富含石英、斜长石的石英闪长岩、英云闪长岩和花岗闪长岩部分熔融形成(King et al., 1997, 2001; Dall’Agnol et al., 1999)。(2) 来源于地幔源区, 由底侵的玄武质岩浆及其演化物经过分离结晶形成(Frost et al., 1997, 1999), 或者是幔源玄武质岩浆在上升结晶分异过程中受到地壳物质的混染而形成(李献华等, 2002)。(3) 来源于壳幔岩浆的混合(Wickham et al., 1996; Mingram et al., 2000)。

为了确定天宝山组酸性火山岩的来源, 笔者等对部分变质酸性火山岩进行了 Sr 和 Nd 的同位素的测定(表 3)。其中 Sr 同位素测定结果变化很大, $[n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})]$ 值从 0.110976 到 0.791054, 远远超出了一般岩石 Sr 同位素的变化范围, 无法反映其本身的特点。由于同一批测定的其他样品没有出现如此大的跳动, 因此这一结果不可能是由于测试因素引起的, 只能是样品本身的问题。说明天宝山组火山岩形成之后 Sr 同位素体系受到了较强的扰动, 如果是这样, 采用 Rb-Sr 等时线方法获得年龄结果不一致的数据(1540Ma 和 907Ma)也就不足为怪了, 因为它们的 Sr 同位素体系受到了明显的扰动。

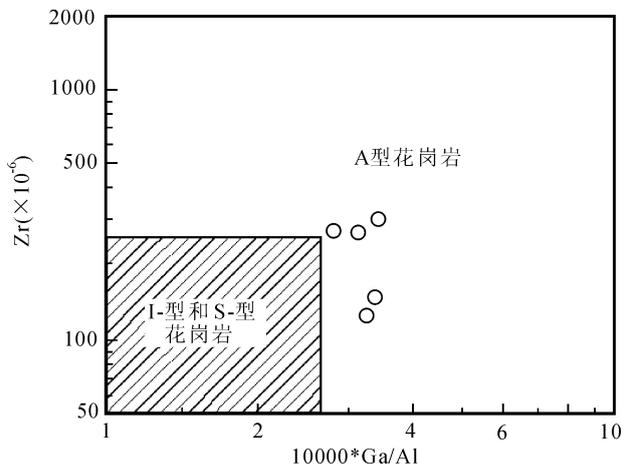


图 6 天宝山组酸性火山岩的 Zr—10000 * Ga/Al 图解(据 Whalen et al., 1987)

Fig. 6 Zr vs 10000 * Ga/Al diagram for felsic volcanics of the Tianbaoshan Formation

表3 天宝山组酸性火山岩的 Sr、Nd 同位素分析结果

Table 3 Sr and Nd isotopic composition for the felsic volcanics of the Tianbaoshan Formation

样品号	Rb	Sr	$n(^{87}\text{Rb})/n(^{86}\text{Sr})$	$n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr}) \pm 2\sigma$	$[n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})]_i$		
CX67-1	274.999	10.351	82.974936	1.519986 \pm 0.000034	0.572016		
CX67-3	330.595	7.344	143.540666	1.750895 \pm 0.000041	0.110976		
CX68-1	179.392	21.979	24.452544	1.070418 \pm 0.000012	0.791054		
样品号	Sm	Nd	$n(^{147}\text{Sm})/n(^{144}\text{Nd})$	$n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd}) \pm 2\sigma$	$[n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})]_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DM}
CX67-1	16.205	79.041	0.123947	0.511984 \pm 0.000014	0.511334	-5.32	1904
CX67-3	16.360	69.569	0.142172	0.512108 \pm 0.000013	0.511362	-4.78	1861
CX68-1	13.910	66.934	0.125643	0.512016 \pm 0.000013	0.511357	-4.88	1869

三个天宝山组酸性火山岩的 Sm 含量在 13.91 ~ 16.36 $\mu\text{g/g}$ 之间, $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 分析值在 0.511984 ~ 0.512108 之间, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在 -5.32 到 -4.78 之间(表 3)。根据亏损地幔 Nd 同位素的演化,在 1.0Ga 左右亏损地幔的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值应在 +6.2 ~ +9.4 之间(Jahn et al., 1988),天宝山组酸性火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (参照锆石 SHRIMP U-Pb 年龄结果按 1.0Ga 计算)显然与亏损地幔的演化不同,也就是说它们主要不是来自地幔源的。如此低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与地壳衍生的一些 S 型花岗岩十分相近,表明天宝山组酸性火山岩主要来自先存的地壳岩石。研究区内 0.8Ga 左右的苏雄组酸性火山岩地球化学上相当于 A2 型花岗岩,它们的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (0.8Ga) 为 +1.11 到 +2.62, 有的研究者认为它们是受到地壳混染的 OIB 型玄武质岩浆在地壳中部的一个“双扩散”岩浆房通过结晶分异形成的(李献华等, 2003)。天宝山组酸性火山岩也具有 A2 型花岗岩的地球化学特征,但其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值比苏雄组酸性火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 低许多,显然它们的物质来源和形成方式具有明显差异。负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值表明天宝山组酸性火山岩的物质来源以先存地壳为主。三个样品相对亏损地幔的模式年龄界于 1860 ~ 1904Ma 之间(表 3), 也说明最初岩浆从地幔分异出来很早,它们在地壳有很长的滞留和演化时间,到 1.0Ga 左右酸性火山岩喷发,最初从地幔衍生出的物质已经历了近 1.0Ga 的地壳滞留和改造。

大量地壳物质熔融形成酸性岩浆主要有以下几种机制,一是基性岩浆的底侵使地壳岩石大量部分熔融形成大量的酸性岩浆(常以花岗岩的形式产出),二是在大陆裂谷强烈扩张阶段形成地壳部分熔融和地幔衍生物混合的酸性岩浆(常以基性火山岩和流纹岩的双峰式产出),三是在陆陆碰撞阶段,被携带到下部地壳或上部地幔的大陆地壳物质熔融产生大量酸性岩浆。岩浆底侵作用需要大量的同时代

或略早的基性岩浆岩,目前在研究区还没有发现大量 1.0Ga 的基性岩浆岩,因此通过底侵作用形成天宝山组酸性火山岩的可能性不大。裂谷形成的酸性岩浆作用,通常是与基性岩浆相伴形成双峰式的岩浆岩,天宝山组中尽管含有少量基性火山岩,但数量很少,同时还有中性的岩浆岩,因此它们形成于裂谷环境的可能性也很小。天宝山组火山岩最有可能的形成方式应是,在陆陆碰撞或弧陆碰撞阶段,被携带到深部的地壳物质发生部分熔融产生酸性岩浆,随后喷溢地表,形成了天宝山组火山岩。天宝山组火山岩与昆阳群富良棚段的凝灰岩形成时间大体一致,均应是格林威尔期造山过程的组成部分。

参 考 文 献 / References

- 陈晋镛, 张鹏远, 高振家, 孙淑芬. 1999. 中国地层典——中元古界. 北京: 地质出版社, 1~89
- 辜学达, 刘啸虎. 1997. 四川省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~66.
- 李复汉, 覃嘉铭, 申玉连, 玉福星, 周国富, 潘杏南, 李兴振. 1988. 康滇地区的前震旦系. 重庆: 重庆出版社, 1~396.
- 李献华, 周汉文, 李正祥, 刘颖. 2002. 川西新元古代双峰式火山岩成因的微量元素和 Sm-Nd 同位素制约及其大地构造意义. 地质科学, 37(3): 264~276.
- 李献华, 周汉文, 李正祥, 刘颖, Kinny P. 2001. 扬子块体西缘新元古代双峰式火山岩的锆石 U-Pb 年龄和岩石化学特征. 地球化学, 30(4): 315~322.
- 刘鸿允. 1991. 中国震旦系. 北京: 科学出版社, 1~388.
- 牟传龙, 林仕良, 余谦. 2003. 四川会理天宝山组 U-Pb 年龄. 地层学杂志, 27(3): 216~219.
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~662.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26~30.
- 王振民. 1987. 谈康滇地轴部分年代学研究资料的可靠性. 成都地质学院学报, 14(1): 107~114.
- 吴根耀. 1986. 天宝山组地层问题初议. 地层学杂志, 10(3): 161~168.
- 薛耀松, 曹瑞骥, 唐天福, 尹磊明, 俞从流, 杨杰东. 2001. 扬子区震旦纪地层序列和南、北方震旦系对比. 地层学杂志, 25(3): 207~216.

- 张传恒, 高林志, 武振杰, 史晓颖, 阎全人, 李大建. 2007. 滇中昆阳群凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄: 华南格林威尔期造山的证据. 科学通报(出版中)
- Clemens J D, Holloway J R, White A J R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Am. Mineral.*, 71: 317~324
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 189~200
- Dall'Agnol R, Scaillet B, Pichavant M. 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *J. Petrol.*, 40: 1673~1698
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641~644
- Frost C D and Frost B R. 1997. Reduced rapakivi type granites the tholeiitic connection. *Geology*, 25: 647~650
- Frost C D, Frost B R, Chamberlain K R, Edwards B. 1999. Petrogenesis of the 1.43Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. *J. Petrol.*, 40: 1771~1802
- Greentree M R, Li Zhengxiang, Li Xianhua, Wu Huaichun. 2006. Late Mesoproterozoic to earliest Neoproterozoic basin record of the Sibao orogenesis in western South China and relationship to the assembly of Rodinia. *Precambrian Research*, 151: 79~100
- King P L, Chappell B W, Allen C M, White A J R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Aust. J. Earth Sci.*, 48: 501~514
- King P L, White A J R, Chappell B W, Allen C M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *J. Petrol.*, 38: 371~391
- LI Xianhua, LI Zhengxiang, ZHOU Hanwen, LIU Ying and Kinny P D. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic in the Kangdian Rift of south China; implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113: 135~154
- Mingram B, Trumbull R B, Littman S, Gerstenberger H. 2000. A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia; evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Precambrian Res.*, 54: 1~22.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407~419
- Wickham, S M, Alberts, A D, Zanvilevich, A N, Litvinovsky, B A, Bindeman, D N, Schauble, E A. 1996. A stable isotope study of anorogenic magmatism in East Central Asia. *J. Petrol.* 37: 1063~1095.
- Williamms I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mickibben M A, Shanks III W C, Ridley W I. *Applications of Micro Analytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Reviews Econ. Geol.*, 7: 1~35.

Chronology and Tectonic Environment of the Tianbaoshan Formation: New Evidence from Zircon SHRIMP U-Pb Age and Geochemistry

GENG Yuansheng, YANG Chonghui, DU Lilin, WANG Xinshe, REN Liudong, ZHOU Xiwen
Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

Volcanic rocks in the Tianbaoshan Formation, distributed in Huili area on western margin of Sichuan Province, are mainly felsic volcanics. These volcanic rocks are classified as rhyolite, riched in SiO₂ from 68.78% to 76.96% and K₂O, with ratio of Na₂O/K₂O between 0.01 and 0.34. They are mid fractionation in REEs, with strong negative anomaly of Eu (Eu/Eu* = 0.18~0.35), meanwhile depleted in trace elements of Ba, Ta, Nb, Sr, Ti, so have some characteristics of A-type granite. $\epsilon_{Nd}(t)$ in these volcanics is from -3.05 to -3.45, similar to the S-type granite from the melted crust, which indicates that the felsic volcanics mainly formed by the crust melting. Zircon SHRIMP U-Pb age dating of 1028 ± 9Ma indicates that felsic volcanics in the Tianbaoshan Formation were erupted during the late stage of Mesoproterozoic.

Key words: Tianbaoshan Formation; felsic volcanic rocks; geochemistry; zircon SHRIMP U-Pb age

内蒙古东胜铀矿床成矿主岩中球状磁铁矿的成因

李宏涛^{1,2)}, 蔡春芳^{1,2)}, 李开开^{1,2)}, 罗晓容^{1,2)}

1) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029; 2) 中国科学院矿产资源研究重点实验室, 北京, 100029

内容提要:在东胜砂岩型铀矿床中,发现了球状磁铁矿、黄铁矿和方解石胶结物紧密共生的现象。为分析球状磁铁矿成因,进行了主岩岩石学观察、同位素测试及包裹体烃色谱—质谱分析。结果显示,包裹体石油烃具有“鼓包”,并检测到25-降藿烷系列,说明油气已被生物降解了。黄铁矿硫同位素低达 -19.8% ,形成于细菌硫酸盐还原作用;方解石胶结物碳同位素低至 -19.7% ,表明部分 CO_2 来自油气的氧化作用。于是,硫酸盐还原细菌有可能厌氧降解了油气,并用厌氧呼吸还原 Fe^{3+} 为 Fe^{2+} ,形成球状磁铁矿、黄铁矿。这一成因联系,对本区铀矿和油气的勘探可能具有启发意义。

关键词:东胜铀矿床;球状自生磁铁矿;碳同位素;硫同位素;烃类包裹体;硫酸盐还原菌(SRB)

近几年,在鄂尔多斯盆地东胜地区中侏罗统直罗组中,发现了砂岩型铀矿床。研究表明,铀矿床的形成与油气作用有关(Cai et al., 2007a)。最近,笔者等利用扫描电镜,在含矿砂岩中发现了球状磁铁矿,形貌与McCabe等(1987)、Elmore等(1987)和刘庆生等(1991)在含沥青和含有烃类包裹体岩石样品中发现的球状自生磁铁矿相似。砂岩型铀矿床被认为形成于氧化还原过渡带,高价 Fe^{3+} 、 U^{6+} 易被还原,且均可能与油气介入有关,然而,迄今很少报道有球状磁铁矿的分布。研究磁铁矿与油气之间的成因联系,有可能提供理论依据,以利用磁性异常来寻找新的油气藏;且该磁铁矿分布于砂岩型铀矿床之中,弄清球状磁铁矿的成因,为理解该区的铀成矿机理可能具有重要的启发意义。

1 地质背景

内蒙古东胜地区位于鄂尔多斯盆地伊盟隆起的东北部(图1a)。鄂尔多斯盆地是在古生代海相及海陆过渡相前陆沉积盆地之上,叠加了中—新生代陆相拗陷沉积的叠合克拉通台向斜盆地。早三叠世—中侏罗世盆地内形成内陆凹陷,沉积了数千米厚的河、湖相碎屑岩。其中,上三叠统延长组是盆地最重要的石油烃源岩。中侏罗统直罗组辫状河砂岩

沉积,是东胜铀矿床的成矿主岩,岩性以灰色、灰白色中粗砂岩为主。据胜1井热演化史研究结果,本区直罗组所经历的最高古地温不超过 70°C (任战利等, 2006)。

2 样品来源及实验方法

样品采自东胜铀矿床中侏罗统直罗组赋矿砂岩,分别来自于新庙壕、皂火壕和沙沙台三个地段,取样地点见图1b,并采集了深层的三叠系烃源岩。

为观察磁铁矿,将砂岩样品轻轻敲碎至60~150目(250~104 μm),通过磁选选出具有磁性的矿物,然后在德国LEO 1450VP扫描电子显微镜(SEM)下观察矿物形态。能谱分析在英国牛津仪器公司INCA ENERGY 300 X射线能谱仪(EDS)上进行。砂岩中胶结物的同位素分析步骤如下:将含矿砂岩研磨至200目(74 μm)以下,用正磷酸法溶解砂岩中方解石胶结物,收集 CO_2 ;挑选砂岩中的黄铁矿颗粒、研磨,利用氧化铜采取高温直接氧化法,收集 SO_2 。碳同位素采用PDB标准在MAT252仪器上进行测量,精度为 $\pm 0.15\%$;而硫同位素采用CDT标准在Delta-S仪器上进行测量,精度为 $\pm 0.2\%$ 。砂岩中的铀含量利用电感耦合等离子质谱

注:本文为国家重点基础研究发展计划(973计划)项目“多种能源矿产共存成藏(矿)机理与富集分布规律”(编号2003CB214605)的成果。

收稿日期:2006-09-26;改回日期:2007-01-06;责任编辑:章雨旭。

作者简介:李宏涛,男,1977年生。现为中国科学院地质与地球物理研究所博士生。主要从事石油地质、盆地流体—岩石相互作用研究。电话:010-62007375;Email: dhlht523@sina.com。通讯作者:蔡春芳,男,1966年生。研究员,博士生导师。主要从事盆地流体—岩石相互作用研究。Email: Cai_cf@mail.iggcas.ac.cn。

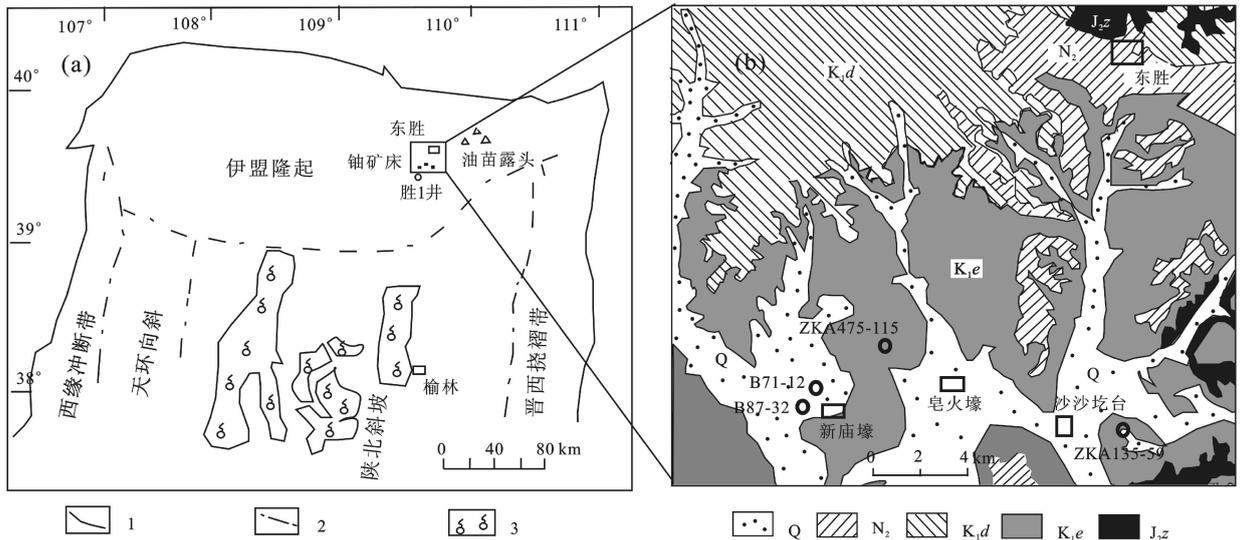


图1 鄂尔多斯盆地东胜铀矿床位置与矿区地质图及采样点地点(引自 Cai et al., 2007a, 略有修改)

Fig. 1 A geological map showing locations of the Dongsheng uranium deposit and sample collection, North Ordos (modified from Cai et al., 2007a)

1—盆地边界; 2—构造边界; 3—气田; Q—第四系; N₂—上新统; 下白垩统; K_{1d}—东胜组, K_{1e}—伊金霍洛组; J_{2z}—中侏罗统直罗组
1—basin border; 2—structure border; 3—gas field; Q—Quaternary; N₂—Pliocene; 下白垩统; K_{1d}—Lower Cretaceous Dongsheng Formation; K_{1e}—Lower Cretaceous Yijinhuoluo Formation; J_{2z}—Middle Jurassic Zhiluo Formation

仪(ICP-MS)测定,精度为±8%。

包裹体中的有机质利用压碎抽提法抽提(George et al., 2004),即,首先把每个大约 50g 样品轻轻敲碎至 40~60 目(420~250 μ m),用蒸馏水清洗除去粒径比较小的填隙物及一些粘土矿物,低温烘干。然后用二氯甲烷和甲醇的混和液(93:7),浸泡 48~72h,倒掉溶液风干后,用双氧水氧化矿物颗粒表面残留的不溶有机物。最后将样品磨碎至 200 目(74 μ m)以下,用二氯甲烷浸泡抽提 48~72h。同时,对三叠系烃源岩也进行了有机质抽提。GC-MS 分析在 HP6890/5973MSD 上进行,色谱柱为 HP-5MS(30m \times 0.25mm \times 0.25 μ m),载气为氦气,升温程序为:40 $^{\circ}$ C 恒温 2min,然后以 4 $^{\circ}$ C/min 的升温速率升至 300 $^{\circ}$ C,恒温 15min。采用多离子检测方法进行检测。

3 实验结果

3.1 镜下观察

显微镜薄片观察、鉴定显示,方解石是主要的胶结物,含量变化较大,占岩石总量的 0.3%~15%,平均为 6.9%(表 1)。黄铁矿含量较高,平均达 1.7%(表 1),在地层中以浸染状、结核状等广泛发育。黄铁矿常与方解石紧密共存,偶尔可见磁铁矿

周围部分被黄铁矿交代,暗示三者之间可能具有成因联系。显微镜荧光观察发现,油气包裹体主要赋存在石英颗粒愈合的次生裂缝中,为成岩次生包裹体。包裹体较小,通常<5 μ m,呈条带状沿次生裂缝分布,烃类包裹体发浅蓝—亮白色荧光,显示具有油气聚集或运移过(图 2)。

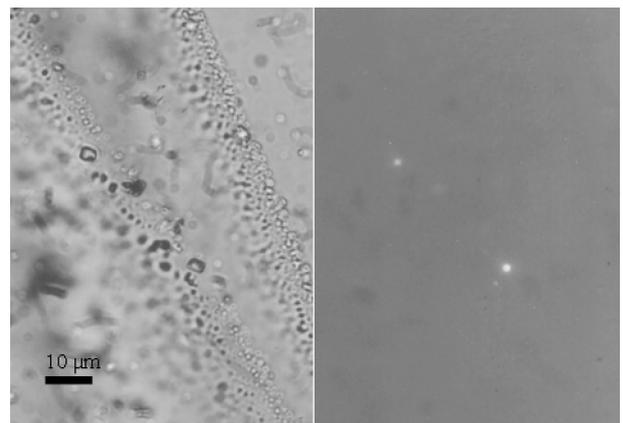


图2 东胜地区中侏罗统直罗组含矿砂岩样品(2-62号)

石英颗粒中包裹体及荧光图片(左:单偏光;右:荧光)

Fig. 2 Photographs showing distribution of fluid inclusions and their fluorescence in quartz grains of the host sandstone (No. 2-62) of the Middle Jurassic Zhiluo Formation in Dongsheng area (left: transmitted light; right: fluorescent)

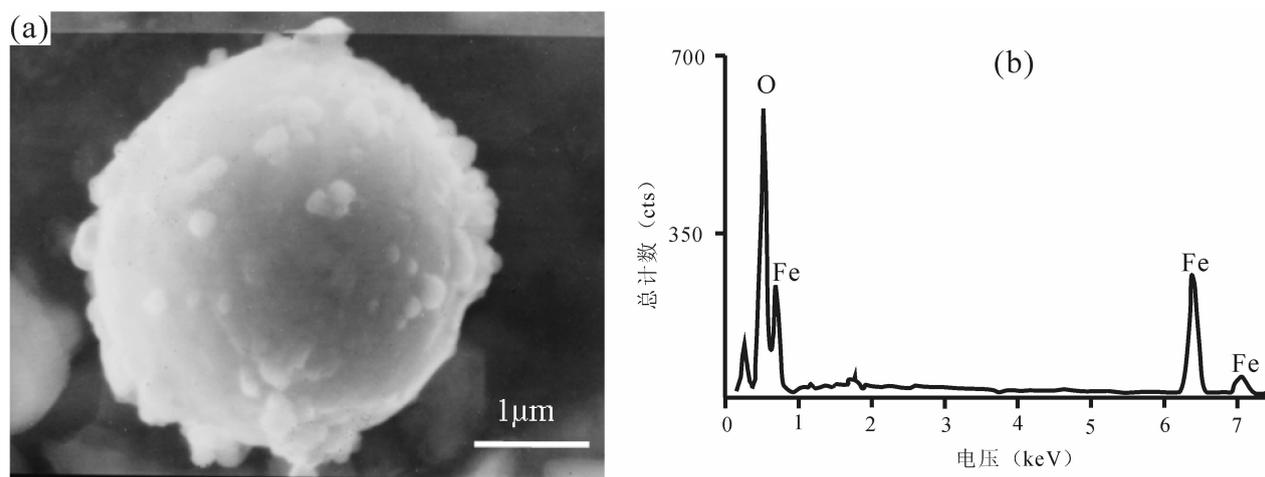


图3 直罗组砂岩样品(2-62号)中磁铁矿扫描电镜图像(a)及能谱图(b)

Fig. 3 SEM photograph (a) and X-ray EDS spectrum (b) of magnetite from the host sandstone (No. 2-62)

对挑选出的磁性矿物颗粒进行扫描电镜观察,在新庙壕地段 2-62 号样品中,发现了球状磁铁矿颗粒(图 3a)。颗粒形状不规则、呈球形,直径在 $3\mu\text{m}$ 左右,表面部分因晶体生长而有些小突起。这与过去一些研究者(McCabe et al., 1987; Elmore et al., 1987; 刘庆生等, 1991)在扫描电镜下所观察的球状自生磁铁矿颗粒形态基本一致。能谱分析显示,这种磁性矿物 Fe 是唯一的金属元素(图 3b),证明是磁铁矿。

3.2 黄铁矿、方解石胶结物同位素

镜下观察及前人研究结果均显示,磁铁矿可能与黄铁矿和方解石具有成因联系(McCabe et al., 1987; Saunders et al., 1999)。因此,对东胜铀矿床三个地段的含矿砂岩主要胶结物方解石以及黄铁矿进行同位素分析测试。结果如表 1 所示, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值范围为 $-12.3\text{‰} \sim -19.7\text{‰}$, 样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值均低于 -10‰ , 暗示其碳源来自有机质(可能含有油气)的贡献。黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值最轻至 -19.8‰ , 低于已知

有机硫同位素的下限 -17‰ (Cai et al., 2002)。砂岩中铀含量在成矿带(氧化还原带)较高, 范围为 $14.4 \times 10^{-6} \sim 1836 \times 10^{-6}$, 表明具有明显的铀富集作用发生, 而在氧化带铀含量较低, 仅为 2.9×10^{-6} 。已有的研究表明, 本区的铀矿化作用主要与油气参与下的硫酸盐还原菌(SRB)对 U^{6+} 直接的还原有关(Cai et al., 2007a)。

3.3 包裹体石油烃色谱分析结果

对抽提出的烃类进行色谱—质谱分析(图 4), 结果显示, 2-47 和 2-62 两个样品的烃类包裹体 $\text{Pr}/n\text{-C}_{17}$ 比值均为 0.53、 $\text{Ph}/n\text{-C}_{18}$ 分别为 0.57 和 0.85, 而三叠系源岩 $\text{Pr}/n\text{-C}_{17}$ 和 $\text{Ph}/n\text{-C}_{18}$ 比值均为 0.25。烃包裹体、三叠系源岩奇偶优势指数(OEP)均接近于 1, 无明显的奇偶优势, 表明烃类均达到成熟的演化阶段。潜在的油源来自三叠系和石炭系—二叠系烃源岩。已有的资料显示, 这两套源岩没有检测出 25-降藿烷(如图 5c、d)。

样品烃类包裹体 $m/z = 85$ 谱图(图 4)基线之

表 1 东胜地区中侏罗统直罗组含矿砂岩方解石、黄铁矿含量及碳、硫同位素数据表

Table 1 Stable isotopic composition and percent content of calcite and pyrite aggregates from the Zhiluo Formation host sandstones in Dongsheng area

样号	钻孔号	深度(m)	岩性(样品来源)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)	U($\times 10^{-6}$)	方解石(%)	黄铁矿(%)
2-47	B71-12	293.9	灰色粗砂岩(氧化还原带)	-16.4	—	193.1	1.1	1.5
2-62	B87-32	287.6	灰色砂岩(氧化还原带)	-17.2	-11.2	290.1	15	1.8
42-2	ZKA475-115	292	灰色砂岩(氧化还原带)	-19.7	-13.3	14.4	13	3
43	ZKA475-115	281	棕黄色细砂岩(氧化带)	-18.8	—	2.9	0.3	0.1
2-79	ZKA135-39	177.1	灰色砂岩(氧化还原带)	-12.3	-19.8	1836	5	2

注:—表示未测量。

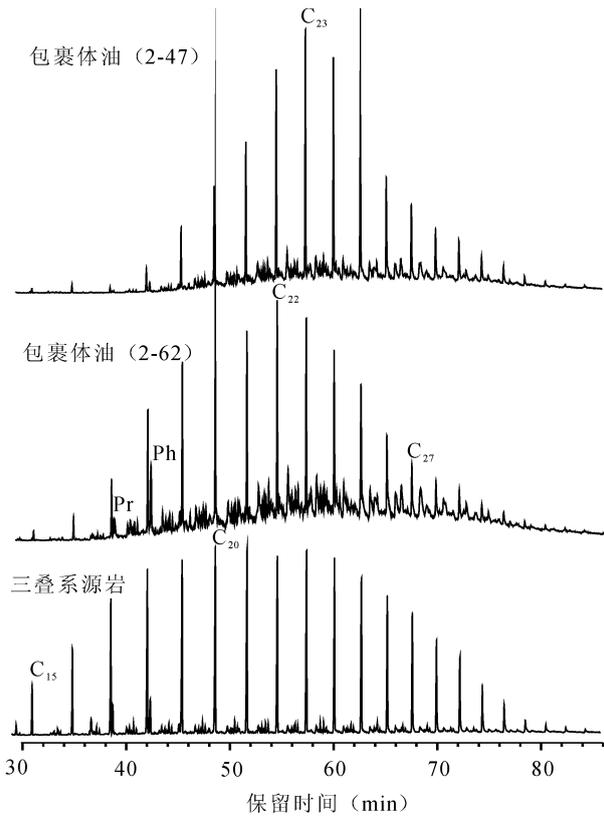


图 4 东胜地区直罗组含矿主岩样品烃类包裹体与三叠系源岩抽提物 $m/z=85$ 谱图

Fig. 4 Mass chromatograms($m/z=85$) of oils extracted from inclusions in the host sandstone of the Zhiluo Formation and Triassic source rock

上,碳数范围在 $C_{16} \sim C_{34}$ 内出现“鼓包”现象,即不可识别的分辨物(UCM)。暗示包裹体油发生了生物降解(Peters et al., 1993)。同样,包裹体油 $m/z=177$ 、 $m/z=191$ 谱图显示,在包裹体油中,也发现可能由于生物降解而形成的 $C_{28} \sim C_{32}$ 17α 21β -25-降藿烷系列,以及去甲基 C_{28} 、 C_{29} 三环萜烷和降 Ts、Tm (图 5a、b) (Volkman et al., 1983; Peters et al., 1993)。2-47 号样品的 29DH/30H、29DH/29H 比值分别为 0.18、0.26, 2-62 号样品分别为 0.17、0.26。相反,三叠系源岩中,没有检测到有意义含量的 25-降藿烷系列(图 5c、d)。

4 讨论

本次在砂岩中发现的球状磁铁矿颗粒,与固体沥青中所发现的次生磁铁矿(McCabe et al., 1987; Elmore et al., 1987)相比,虽然大小不同,但形态相近,因此,它们可能具有相同的成因,即烃类和微生物共同作用的结果。磁铁矿、黄铁矿与方解石紧密

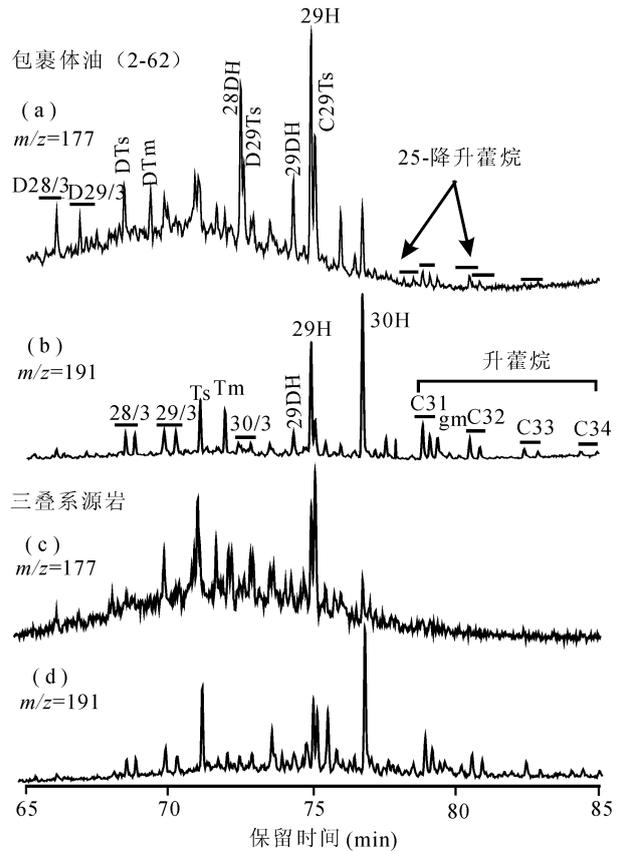


图 5 直罗组砂岩(2-62 号样品)包裹体油与三叠系源岩 $m/z=177$ 、191 谱图

Fig. 5 Partial $m/z = 177$ and $m/z = 191$ mass chromatograms of oils extracted from inclusions in the host sandstone of the Zhiluo Formation (No. 2-62) and Triassic source rock

H— 17α 、 21β 藿烷; D—25-降藿烷; gm—伽马蜡烷; 28/3— C_{28} 三环萜烷; 29/3— C_{29} 三环萜烷; 30/3— C_{30} 三环萜烷; D28/3— C_{27} 去甲基三环萜烷; D29/3— C_{28} 去甲基三环萜烷; Ts— C_{27} 18α 、 21β -22, 29, 30 三降藿烷; Tm— C_{27} 17α 、 21β -22, 29, 30 三降藿烷; DTs— C_{26} 18α 、 21β -22, 25, 29, 30 四降藿烷或 25-降 Ts; DTm— C_{26} 17α 、 21β -22, 25, 29, 30 四降藿烷或 25-降 Tm; C29Ts— C_{29} 18α 、 21β -30 降新藿烷; D29Ts— C_{28} 18α 、 21β -25, 30 二降新藿烷; 28DH— C_{27} 17α 、 21β -25, 30 二降藿烷; 29DH— C_{28} 17α 、 21β -25, 30 二降藿烷
H— 17α , 21β hopanes; D— 25-norhopanes; gm—gammacerane; 28/3— C_{28} tricyclic terpane; 29/3— C_{29} tricyclic terpane; 30/3— C_{30} tricyclic terpane; D28/3— C_{27} demethylated tricyclic terpane; D29/3— C_{28} demethylated tricyclic terpane; Ts— 18α , 21β - 22, 29, 30-trisnorhopane; Tm— 17α , 21β - 22, 29, 30-trisnorhopane; DTs— C_{26} 18α , 21β - 22, 25, 29, 30-tetrakisnorhopane (or 25-nor Ts); DTm— 25-nor Tm; C29Ts— C_{29} 18α 、 21β -30 norneohopane; D29Ts— C_{28} 18α 、 21β -25, 30 binorneohopane; 28DH— C_{27} 17α 、 21β -25, 30 binorhopane; 29DH— C_{28} 17α 、 21β -25, 30 binorhopane

共存,说明,磁铁矿—黄铁矿—方解石之间可能具有某种成因联系。如 Cai 等(2007b)研究认为,硫酸盐

还原菌消耗烃类产生 CO_2 、 H_2S ，与周围的矿物（如含钙、含铁矿物）反应，可以产生碳酸盐化蚀变以及磁铁矿等磁性矿物，而黄铁矿则是 H_2S 对含铁矿物进一步还原的产物(Saunders et al., 1999)。

4.1 黄铁矿成因与方解石中 CO_2 来源

所测黄铁矿样品，最轻 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值 (-19.8%) 低于已知有机硫同位素的下限 -17% (Cai et al., 2002)。表明这个黄铁矿中的硫不可能来自有机质，相反，应该来自细菌硫酸盐还原作用(BSR)，系在相对开放体系中，即硫酸根离子的供给速率高于被还原的速率，形成的。同时，另外两个黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值分别为 -11.2% 和 -13.3% ，小于岩浆成因硫化物的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (约 $-5\% \sim +5\%$) (Clark et al., 1997)，而研究区没有发现富硫的有机质，有机硫的贡献应该非常有限。这意味着，负 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值的黄铁矿，主要为 BSR 成因，即在相对封闭的体系中，硫酸根离子的供给速率低于被还原的速率，细菌的硫酸盐还原作用将产生硫化氢和黄铁矿具有相对重的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ 值 (Aharon et al., 2000)。

而方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值为 $-12\% \sim -20\%$ (表 1)，表明方解石中部分碳来自有机质。已研究表明本区方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 最低为 -27.6% ，来自油气的氧化作用 (Cai et al., 2007a)。于是，与磁铁矿共生的方解石，其碳源很可能是油气的氧化所产生的 CO_2 与无机来源的 CO_2 混合的产物；尽管还不能排除地层中煤线或植物碎屑的贡献。

包裹体中石油烃具有生物降解的证据，部分支持了本区油气氧化作用提供了富 ^{12}C 的方解石。该方解石与 SRB 成因的黄铁矿紧密共生，暗示细菌硫酸盐还原作用与油气的氧化具有密切联系。

4.2 石油烃微生物降解

色谱—质谱图显示，包裹体油含有丰富的正构烷烃和一定数量的 25-降藿烷、去甲基三环萜烷。一般认为，存在 25-降藿烷，指示石油遭受严重生物降解 (Peters et al., 1993)。然而，Blanc 等 (1992) 认为原油中 25-降藿烷也有可能直接来自源岩。在三叠系源岩抽提物及来源于石炭系—二叠系的原油中，并没有检测到 25-降藿烷和去甲基三环萜烷系列。这表明包裹体石油烃中所检测到的 25-降藿烷并非来自源岩，结合 $m/z = 85$ 谱图上的“鼓包”，最可能是生物降解的产物。而包裹体油中较完整的正构烷烃则应为后期油气的二次充注的结果 (Volkman et al., 1983)。包裹体油 Pr/n-C₁₇、Ph/n-C₁₈ 比值高于三叠系源岩抽提物，暗示后期充注的油

气也受到轻微的生物作用影响。这些说明，油气在被石英颗粒捕获之前，遭受长期的生物降解作用。

通常认为，油气生物降解主要是喜氧细菌作用的结果 (Peters et al., 1993)。然而，近年来，研究显示，尽管厌氧微生物比喜氧微生物降解烃类的速率低，地下储层中石油烃是以厌氧微生物降解作用为主 (Larter et al., 2003)。直罗组硫酸盐还原菌 (SRB) 成因黄铁矿大量存在，显示 SRB 异常活跃。这样，石油被 SRB 在厌氧条件下降解氧化是可能的，而降解产生的有机 CO_2 为方解石中碳的重要来源。

4.3 磁铁矿成因解释

含矿主岩石英矿物含有烃类包裹体、方解石胶结物具有油气来源 CO_2 贡献、包裹体油具有生物降解的特征，暗示直罗组曾经发生过油气的运移或聚集，而油气在被石英矿物捕获之前遭受过微生物作用。这些一致说明，本次发现的球状磁铁矿，与前人发现的球状自生磁铁矿具有相同的成因，即，微生物与油气共同作用的产物。扫描电镜下，磁铁矿是具有粗糙的表面圆状颗粒，而这种不规则的结晶形态，反映了生物还原的快速、不受控制的生长的结果 (Sparks et al., 1990)。

通常认为，铁还原菌在降解、氧化有机质同时，将 Fe^{3+} 作为电子接受者而直接还原到 Fe^{2+} ，从而形成磁铁矿 (Lovely et al., 1987; Lovely, 1990)。然而，本区含有较多的黄铁矿，暗示 SRB 大量繁殖。而这种条件并不适合铁还原菌的生存 (Lovely et al., 1993)。研究已发现，SRB 在贫硫酸盐的条件下，也可以将 Fe^{3+} 还原，形成磁铁矿 (Lovely et al., 1993)。后来，又发现某一特殊 SRB 菌种——RS-1，利用新陈代谢作用，可以同时形成磁铁矿和铁硫化物 (Sakaguchi et al., 1993, 2002)。有意义的是，McCabe 等 (1987) 和 Sakaguchi 等 (1993) 均暗示，油气藏周围的磁铁矿存在可能与 SRB 有关。这样，SRB 可能与铁还原菌作用类似 (Lovely et al., 1987, 1993; Lovely, 1990)，即利用烃类作为新陈代谢的碳源，伴随着油气的厌氧氧化，直接或间接将地层中的 Fe^{3+} 还原成 Fe^{2+} ，并与原来地层中含有的 Fe^{3+} 共同作用，形成球状自生磁铁矿。但由于 SRB 还原 SO_4^{2-} 产生 H_2S ，多数被还原的 Fe^{2+} 形成 FeS_2 ，因此，仅少数球状自生磁铁矿能得以保存。

球状磁铁矿 ($1\text{Fe}^{2+} + 2\text{Fe}^{3+}$) 和黄铁矿 (Fe^{2+}) 稳定地共存于同一高铀含量的砂岩中，暗示铀成矿环境为弱还原的铁还原与更强还原的硫酸盐还原环

境之间变化,或者,为硫酸盐还原环境但硫酸盐供给量有限, Fe^{3+} 直接被硫酸盐还原菌还原。

5 结论

(1) 烃类包裹体存在证明,本区曾经有烃类运移或聚集过;包裹体油含有 25-降藿烷系列,及 $m/z=85$ 谱图存在“鼓包”, $\text{Pr}/n\text{-C}_{17}$ 、 $\text{Ph}/n\text{-C}_{18}$ 比值相对升高,指示油气被石英矿物捕获之前遭受生物降解。

(2) 硫酸盐还原菌(SRB)利用烃类作为新陈代谢的碳源,将油气氧化,直接或间接导致球状自生磁铁矿形成、方解石沉淀。

参 考 文 献 / References

- 刘庆生,张昌达,曲赞,蔡振京. 1991. 自生磁铁矿与烃的富集及运移之间相互关系的研究. 地球科学, 16: 565~571.
- 任战利,张盛,高胜利,崔军平,刘新社. 2006. 伊盟隆起东胜地区热演化史与多种能源矿产的关系. 石油与天然气地质, 27(2): 189~193.
- Aharon P, Fu B. 2000. Microbial sulfate reduction rates and sulfur and oxygen isotope fractionations at oil and gas seeps in deepwater Gulf of Mexico. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 64(2): 233~246.
- Blanc P H, Connan J. 1992. Origin and occurrence of 25-norhopanes: a statistical study. *Organic Geochemistry*, 18: 813~828.
- Cai C F, Worden R H, Wang Q H, Xiang T S, Zhu J Q, Chu X L. 2002. Chemical and isotopic evidence for secondary alteration of natural gases in the Hetianhe Field, Bachu Uplift of the Tarim Basin. *Organic Geochemistry*, 33: 1415~1427.
- Cai C F, Li H T, Qin M K, Luo X R, Wang F Y, Ou G X. 2007a. Biogenic and petroleum-related ore-forming processes in Dongsheng uranium deposit, NW China. *Ore Geology Reviews*. (in press, see website).
- Cai C F, Dong H L, Li H T, Xiao X J, Ou G X, Zhang C M. 2007b. Mineralogical and geochemical evidence for bacterial uranium mineralization coupled with hydrocarbon oxidation in the Shashagetai deposit, NW China. *Chemical Geology*, 236: 167~79.
- Clark I D, Fritz P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. New York: Lewis Publishers, 328.
- Elmore R D, Enqel M H, Crwaford L, Nick K, Imbus S, Sofer Z. 1987. Evidence for a relationship between hydrocarbon and authigenic magnetite. *Nature*, 325: 428~430.
- George S C, Ahmed M, Liu K, Volk H. 2004. The analysis of oil trapped during secondary migration. *Organic Geochemistry*, 35: 1489~1511.
- Larter S, Wilhelms A, Head I, Koopmans M, Aplin A, DiPrimio R, Zwach C, Erdmann M, Telnaes N. 2003. The controls on the composition of biodegraded oils in the deep subsurface—part 1: Biodegradation rates in petroleum reservoirs. *Organic Geochemistry*, 34: 601~613.
- Lovely D R, Stolz J F, Nord G L, Phillips E J P. 1987. Anaerobic production magnetite by a dissimilatory iron-reducing microorganism. *Nature*, 330(19): 252~254.
- Lovely D R. 1990. Magnetite formation during microbial dissimilatory iron reduction. In: Frankel R B and Blakemore R P ed. *Iron Biominerals*. New York: Plenum Press, 151~166.
- Lovely D R, Roden E E, Phillips E J P, Woodward J C. 1993. Enzymatic iron and uranium reduction by sulfate-reducing bacteria. *Marine Geology*, 113: 41~53.
- McCabe C, Sassen R, Saffer B. 1987. Occurrence of secondary magnetite within biodegrade oil. *Geology*, 15: 7~10.
- Peters K E, Moldowan J M. 1993. *The Biomaker Guide—Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments*. Prentice Hall, Inc.
- Sakaguchi T, Grant B J, Matsunaga T. 1993. magnetite formation by a sulphate-reducing bacterium. *Nature*, 365: 47~49.
- Sakaguchi T, Arakaki A, Matsunaga T. 2002. *Desulfovibrio magneticus* sp. nov., a novel sulfate-reducing bacterium that produces intracellular single-domain-sized magnetite particles. *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, 52: 215~221.
- Saunders D F, Burson K R, Thompson C K. 1999. Model for hydrocarbon microseepage and related near-surface alteration. *AAPG Bulletin*, 83: 170~185.
- Sparks N H C, Mann S, Bazylnski D A, Lovely D R, Jannasch H W, Franke R B. 1990. Structure and morphology of magnetite anaerobically-produced by a marine magnetotactic bacterium and a dissimilatory iron-reducing bacterium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98: 14~22.
- Volkman J K, Alexander R, Kagi R I, Woodhouse G W. 1983. Demethylated hopanes in crude oils and their applications in petroleum geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 785~794.

Origin of Spherical Magnetite from Host Sandstone of the Dongsheng Uranium Deposit, Inner Mongolia

LI Hongtao^{1,2)}, CAI Chunfang^{1,2)}, LI Kaikai^{1,2)}, LUO Xiaorong^{1,2)}

1) Institute of Geology and Geophysics, Chinese academy of sciences, Beijing, 100029

2) Key Laboratory of Mineral Resources, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029

Abstract

Spherical magnetite has been found in the Middle Jurassic Zhiluo Formation sandstone in Dongsheng area, Inner Mongolia, in the northern of the Ordos basin. In order to assess its origin, the host sandstone has been analyzed for fluid inclusion oil biomarkers, pyrite $\delta^{34}\text{S}$, calcite $\delta^{13}\text{C}$ and observed under scanning electron microscope (SEM) and X-ray energy dispersive spectroscopy analyzer (EDS). Fluid inclusion oils in the host sandstone are characterized by significant amounts of demethylated hopanes and tricyclic terpanes and existence of unresolved complex mixtures. The features indicate the result of biodegradation. Pyrite has $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ values as low as -19.8% , indicating that the sulfur was originated from bacterial sulfate reduction. Calcite cement exhibits $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values from -12.3% to -19.7% , suggesting that partial CO_2 was derived from petroleum oxidation. Biogenic pyrite was found to intimately intergrow with calcite cements with petroleum-derived carbon, suggesting that petroleum was likely oxidized by sulfate reducing bacteria (SRB) and thus supplied a source of the carbon in the calcite. Furthermore, SRB may reduce Fe^{3+} to Fe^{2+} by anaerobic respiration, resulting in magnetite precipitation. These lines of evidence lead to proposal that SRB may have degraded hydrocarbons coupled with Fe^{3+} reduction and thus spherical magnetite formation. The association has important significance likely to uranium ore and petroleum exploration.

Key words: Dongsheng uranium deposit; spherical magnetite; $\delta^{34}\text{S}$; $\delta^{13}\text{C}$; hydrocarbon inclusions; sulfate reducing bacteria (SRB)

(上接第 439 页) 地质科技的优秀人才指明了方向。他们结合自身的成长经历,充分肯定了青年地质科技奖对青年人成才的推动作用及其在我国地质科技发展的特定时期不可替代的地位,她为青年人后来获得更高层次的奖项奠定了基础。

与会院士在座谈时要求中青年地质科技工作者,要注重学科交叉、注重野外地质工作,要为国家经济建设解决实际问题;要立足国内,逐步在国际上占有一席之地,为国争光。要求青年地质科技奖评选工作继续保持公正、公平和公开,为科技界评奖工作树立典范,为科技界学风建设作出贡献。

孟宪来常务副理事长在与获奖者座谈时指出,地质工作永远不会停止,目前工作领域在不断拓宽,深度也在加大,这应该成为地质工作者的信念。他说,在人均 GDP1000~3000 美元之间,是资源大量消耗、环境问题越发突出的矛盾凸显期,地质事业面临很好的发展机遇,还有很大的发展空间,现在农业地质、城市地质都发展起来了,基础地质工作程度也在不断加深,国家经济社会发展对地质工作的需求会越来越

多。但当前地质人才依然十分紧缺,尤其缺少在野外一线从事地质工作的人才,缺少能够解决重大地质问题的人才。希望现在要抓住机遇,为地质科学的发展贡献力量。另外还要带动一批年青的地质人才成长,不仅在业务上能力强,还要树立正确的人生观,把国家的需要作为自己的奋斗目标。

中国青年地质科技奖(金、银锤奖)设立于 1989 年,迄今,该奖已评选 10 届,形成了一套完善的评选制度,产生了 76 个金锤奖获得者和 300 个银锤奖获得者,所遴选的获奖者约占当年全国在职地质科技人员(5 万人)的千分之一,这个数据表明,该奖项具有很高的含金量,在社会上具有很高的知名度和影响力。中国地质学会历届青年地质科技奖获奖者学术交流会,是中国地质学会近 20 年来,首次召开的中国地质学会青年地质科技奖——金锤奖、银锤奖获得者学术交流会,不仅得到获奖者的积极响应,也得到了中国科协学会部和中国地质学会第 38 届理事会常务理事会的重视。

(禹启仁 供稿 章雨旭 编辑)

西昆仑麻扎—黑恰达坂多金属矿化带的发现及地质意义

李博秦^{1,2)}, 姚建新¹⁾, 王峰²⁾, 罗乾周²⁾, 计文化³⁾, 尹宗义²⁾, 蔺新望²⁾,
张清胜²⁾, 孔文年²⁾, 刘曦鹏²⁾, 张俊良²⁾, 陈高潮²⁾

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 2) 陕西省地质调查院, 陕西咸阳, 712000;
3) 中国地质调查局西安地质矿产研究所, 西安, 710054

内容提要:西昆仑以其强烈的构造变形、频繁的岩浆活动、漫长的地质演化历史及特殊的大地构造环境而具有得天独厚的成矿地质条件。然而由于恶劣的自然地理条件所限, 该区地质矿产工作程度一直较低。2002~2003年度, 作者在野外调查过程中, 在麻扎东陆续发现了三处五个以铜为主的多金属矿(化)体。它们与康西瓦—苏巴什构造带在空间、时间和成因上有着密切的依存关系, 构成黑恰达坂多金属矿化带。虽然带内矿体品位较低, 但规模巨大, 具有较好的成矿地质条件和明显的化探异常显示, 找矿前景良好。

关键词:多金属矿化带; 找矿勘查; 麻扎—黑恰达坂; 西昆仑

成矿作用与构造运动往往有着紧密的内在联系, 构造运动愈强烈成矿作用愈明显。在西昆仑由北向南分布着晚古生代阿羌—普鲁裂谷火山岩带、早古生代库地蛇绿混杂岩带和晚古生代康西瓦—苏巴什构造结合带, 它们与西昆仑矿产分布有着密切关系。沿西昆仑北部的阿羌—普鲁裂谷火山岩带分布着块状硫化物型铜铅锌多金属矿化带(贾群子等, 2000; 李博秦, 2002), 沿库地蛇绿混杂岩带发现了与超基性岩有关的铁镍矿床、岩浆热液型铜铅锌多金属矿和构造蚀变岩型铜矿化(陕西省地质调查院^①), 2000年陕西省地调院在田县进行1:25万地质调查时, 在苏巴什一带发现了斑岩型铜矿化^②, 新疆维吾尔自治区区域地质志(1993)中提到苏巴什两侧古元古界片岩中有变质型铁矿化, 陕西省地调院2002年在康西瓦一带发现了铜铅锌银多金属矿化点^③, 尽管很少有人明确提出麻扎—康西瓦—苏巴什多金属成矿带, 但这些与麻扎—康西瓦—苏巴什构造活动有关的矿化线索无疑已经证明该构造结合带本身就是一个多金属成矿带。

本文在野外工作过程中, 于麻扎—康西瓦—苏巴什构造结合带的西段麻扎以东33~84km间发现

了以铜为主的黑恰达坂多金属矿化带。它不但丰富了麻扎—康西瓦—苏巴什成矿带的内容, 对于西昆仑成矿区带的划分也具有重要意义。本文采集的光、薄片样品由陕西地矿局区域地质矿产研究院周青山高工鉴定, 岩石化学样品由陕西地矿局中心实验室测试。

1 区域地质概况

昆仑山位于青藏高原北部, 大致呈东西向横贯新疆南部和青海中部, 东与秦岭相接, 西连北帕米尔, 全长2000km以上, 以阿尔金断裂为界可将其分成东、西昆仑(潘裕生等, 1996)。是中央造山带的重要组成部分(姜春发等, 1992; 2000)。以麻扎—康西瓦—苏巴什结合带为界将青藏高原北部划分为两大I级构造单元, 即北部的古亚洲构造域和南部的昆南—羌北缝合系(中国地质调查局西安地质调查中心^④)。结合带北侧主要出露老地层(*Chst*, *Jxs*, *Pt₂*), 南侧主要为古生代和中生代地层, 出露少量老的微陆块(*Pt1k*, *Ch_t*)。

麻扎—康西瓦—苏巴什结合带出露宽度一般1~60km, 在麻扎一带呈眼球状, 宽度10km左右, 由

注: 本文为中国地质调查局“1:25万麻扎幅区域地质调查”项目(编号200213000005)、中国西北地区若干重要演化阶段地层格架建立与对比研究(编号1212010611702)和国家自然科学基金资助项目(编号40572018)的成果。

收稿日期: 2006-12-22; 改回日期: 2007-04-18; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 李博秦, 男, 1966年生。高级工程师, 博士研究生。主要从事区域地质调查工作。通讯地址: 100037, 北京市西城区阜外大街26号中国地质科学院地质研究所; Email: lbq663@126.com。

火山弧杂岩块体、与弧相关的沉积建造和构造混入的外来岩块构成构造混杂岩(李博秦等,2006);在苏巴什一带宽度达60km,其间保存大量典型的蛇绿岩残片,俯冲碎屑复理石增生楔和后期残留海沉积(计文化等,2004)。它包含了从新元古代到三叠纪不同性质的洋、陆演化历史。

2 矿化带地质特征

矿化带赋存在麻扎—康西瓦—苏巴什构造结合带内,其延展方向、产状严格受结合带控制(图1)。构造结合带走向NW,长度>300km,宽度1~2km,向北陡倾。结合带由多期叠加、复合的断裂带以及夹于其中的残留火山弧、相关边缘建造组成,其上为三叠纪山间磨拉石(T_1s)以断层或不整合覆盖。

矿化带南侧出露志留系温泉沟群(S_1Wg)变质长石石英杂砂岩,变质细砂岩,变质石英粉砂岩,变质细粒长石砂岩,黄羊岭群(PH)深灰色斑点状板岩、粉砂质板岩;北侧出露赛图拉岩群(Chst)石榴黑云石英片岩、含石榴长石浅粒岩、石榴斜长黑云石英片岩。

受构造作用影响,岩浆活动较为频繁,二叠纪形成黑云母花岗闪长岩,三叠纪形成黑云母二长花岗岩,均分布在构造带北侧。

目前在研究区构造带内已发现三处矿化共五个矿(化)体,分别分布在新藏公路273km处北沟、黑恰达坂及新藏公路324km处,它们构成新疆叶城县黑恰达坂多金属矿化带。

3 典型矿(化)点特征

3.1 新疆叶城县新藏公路273km处北沟多金属矿化点

3.1.1 矿区地质特征

该矿点位于新疆叶城县新藏公路273km处北沟内。矿区的南部出露志留系深灰色粉砂质板岩,产状 $10^\circ \angle 60^\circ$,中部为钙质糜棱岩夹少量碳质糜棱岩,二者断层接触,北部为一套火山角砾岩、玄武岩,岩石有绿帘石化、绿泥石化等蚀变,西北角为三叠系浅灰色厚层状砂砾岩,产状 $270^\circ \angle 35^\circ$,与南侧火山角砾岩、玄武岩角度不整合接触。矿区岩浆活动频繁,有早期就位的辉长岩、闪长岩,也有晚期侵入的

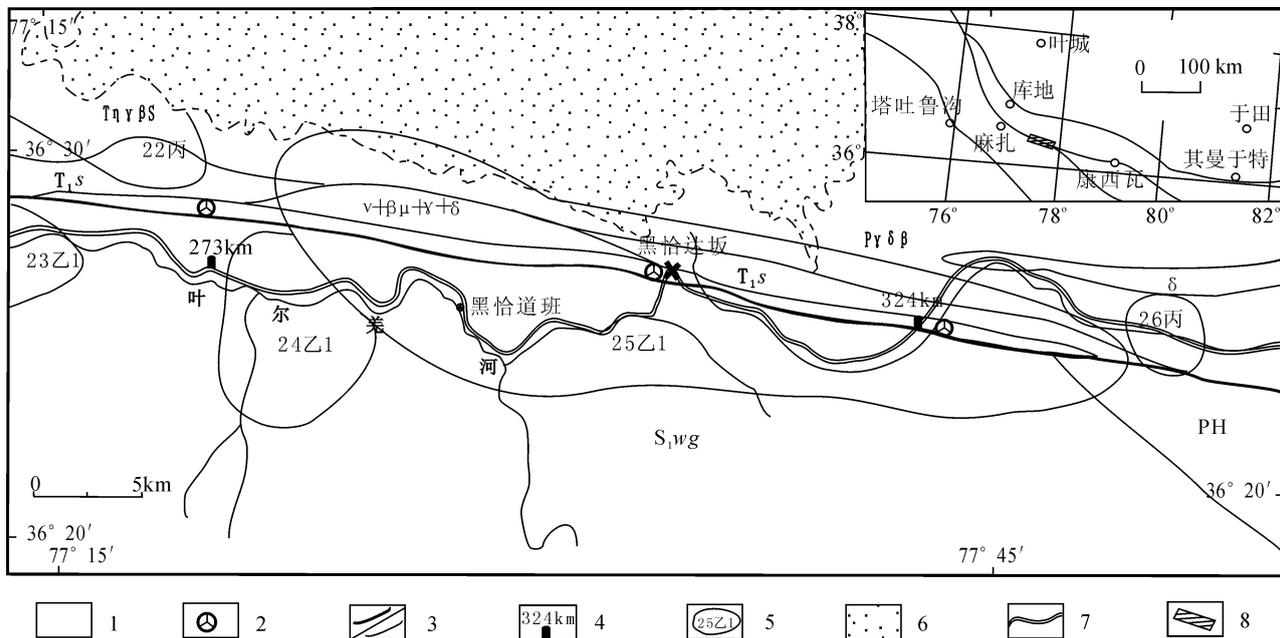


图1 西昆仑麻扎—黑恰达坂多金属矿化带地质略图

Fig. 1 Geological sketch map of the Mazar—Heiqiadaban polymetallic mineralization zone

T_1s —赛力亚克达坂群;PH—黄羊岭群; S_1Wg —温泉沟群;Chst—赛图拉岩群; γ —花岗岩; δ —闪长岩; v —辉长岩; $\beta\mu$ —辉绿岩; $T_1\gamma\beta S$ —黑云母二长花岗岩; $P\gamma\delta\beta$ —黑云母花岗闪长岩;1—多金属矿化带;2—多金属矿化点;3—主干断裂/断层;4—公路里程碑;5—化探综合异常及编号;6—雪被区;7—新藏公路;8—矿化带位置

T_1s —Sailiyakadaban Group;PH—Huangyangling Group; S_1Wg —Wenquangou Group;Chst—Saitula suite rock; γ —granite; δ —diorite; v —gabbro; $\beta\mu$ —diabase; $T_1\gamma\beta S$ —biotite adamellite; $P\gamma\delta\beta$ —biotite granodiorite;1—polymetallic ore belt;2—polymetallic occurrence;3—suture zone/faultage;4—highway milestone;5—the anomaly map of geochemical exploration and serial number;6—snow cover;7—the highway from Xinjiang to Xizang(Tibet);8—location of the mineralization zone

中细粒花岗岩,它们分布在矿区的中部,呈带状近东西向展布。矿区断裂构造发育,产状 $180^{\circ}\sim 185^{\circ}\angle 50^{\circ}\sim 75^{\circ}$,与区域构造线一致。I号多金属矿(化)体出露在康西瓦构造带边部糜棱岩带中;II号铜矿(化)体出露在中细粒花岗岩内;III号铜矿(化)体出露在玄武岩内。

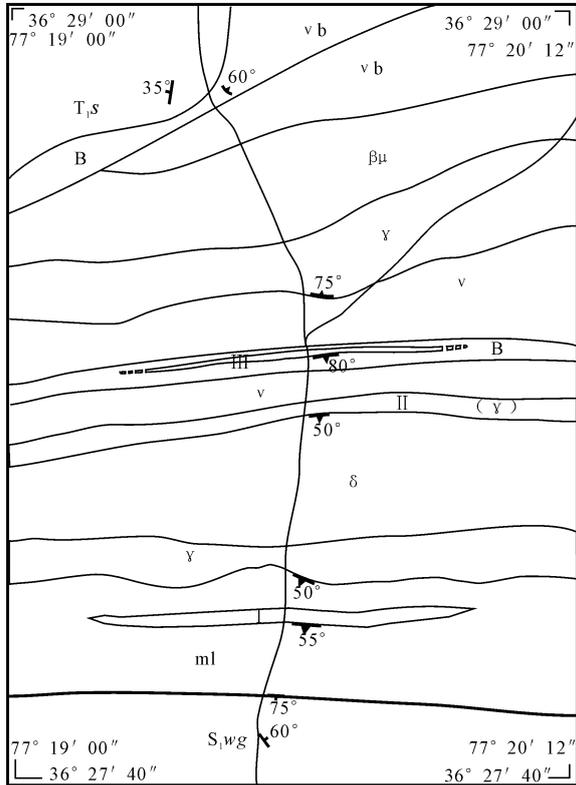


图 2 叶城县新藏公路 273km 处多金属矿体平面图

Fig. 2 Planform of polymetallic orebodies in the 273km of the Xinjiang to Xizang(Tibet) highway, Ye Cheng county
 T_{1s}—砂砾岩;S_{1wg}—粉砂质板岩;vb—火山角砾岩;B—玄武岩;v—辉长岩;βμ—辉绿玢岩;δ—闪长岩;γ—花岗岩;ml—糜棱岩;1—矿体及编号;2—断层;3—地层产状;4—接触产状;5—水系
 T_{1ss}—glutenite;S_{1wg}—mealy slate;vb—volcanic breccia;B—basalt;v—gabbro;βμ—algovite;δ—diorite;γ—granite;ml—mylonite;1—orebodies and their numbers;2—faultage;3—stratal attitude;4—attitude of interface;5—water system

3.1.2 矿点地质概况

矿点由三个矿体组成,包括铜矿体(III)、铜矿化体(II)和多金属矿化体(I)(图 2)。

I号多金属矿化体:主要赋存在碳质糜棱岩中,呈透镜状、饼状、脉状、串珠状沿糜棱面理分布,出露宽度 40m,长度 >1000m。规模受碳质糜棱岩控制,产状 $185^{\circ}\angle 55^{\circ}$ (图 2,图版 I-a)。矿化主要表现为

孔雀石化,呈细脉状、浸染状分布(图版 I-b),硅化蚀变强烈。矿石自然类型为孔雀石化碳酸岩,矿石矿物为孔雀石,脉石矿物为石英、方解石。伴生铅、锌、金、银。样品经陕西省地调局中心实验室(化学方法)分析,铜含量 0.13%;铅含量 0.35%;锌含量 0.24%;金含量 0.13g/t;银含量 3.1g/t。

II号铜矿化体:分布在中细粒花岗岩内,岩石破碎,次级断裂发育,矿化主要赋存在裂隙内,与围岩为渐变过度关系。出露宽度 50m,长度 >1200m,产状 $180^{\circ}\angle 50^{\circ}$ 。矿化主要表现为孔雀石化,矿化较均匀。硅化蚀变较强。主要矿石矿物为孔雀石。脉石矿物为黄铁矿、石英、绢云母、长石。黄铁矿呈浸染状、星点状。伴生金、银。采化学拣块样,经陕西省地调局中心实验室(化学方法)分析,铜含量 0.19%;金含量 0.17g/t;银含量 3.0 g/t。

III号铜矿体:赋存在玄武岩内,岩石破碎,辉绿岩脉、辉长岩脉发育,硅化、黄铁矿化蚀变强烈。与围岩为渐变过度关系。出露宽度 21m,长度 >2000m,产状 $170^{\circ}\angle 80^{\circ}$ 。受玄武岩与次级断裂控制。矿化主要表现为黄铜矿化。黄铜矿呈微细粒浸染状、脉状分布。脉石矿物为石英、黄铁矿等。经化学分析铜含量 0.22%;金含量 0.09g/t;银含量 1.7g/t。

3.1.3 控矿因素

康西瓦—麻扎构造混杂岩带。

3.1.4 成因类型

据宏观地质及矿石矿物组合、分布特征分析,I号多金属矿化体成因类型可能为构造蚀变岩型;II号铜矿化体可能为岩浆热液型;III号铜矿体可能为构造—火山岩型。

3.1.5 成矿时代

矿化形成时间与麻扎—康西瓦—苏巴什构造带聚合时间基本一致,推断其成矿时代为石炭—二叠纪。

3.2 新疆叶城县新藏公路 324km 处多金属矿化点

3.2.1 矿区地质特征

位于新疆叶城县新藏公路 324 公里东 1 公里处叶尔羌河东侧。矿区主要出露长城纪二云石英片岩、石榴石二云石英片岩,岩石变形强烈,普遍糜棱岩化。片岩内夹蛇纹岩化泥灰岩。在矿(化)点的南部为志留系深灰色斑点状粉砂质板岩,深灰色斑点状粉砂质板岩与糜棱岩化二云石英片岩呈断层接触。长城系北侧为二长花岗岩,与长城系石榴石二云石英片岩断层接触。矿(化)体出露在长城系糜棱

岩化二云石英片岩中。蚀变辉绿岩脉较发育。

3.2.2 矿(化)体地质特征

矿(化)体产于构造带内,走向近东西,与构造带走向一致,产状 $180^{\circ}\sim 210^{\circ}/\angle 55^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 。出露宽度 $0.5\sim 2\text{m}$,断续延伸(图3)。围岩为糜棱岩化二云石英片岩,硅化蚀变强烈。矿化主要表现为孔雀石化,较均匀。矿石矿物主要为孔雀石;脉石矿物为黄铁矿、石英、黑云母、白云母等,黄铁矿粒度细小,呈浸染状分布。主要为铜、铅、锌矿化,伴生金、银矿化。采化学拣块样,经陕西省地矿局中心实验室(化学方法)分析,铜、铅、锌含量分别为 $0.13\%、0.18\%、0.36\%$;金、银分别为 0.04g/t 和 1.3g/t 。

根据矿石蚀变、矿化特征,初步认为矿化类型为构造蚀变岩型。

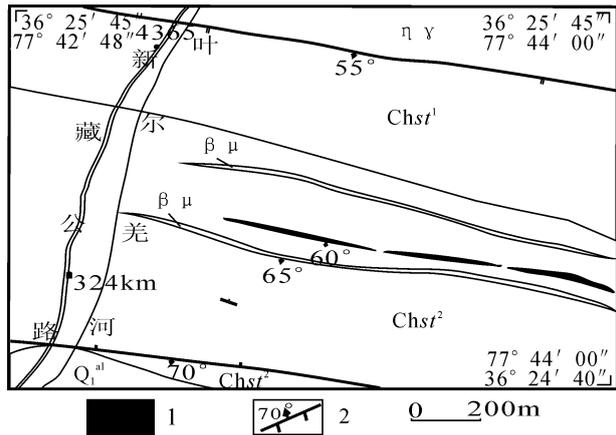


图3 叶城县新藏公路324km处多金属矿体平面图

Fig. 3 Planform of polymetal orebodies at 324km of the Xinjiang to Xizang(Tibet) highway, Yecheng county
 Q_1^{al} —第四系冲积物; $Chst^1$ —长城系片岩; $Chst^2$ —糜棱岩化片岩; $\eta\gamma$ —二长花岗岩; $\beta\mu$ —蚀变辉绿岩脉; 1—矿体; 2—断层及产状
 Q_1^{al} — Quaternary system; $Chst^1$ —schist of Changchengian System; $Chst^2$ — mylonite schist; $\eta\gamma$ —adamellite; $\beta\mu$ —metamorphic diabase vein; 1—orebodies; 2—fault and attitude

3.3 黑恰达坂多金属矿点

矿点位于黑恰达坂西侧。研究区出露出一套志留系深灰色粉砂质板岩,斑点状板岩,绢云母板岩等。板理产状: $235^{\circ}/\angle 65^{\circ}$ 。岩石变形较强,次级断裂较为发育,岩浆活动微弱。

矿体产于次级断裂之中,矿体出露宽度 $1.5\sim 10\text{m}$,有些地段出露达30余米(图版 I-c)。形态不规则,产状: $215^{\circ}/\angle 73^{\circ}$,围岩为斑点状粉砂质板岩。硅化、绢云母化、黄铁矿化蚀变强烈。主要为锌、铅、铜、银矿化,矿石为浸染状结构(图版 I-d)、矿石矿

物的脉状结构(图版 I-e)、自形粒状结构(或晶簇)(图版 I-f),沿断裂带可见到等轴晶系的方铅矿晶体(图版 I-g)。致密块状构造,矿石矿物为闪锌矿、方铅矿、黄铜矿等,脉石矿物为黄铁矿、石英、绢云母等。锌、铅、铜、银含量分别为: $0.26\%\sim 8.71\%、0.31\%\sim 21.10\%、0.1\%\sim 0.78\%、1.7\text{g/t}$ 。私有企业已经开始开采(图版 I-h)。

4 化探异常特征

1:50万化探资料^①显示带内异常以 Cu、Au、Ag、Mo、As、Sb、 Fe_2O_3 、Mn、Co、W、Sn 为主,伴有 Pb、Zn、Bi、Nb、Zr、Li、Y、V、MgO、Ti、Cr、Ni 等元素异常。异常规模大、强度高,元素组分多,重合好。带内西段以 Cu、Ag、Au、As、Sb、Pb、Zn、 Fe_2O_3 、Mn、Co、Mo、Sn、W 等元素异常为主,而东段则以 Au、Cu、As、 Fe_2O_3 、Mn、Co、Zr、Nb、Li、Cr、Ni、V、Ti 等元素异常为主。表明西段是寻找铜、银、金多金属矿产的有利地区,而东段则是寻找金、铜矿床的有利地区。25乙₁、24乙₁、23乙₁、22丙、24丙综合异常分布在矿化带上或矿化带两侧(图1),对带内25乙₁异常进行查证,发现了铜矿化带和铜金矿化带两条。在23乙₁异常和64乙₃异常内见孔雀石化、蓝铜矿化转石多处。

5 找矿方向

(1) 一般认为,矿床的形成(成矿作用)与构造活动、岩浆活动、变质变形作用密切相关,并与它们的活动、变质强度成正相关,构造、岩浆、变质的叠加更有利于成矿。麻扎—康西瓦构造结合带经历了漫长的(石炭—三叠纪)板块俯冲、碰撞,伴有频繁的岩浆活动和强烈的变质变形,为多成因、多矿种的成矿作用提供了良好的地质条件。尤其是强烈的变质变形,不但对成矿非常有利,而且其形成的断裂、裂隙为矿液的运移、沉淀提供了空间,研究区发现的矿化体大多赋存在构造裂隙或韧性剪切带中;

(2) 明铁盖—麻扎—阿克赛钦金矿床(孙海田等,2003)也应该是位于该带的东端。再向东延伸,东部的德尔尼地区火山岩型铜(钴)矿床、铜峪沟等大中型矿床也是该带东段的中型铜矿床。主要成因类型为火山岩型及火山喷流型,东部带内所发现的铜矿床均分布于晚古生代火山—沉积岩系中,主要受火山岩穹窿和层状火山构造控制;

(3) 研究区沿该带已发现三处矿化点,矿化严格受康西瓦构造带控制,且规模较大。成因类型有

构造—火山岩型、构造蚀变岩型、构造热液型、岩浆热液型等,与区域上东部的矿种、矿化类型及成因类型均可对比,它应为康西瓦铜、金成矿远景带的西延;

(4) 向东陕西地调院在康西瓦一带于同构造带中亦发现多处铜、铅、锌等矿化,铅锌含量均高出对应工业品位十倍左右②;

(5) 陕西省地调院 2000~2002 年在叶尔羌河上游进行 1:50 万水系沉积物测量,据他们分析,他们对紧邻麻扎—康西瓦构造带(及位于带内以岩块方式产出的)的温泉沟群(S_1wg)、黄羊岭群(PH)进行了含矿性评价③。岩石地球化学资料显示,温泉沟群(S_1wg)Cu、Au、Ag、Sb、Mo、Ni、Pb 相对富集,分布不均匀—极不均匀,相对成矿指数较高。有利于铜、金、银多金属等矿产的形成;黄羊岭群(PH)中 Pb、Zn、Ag、Cd、Hg、Cu、Ni 相对富集且分布不均匀,相对成矿指数高。有利于铅、锌、银、铜等矿产的形成。

陕西省地质调查院(2000)在对地球化学特征分析的基础上,提出了阿克赛钦铜、金、银、铁、钼成矿亚带(位于康西瓦断裂、哈巴达克达坂南断裂和喀喇昆仑断裂之间)③。同时还对成矿亚带内成矿元素地球化学储量进行了估算,其中 Cu 4.3 亿吨、Au 2.2 万吨、Ag 126 万吨、 Fe_2O_3 7549 亿吨,显示出较好的成矿潜力。对带内部分化探异常进行了查证,发现了铜、金矿化(陕西省地质调查院,2002),说明研究区内的化探异常主要是由矿化作用引起的。他们由此也得出该带是寻找大型铜、金、银多金属矿床的有利地区这一结论。

总之,矿化带位于中央造山带西段,印度板块与欧亚板块的结合部位。构造演化历史长,出露的岩石类型复杂多样,岩浆活动频繁而强烈,昆仑山—阿尔金山重力异常梯度带横贯全区(孙海田等,2003),这一切都体现了研究区良好的成矿地质条件。岩石地球化学资料也反映出麻扎—康西瓦构造带蕴藏着丰富的铜、铅、锌、金、银等多金属矿产资源,具有极好的找矿前景。通过进一步工作,有望发现大型铜、铅、锌、金、银矿床。主攻矿种方向为铜、铅、锌、银、金等多金属矿产。

致谢: 本文在编写过程中陕西省区域地质矿产研究院肖新元高级工程师提出了宝贵意见,部分插

图由陕西省区域地质矿产研究院许革新完成,本文岩石化学样品由陕西省地矿局中心实验室完成,对他(她)们的热心支持和帮助表示衷心地感谢。

注 释

- ① 陕西省地质调查院. 2004. 麻扎幅区域地质调查报告, 1: 250000.
- ② 陕西省地质调查院. 2002. 伯力克幅区域地质调查报告, 1: 250000.
- ③ 陕西省地质调查院, 2002. 新疆西昆仑叶尔羌河地区矿产资源综合评价.
- ④ 中国地质调查局西安地质调查中心. 2006. 青藏高原北部基础地质研究报告.
- ⑤ 陕西省地质调查院, 2002. 新疆维吾尔自治区西昆仑叶尔羌河上游 1: 500000 水系沉积物测量报告.

参 考 文 献 / References

- 贾群子, 李文明, 于浦生, 等. 2000. 西昆仑块状硫化物矿床成矿条件和成矿预测. 北京: 地质出版社.
- 姜春发, 杨经纬, 冯秉贵, 朱志直, 赵民, 柴耀楚, 施希德, 王怀达, 胡金庆. 1992. 昆仑开合构造. 北京: 地质出版社, 224.
- 姜春发, 王宗起, 李锦轶, 等. 2000. 中央造山带开合构造. 北京: 地质出版社, 154.
- 计文化, 韩芳林, 王巨川, 等. 2004. 西昆仑于田南部苏巴什蛇绿混杂岩的组成、地球化学特征及地质意义. 地质通报, 23(12): 1196~1201.
- 李博秦. 2002. 普鲁裂谷火山岩带块状硫化物矿床特征及找矿远景分析, 陕西地质, 20(2): 59~65.
- 李博秦, 姚建新, 计文化, 等. 2006. 西昆仑叶城南部麻扎地区弧火成岩特征及锆石 SHRIMP U-Pb 测年, 地质通报, 25(1~2): 124~132.
- 潘裕生, 周伟明, 许荣华, 王东安, 张玉泉, 谢应雯, 陈挺恩, 罗辉. 1996. 昆仑山早古生代地质特征与演化. 中国科学(D辑), 26(4): 302~307.
- 孙海田, 李纯杰, 吴海, 等. 2003. 西昆仑金属成矿省概论. 北京: 地质出版社.
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 中华人民共和国地质矿产部地质专报, 一、区域地质, 第 32 号. 北京: 地质出版社, 1~194.

图 版 说 明 / Explanation of Photos

照片为作者于 2002、2005、2006 年野外地质调查时拍摄。

- a. 新藏公路 273km 北沟 I 号多金属矿化体外貌特征。
- b. 浸染状孔雀石。
- c. 黑恰达坂多金属矿点外貌。
- d. 浸染状闪锌矿、方铅矿。
- e. 网脉状闪锌矿。
- f. 闪锌矿晶簇。
- g. 方铅矿晶体。
- h. 采矿洞。

Discovery of the Polymetallic Mineralization Zone in Mazar—Heiqiadaban Area, West Kunlun, and Its Geological Significance

LI Boqin^{1,2)}, YAO Jianxin¹⁾, WANG Fen³⁾, LUO Qianzhou²⁾, JI Wenhua³⁾, YIN Zongyi²⁾,
LIN Xinwang²⁾, ZHANG Qingsheng²⁾, KONG Wennian²⁾, LIU Xipeng²⁾,
ZHANG Junliang²⁾, CHEN Gaochao²⁾

1) *Institute of Geology, China Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

2) *Shaanxi Institute of Geological Survey, Xianyang, Shaanxi, 721000;*

3) *Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Xi'an, 710054*

Abstract

Magmatism was frequent, tectonic deformation was violent, the history of geological evolution was long and geological condition of producing mineral was good in West Kunlun. There is advantaged geological condition of producing mineral in West Kunlun, but the grade of commodity research is low because of the execrable physical geography. During the field researching from 2002 to 2003, three mineralizations which all have five ore bodies were found to the east of Mazar by author. These ore bodies nearly depend on Kangxiwa tectonic belt in time, space and origin. The three mineralizations including five ore bodies constitute the ore band of polymetal in Heiqiadaban. Although the tenor of the ore bodies in ore band is relative low, the ore band has huge size, has good geological condition of producing mineral and clear unconventionality (abnormity) of geochemical exploration, a better future of search for minerals is showed.

Key words: polymetallic ore band; ore research and exploration; Mazar—Heiqiadaban area; West Kunlun

(上接第 514 页) 在先生年逾 80 岁高龄、视力下降的状况下,仍精神振奋地带领一批地质工作者完成了李四光先生生前想做而未来得及做的事。他组织、领导了《地质力学方法与实践》的研究、总结,完成了七部高水平的系列专著(包括一部修订本)和《全球构造体系纲要图》,从而把地质力学提高到了一个新水平,成为地质力学发展的新的里程碑;他担任主编,完成了李四光原著《中国地质学》扩编版的编著和出版,为弘扬李四光先生的学术思想和开创的事业作出了重要贡献。2004 年,他已年逾 90,仍亲自指导《全球构造体系图》的编图工作,病重期间在病床上仍念念不忘此项工作。

孙殿卿院士于 1950 年获得中国地质学会赵亚曾奖,1978 年获得国家自然科学基金一等奖、二等奖,1995 年获得李四光地质科学奖荣誉奖,2001 年获得国家图书奖。

孙殿卿院士是我国地质科学卓越的管理者。

孙殿卿院士十分重视中、青年地质科学工作者的培养教育。60 年代先后主持了三期地质力学进修班,亲任班主任并授课,共培养出 160 余人。此外,他还带出一批博士后、博士和硕士。

孙殿卿院士非常重视实践,他经常告诫地质工作者尤其是年轻的地质工作者要多到野外去,要同石头打一辈子交道。他自己也身体力行。在先生 80 多岁高龄时还强忍病痛深入湖南杨梅山煤矿矿区和广西宜山等地进行野外地质考

察。1985 年亲自到河北迁西、遵化指导研究生野外实习并作野外地质考察。

孙殿卿院士对党和人民无限忠诚,热爱祖国,热爱地质事业,忠实履行一名共产党员的职责。先生一生追求真理,光明磊落,严于律己,宽以待人;学风严谨,重视实践,开拓进取,勇于创新;淡薄名利,一生清廉。他毕生致力于地质力学研究,生前最大的遗愿就是发展和创新地质力学。在病危期间和弥留之际还念念不忘发展地质力学。他恳切希望有关领导和部门更加重视、支持、保护我国科学家自主创立的地质力学;谆谆嘱咐地质力学研究所同志努力学习、刻苦钻研,继承、发展、创新地质力学。

孙殿卿院士把自己的一生无私地奉献给了他热爱的祖国和人民,把他毕生的精力都奉献给他热爱的地质事业,取得了不可泯灭的成就,作出了不可替代的贡献。青山为证,大地为铭。

孙殿卿院士的逝世是我国地质事业的重大损失。我们一定要化悲痛为力量,继承先生遗志,攀登科学高峰,为创新发展地质力学、为祖国经济建设作出更大贡献。

孙殿卿院士永垂不朽!

中国地质科学院地质力学研究所
2007 年 6 月 11 日