

板块构造对海相钾盐矿床分布与成矿模式的控制

刘成林^{1,3)}, 赵艳军¹⁾, 方小敏²⁾, 吕凤琳^{1,3)}, 王立成¹⁾, 颜茂都²⁾, 张华¹⁾, 丁婷³⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 成矿作用与资源评价重点实验室, 北京, 100037;
2) 中国科学院青藏高原研究所, 北京, 100101; 3) 中国地质大学(北京), 北京, 100083

内容提要:表生钾盐矿床主要沉积于陆壳板块上的陆表海盆地中,其沉积受制于全球板块运动,具体影响表现在板块的规模、边界特征、漂移历史与古纬度、古气候等的控制作用。在巨型稳定克拉通上,出现巨型陆表海盆,沉积分布广、厚度大的巨型钾盐矿床或矿集区,矿床沉积类型属于化学岩型即碳酸盐岩型钾盐矿;板块汇聚区域,如特提斯造山带,出现较多的小陆块并形成较小规模的海相及海陆交互相盆地,也形成了一些厚度大的巨型—超大型钾盐矿床或矿床群,沉积类型有化学岩型及碎屑岩型钾矿两类;而大陆板块边缘及其内部,出现裂谷盆地成钾,沉积环境可以从海相到非海相及过渡类型,钾盐沉积规模不等,也可出现超大型矿床,基本属于碎屑岩型钾矿;最后,在大陆板块内部出现典型陆相钾盐沉积。从时代上看,稳定巨型克拉通板块成钾,主要出现于古生代;而板块汇聚时期成钾,主要发生在中生代;裂谷成钾则主要出现在新生代,典型陆相钾盐矿床则出现在第四纪。由此可见,从古生代到新生代,地球表生成钾模式发生了重大转换。从成钾物质来源看,稳定克拉通海盆主要以海水补给为主,特提斯小陆块的海相盆地成钾物质,以海水补给为主,可能存在非海相(以火山活动带来深部物质等)的补给;而裂谷成钾物质补给,则是海相与非海相混合型,甚至一些盆地以非海相物质补给为主。从古生代到中生代,再到新生代,成钾盆地规模快速变小;所形成的钾盐资源量也呈相应递减变化规律。中国小陆块的漂移演化历史受控于全球主要板块的构造演化,其海相盆地成钾作用也应符合世界主要钾盐成矿的基本规律,因此,掌握全球板块对钾盐成矿基本约束规律,有助于研究中国小陆块海相成钾规律,指导中国海相找钾勘查突破。

关键词: 板块运动;小陆块;海相;钾盐矿床;成矿模式

全球板块陆表海盆沉积了丰富的海相钾盐资源,占全球钾盐资源量的绝大部分,但其分布却极不均衡(图 1)。2015 年全球钾盐资源量为 $2500 \times 10^8 \text{ t}$ (K_2O)[●],主要钾盐矿床为古代生代和中生代海相盆地,超大型钾盐矿床主要集中分布于北半球的欧洲、北美洲及中亚等地区(图 1)(Harding, 1967; Kuhn et al., 1968; Adams, 1970; Engene, 1970; Anderson et al., 1970, 1979; Hite et al., 1979; Fuzesy, 1983; Sonnenfeld, 1984; Lowenstein, 1988; 刘群, 1995)。

钾盐成矿是地球表生环境中“气候—物源—构造”三要素耦合的作用,极端干旱气候是成钾的前提,海水等富钾物质来源和构造凹地是成钾的必要条件。陆壳上最早的海相钾盐沉积时期可能始于新元古代末期—震旦纪(巴基斯坦盐岭),随后,在寒武纪、泥盆纪、志留纪、石炭纪、二叠纪、三叠纪、侏罗

纪、白垩纪、古近纪及第四纪海相盆地沉积钾盐,各时代沉积的钾盐资源量呈逐渐递减趋势(刘成林等, 2006)。总之,在多数陆壳板块上均有不同规模的钾矿床沉积,沉积环境有海相、海陆交互相及非海相等,个别洋壳上(古地中海洋壳)沉积了巨量盐类及可能的钾盐(Hsu, 1972)。

全球板块构造从罗迪尼亚(Rodinia)超级大陆裂解到冈瓦那(Gondwana)和劳亚(Laurasia)大陆的聚合、裂解,再到 Pangea 超大陆的聚合,全球多次形成大型克拉通海盆。海盆巨厚蒸发岩建造的形成,有赖于构造与环境气候的耦合。气候旋回与地壳运动的旋回性有关,即每一个大的地壳构造旋回末期,往往都出现一个成盐高峰期,钾盐矿床均出现于成盐的高峰期内(斯特拉霍夫, 1960; 钱自强等, 1994)。Warren(2010)总结世界蒸发岩沉积规律,揭示显生宙两次大盐类沉积期与大陆结合—分离相

注:本文由国家“973”计划项目(编号: 2011CB403007)资助。
收稿日期: 2015-07-06; 改回日期: 2015-08-08; 责任编辑: 黄敏。
作者简介: 刘成林, 男, 1963 年生。研究员, 博士生导师。主要从事钾盐矿床与盐湖沉积等研究。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄大街 26 号。Email: liuchengl@263.net。



图 1 世界主要钾盐矿床分布图(据钱自强等,1994;刘成林等,2006)

Fig. 1 Distributing map of main potash deposits in the world (after Qian Ziqiang et al. , 1994; Liu Chenglin et al. , 2006)

1—巴基斯坦盐岭钾盐矿床;2—俄罗斯东西伯利亚涅帕盐矿;3—加拿大萨斯喀彻温钾盐矿;4—美国威利斯顿钾矿;5—白俄罗斯彼里皮亚特钾盐矿;6—美国密执安钾盐矿;7—加拿大新不伦瑞克钾盐矿;8—美国帕拉多克斯钾盐矿;9—美国新墨西哥钾盐矿;10—俄罗斯斯卡姆钾盐矿;11—俄罗斯日梁钾盐矿;12—俄罗斯滨里海凹地钾盐矿;13—巴西亚马逊钾盐矿;14—德国蔡希斯坦钾盐矿;15—英国蔡希斯坦钾盐矿;16—中亚钾矿;17—加蓬和刚果盆地钾盐矿;18—巴西塞拉希培钾盐矿;19—泰国—老挝呵叻盆地钾盐矿床;20—西班牙埃布罗钾盐矿;21—德国、法国莱茵地堑钾盐矿;22—意大利中西西里钾盐矿;23—俄罗斯—乌克兰前喀尔巴阡第三纪钾盐矿;24—埃及苏伊士湾捷姆萨钾盐矿;25—埃塞俄比亚达纳基尔洼地钾盐矿;26—以色列—约旦死海钾盐矿;27—中国勐野井钾盐矿;28—美国大盐湖钾盐矿;29—中国青海察尔汗钾盐矿;30—中国新疆罗布泊钾盐矿;31—智利阿塔卡玛钾盐矿;32—摩洛哥—阿尔及利亚 Khemisser 盆地钾盐矿;33—伊朗 Great Kavir 盆地钾盐矿

1—The potash deposit in salt range of Pakistan; 2—the potash deposit in east Siberia, Russia; 3—the potash deposit in Saskatchewan, Canada; 4—the potash deposit in Williston, USA; 5—the potash deposit in Piatt, Belarus; 6—the potash deposit in Michigan, USA; 7—the potash deposit in New Brunswick, Canada; 8—the potash deposit in Paradox, USA; 9—the potash deposit in New Mecico, USA; 10—the potash deposit in Camden, Russia; 11—the potash deposit in Riliang, Russia; 12—the potash deposit in Caspian depression, Russia; 13—the potash deposit Amazon, Brazil; 14—the potash deposit in Zechstein, Germany; 15—the potash deposit in Zechstein, Britain; 16—the potash deposit in Central Asia; 17—the potash deposit in Gabon and Congo Basin; 18—the potash deposit in Sergipe, Brazil; 19—the potash deposit in Korat basin, Thailand-Laos; 20—the potash deposit in Ebro, Spain; 21—the potash deposit in Rhine graben, Germany and France; 22—the potash deposit in Sicily, Italy; 23—the Tertiary potash deposit in Carpathian, Russian-Ukraine; 24—the potash deposit in Jaguar, Suez Gulf, Egypt; 25—the potash deposit in Danakil, Ethiopia; 26—the potash deposit in dead sea, Israel-Jordan; 27—the potash deposit in Mengye well, China; 28—the potash deposit in great salt lake, USA; 29—the potash deposit in Qarham, Qinghai, China; 30—the potash deposit in Lop Nor, Xinjiang, China; 31—the potash deposit in Artakama, Chile; 32—the potash deposit in Khemisser basin, Morroco and Algeria; 33—the potash deposit in Great Kavir basin, Iran

对应,第一次,从新元古到寒武纪,第二次,从二叠纪到侏罗纪;每次造山运动和洋盆的打开,都伴有巨量盐类沉积;构造和气候是控制大多数蒸发岩分布的首要因素,而非海平面进退,但温室效应引起的海面进退有利于台地蒸发岩形成。欧美学者(Hay et al. , 2006;Condie, 2004;Haq et al. , 1998, 2005)认为,巨型海相成盐盆地位于克拉通内盆地;而前苏

联学者则认为地台区的台向斜和边缘拗陷是成盐最有利的地区,部分地质学家提出巨型盐类矿床都位于地台区的拗拉谷中的观点^①,如乌克兰和白俄罗斯泥盆纪、二叠纪巨型盐矿位于第聂伯—顿涅茨拗拉谷。世界大型—超大型钾盐矿床成矿背景以前寒武纪地块为基底的沉积盆地,成矿时代以古生代为主,其次为中生代,在空间上主要分布于特提斯和劳

亚两个成矿域(裴荣富,2009)。

1 全球主要钾盐矿床特征与时空分布

全球钾盐成矿特征综合分析显示,从古生代到新生代,全球板块运动对钾盐成矿的宏观规律有明显的控制,即,钾盐成矿的构造背景从稳定克拉通型海盆—特提斯域汇聚型海盆—大陆裂谷型盆地的转变,形成了稳定型、汇聚型和离散型三大构造类型钾盐矿床,这可能与地壳演化有着必然的内在联系。

1.1 巨型稳定克拉通型盆地钾盐矿床

全球巨型—大型钾盐矿床多为巨型克拉通上的巨型—大型陆表海(拗陷)盆地海水蒸发沉积形成,成矿时代为古生代。克拉通内部沉降形成盆地,同时周缘发育环礁,产生有利成钾的封闭一半封闭地质条件,与干热环境、海水间断或持续补给及沉积物汇集空间机制等耦合形成钾盐矿床(Schmalz, 1969)。例如,寒武纪西伯利亚板块上涅帕盆地钾盐矿床,泥盆纪北美克拉通上 Elk Point 盆地钾盐矿床—萨斯喀彻温钾盐矿,志留纪美国密执安盆地钾盐矿,二叠纪美国新墨西哥钾盐矿和二叠纪欧洲蔡希斯坦盆地钾盐矿,等等(图 2)。

稳定克拉通海盆主要钾盐矿床特征见表 1。陆表海盆面积巨大,平均面积 2,093,214 km²(n=7);矿石矿物类型比较简单,主要为钾石盐和光卤石,部分含杂卤石、钾盐镁矾、无水钾镁矾等;储量规模

巨大。

1.2 汇聚型陆块盆地钾盐矿床

汇聚型盆地在此主要指特提斯域小陆块及其碰撞拼合后的欧亚板块及边缘上发育的陆表海盆及边缘海盆等。三叠纪,特提斯海域小陆块陆表海盆地,包括北非摩洛哥及法国钾石盐矿床,而我国仅有四川盆地三叠系发现杂卤石沉积和富钾卤水,目前还没有发现大规模的工业钾盐矿床;侏罗纪—古近纪,出现众多边缘海盆矿床(表 2),其中中亚盆地的晚侏罗世卡拉库姆盆地、中南半岛上的白垩纪呵叻盆地出现巨量钾盐沉积,此外,还有东欧喀尔巴阡山、伊朗、我国兰坪—思茅陆块等等(图 2)。

1.3 离散型板块盆地钾盐矿床

盆地以裂谷盆地为主,或为海槽,成钾环境多陆相海侵环境。裂谷盆地成钾的例子很多(表 3),例如大西洋裂谷早期盆地(加蓬—刚果—塞尔希培等盆地系)(图 2-g),面积至少达 520000 km²,最小者为意大利中西西里盆地,面积仅为 3750 km²,综合来看,裂谷成钾盆地的平均面积为 71,758 km²(n=7)。裂谷盆地成钾类型可以进一步细分出三个亚类(刘成林,2013):①大西洋裂谷型,即裂谷最终打开成洋的裂谷盆地,由陆相转变为海相早期,沉积了“刚果型”海相钾盐矿;②大陆内濒洋的裂谷型,例如德国莱茵地堑,与地中海和大西洋沟通,沉积“莱茵型”海相钾盐矿(图 2-h);③陆内裂谷型,例如,死海

表 1 稳定克拉通巨型海盆成钾特征(转引自钱自强等,1994)

Table 1 The characteristics of potash formation in giant epicontinental basins characterized by stable craton(Quoted from Qian Ziqiang et al. , 1994)

序号	板块	成钾时代	盆地及矿床名称	盆地面积(km ²)	成盆构造及环境封闭	钾盐矿物	资源量(10 ⁸ t)
1	西伯利亚台地南部	古生代早寒武纪	东西伯利亚盆地中的涅帕盆地	2500000	地台广海中拗陷盆地?	钾石盐,光卤石	132.68 (K ₂ O)(矿石量 700 ×10 ⁸ t,按 30%KCl 计算)
2	北美地台	中晚志留世 Salina 群	纽约—俄亥俄蒸发岩盆地西部密执安盆地钾盐矿	202500	北美地台沉降,发生海侵,环礁封闭	钾石盐	钾石盐层厚 30m 平均品位 4%(K ₂ O),资源量无数据
3	加拿大西部地台区	中泥盆系 Prairie 蒸发岩	Elk Point 盆地,萨斯喀彻温矿床	600000	陆棚浅海盆地;湖链远端;礁滩封闭	钾石盐,光卤石	665(K ₂ O)
4	北美陆台南端	二叠纪	新墨西哥州, Delaware 盆地卡尔斯巴德钾盐矿	150000	北美陆台南端,礁前盆地	钾石盐、杂卤石、无水钾镁矾	0.85(K ₂ O)
5	俄罗斯陆台	下二叠统孔谷组	滨里海凹地钾盐矿(约 20 个钾盐矿床,50 个含工业钾盐层的构造)	500000	地台上的巨大负向构造	钾石盐,杂卤石,钾盐镁矾,光卤石	15.03(K ₂ O)
6	南美地台	上二叠统	亚马逊	700000; 30000 (蒸发岩)	陆台内海槽?	钾石盐	5.6(K ₂ O)
7	西欧地台	上二叠统	蔡希斯坦	10000000	浅海陆架盆地,半封闭内陆海盆	钾石盐,杂卤石,光卤石	130+3

(a)—西伯利亚板块寒武纪涅帕盆地钾盐矿;(b)—北美克拉通志留纪密执安盆地钾盐矿;(c)—北美克拉通泥盆纪 Elk Point 盆地钾盐矿;(d) 1—俄罗斯陆台早二叠世滨里海凹地钾盐矿,2—北美陆台南端新墨西哥州 Delaware 盆地钾盐矿;(e) 1—西欧地台二叠纪蔡希斯坦盆地钾盐矿,2—南美地台二叠纪亚马逊盆地钾盐矿;(f)—特提斯域晚侏罗世中亚盆地钾盐矿;(g) 1—印支地块白垩纪呵叻盆地钾盐矿床,2—南美地台白垩纪塞尔希培钾盐矿床,3—非洲地台白垩纪加蓬—刚果钾盐矿床;(h) 1—法国和德国渐新世莱茵地堑钾盐矿,2—西班牙埃布罗钾盐矿,3—第三纪前喀尔巴阡钾盐矿床;4—伊朗陆块第三纪 Great Kavir 钾盐矿

(a)—Cambrian Nepa Basin potash deposit, Siberia plate; (b)—Silurian Michigan Basin potash deposit, North American Craton; (c)—Devonian Elk Point Basin potash deposit, North American Craton; (d) 1—Early Permian Caspian depression potash deposit, Russian Block; 2—Early Permian Delaware Basin potash deposit, New Mexico, North American Craton; (e) 1—Late Permian Zechstein Basin potash deposit, Western Europe; 2—Late Permian Amazon Basin potash deposit, South America; (f)—Late Jurassic central Asia Basin potash deposits, Tethyan domain; (g) 1—Cretaceous Korat Basin potash deposit, Indosinian Block; 2—Cretaceous Sergipe Basin potash deposit, South America Platform; 3—Cretaceous Gabon-Congo Basin potash deposit, South America Platform; (h) 1—Oligocene Rhine graben potash deposit, France and Germany; 2—Ebro Basin potash deposit, Spain, Western Europe; 3—Tertiary Carpathian potash deposit, Alpine fold belt; 4—Tertiary Great Kavir Basin potash deposit, Iran Block

表 2 汇聚型—特提斯陆表海盆钾盐矿床特征(转引钱自强等,1994;曲懿华等,1998)

Table 2 The characteristics of potash deposit in plate-convergent areas characterized by Tethys Basins (Quoted from Qian Ziqiang et al. , 1994; Qu Yihua et al. , 1998)						
板块	成钾时代	盆地及矿床名称	盆地面积(km ²)	盆地构造及沉积环境	沉积相与钾盐矿物	资源量(10 ⁸ t)
图兰地台东南部	晚侏罗	特提斯海盆,中亚盐盆地	350000	台向斜、属继承性拗陷,半封闭海盆	海相;钾石盐,光卤石	350(KCl), 221.13(K ₂ O)(转引钱自强等,1994)
印支地块	白垩纪	呵叻盆地钾盐矿床	170000	印支地块中的拗陷带	海相;光卤石为主,其次钾石盐	266.62(K ₂ O)(远景储量)(转引钱自强等,1994)
阿尔卑斯褶皱带	新生代	前陆盆地,前喀尔巴阡第三纪钾盐盆地	15000	褶皱带与陆台之间拗陷带,与广海相连,残留海盆地	海相;主要为钾盐镁矾,少量钾石盐,杂卤石	1×10 ⁸ t(K ₂ O?)局部矿段资源量(转引钱自强等,1994)
兰坪—思茅地块	晚白垩	思茅盆地勐野井钾盐矿	70000	兰坪—思茅小陆块上的断陷盆地	钾石盐,光卤石(微量)	0.2×10 ⁸ t
伊朗陆块	新生代	Great Kavir	—	新特提斯边缘小陆块上的裂谷盆地	钾石盐	—

表 3 中—新生代裂谷盆地钾盐矿床特征(转引钱自强等,1994)

Table 3 The characteristics of potash deposits in Mesozoic-Cenozoic rift basins(Quoted from Qian Ziqiang et al. , 1994)						
板块或大陆	成钾时代	盆地及矿床名称	盆地面积(km ²)	盆地构造及沉积环境	沉积相与钾盐矿物	资源量(10 ⁸ t)
俄罗斯陆台上的大型地堑	上泥盆系	顿涅帕尔—顿涅茨盆地,彼里皮亚特盆地,斯塔罗宾钾盐矿,佩特里科夫钾盐矿	60000	陆台上大型地堑,下有火山凝灰岩	海相;钾石盐	5.746+2.577(K ₂ O)(高级别)
南美—非洲板块(冈瓦纳板块)	上侏罗系—下白垩系	加蓬和刚果盆地	520000	海相裂谷盆地	海相;光卤石,钾石盐,有溢晶石沉积	几十(估计,钾镁盐)
南美地台环大西洋沉降带	下白垩统 Aptian 阶	塞巴西尔希培	—	裂谷形成的海湾盆地,	海相;光卤石,钾石盐,大量溢晶石	5.25+60.6(K ₂ O)
伊比利亚地块	渐新统下部	西班牙埃布罗	2880	半封闭海湾盆地	海相;钾石盐,光卤石	资源总量 2.7(K ₂ O)
西欧裂谷系中段	早渐新统	莱茵地堑	12000	海相裂谷盆地,渐新世整个莱茵地堑处于同一个泻湖环境中	海相;钾石盐为主,光卤石较少	资源总量 15(K ₂ O?)
地中海地槽褶皱带	中新统	中西西里	3750	海槽	海相;主要钾盐镁矾,少量光卤石和钾石盐	2(K ₂ O?)
阿拉伯板块	中新统	苏伊士湾捷姆萨	9800	海相裂谷盆地,分布浅海地带,大陆上有小部分产出,北部达特提斯海	钾石盐,杂卤石	无数据
埃塞俄比亚板块	第四系;海相	达纳基尔洼地	11900	裂谷,内陆盆地—浅海盆地,发育热泉,火山活动	钾盐镁矾,钾石盐	资源量估算可达近 6.32(K ₂ O)
约旦—阿拉伯地堑	上新统一更新统	死海盆地钾盐矿床	约 24000	约旦—阿拉伯地堑最深处,属非洲裂谷系;典型剪切力和拉张力性裂谷,海水以高钙为特征	海相—陆相;氯化物型卤水	12.64(K ₂ O)

表 4 古生代大陆裂谷及海槽钾盐矿床特征(转引钱自强等,1994)

Table 4 The characteristics of potash deposits of continent rifts and trough in Paleozoic(Quoted from Qian Ziqiang et al.,1994)

板块	成钾时代	盆地及矿床名称	盆地面积(km ²)	盆地构造及沉积环境	沉积相与钾盐矿物	资源量(10 ⁸ t)
北美地台东部	石炭系 Windsor 群	Fundy 盆地, 新不伦瑞克	9300	裂谷系	海相; 钾石盐, 光卤石	2.3(K ₂ O?)
北美克拉通西部边缘裂谷	石炭系 Hermosa 组 中段 Paradox 段	帕拉多克斯	28500	海槽	海相; 钾石盐, 光卤石, 少量杂卤石和硫镁矾	440(资源总量), 1962 年生产钾肥

裂谷,虽然靠近地中海,但成钾物质主要来源于非海相补给,例如盐泉等,沉积了“死海型”钾盐矿床。

裂谷成钾主要以中生代时期为主,但古生代时期,也有少数海槽或裂谷盆地成钾(表 4),例如,加拿大 Fundy 盆地石炭系、美国帕拉多克斯盆地石炭系为海槽或裂谷盆地沉积,它们面积较小,例如美国帕拉多克斯盆地仅为 18000 km²。

2 全球成钾规律与模式

钾盐沉积作用是“气候—构造—物源”三要素耦合,缺一不可,即,成钾作用需要极端干旱气候,尤其干热,最有利;成矿构造空间,即在板块内部因构造活动及礁滩形成的封闭性凹陷;物质来源主要来自海水,需要长期持续补给。

2.1 气候条件

Borchert 等(1964)指出,现代盐类沉积分布在两个半球的两大带,大约在赤道南北纬 15°~35°之间,海相蒸发岩沉积的最优先条件是在副热带无风带的边缘海地区,如俄罗斯地台的二叠纪蒸发岩发育于乌拉尔前陆(钱自强等,1994),德国二叠纪蒸发岩亦位于华力西山脉与盆地北部(Braitsch, 1971);这些地区在二叠纪时均靠近北回归线。据吴必豪等(1995)和 Warren (2010) 统计,地质历史上各时代的钾盐矿床都分布在南北纬 5°~30°带内,石盐盆地可稍向外扩展一些,到 35°范围内,极个别情况更高些,如石炭纪的亚马逊盆地(Wardlaw, 1972; Borchert, 1977; 袁见齐等,1982)。古气候在地史时期的周期性变化,导致同一时期盐类矿床集中出现,形成成盐的高峰期。

在全球板块构造演化过程中,气候发生了巨大变化,从古生代末—中生代初期大范围湿润气候到中生代中晚期大面积干旱和强烈的干湿波动变化,再到新生代中晚期大面积季风湿润和干旱化(Simms et al., 1989, 1990; Vakhrameev, 1991; Parrish, 1993; Soreghan et al., 2008),这个变化过程不仅受到全球大气环流的控制还与构造域中块体的漂移历史和青藏高原的隆起密切相关,并可在古

气候—构造最佳配合下形成巨大的钾盐矿床,例如,晚侏罗纪中亚盆地和白垩纪呵叻盆地出现了巨量钾盐成矿。

2.2 板块构造及其旋回

随着板块理论的兴起,地质学家开始从全球构造的角度来研究成盐盆地的分布与形成规律,除了过去曾强调地壳相对稳定地区,如地台内部拗陷和边缘拗陷有利于成钾外,岩石圈板块边界的张裂区,往往也是有利于聚盐成钾的区域(钱自强等,1994)。在板块的深大断裂发育区,例如大西洋裂谷、东非裂谷、死海裂谷等出现大量盐类及钾盐沉积,这些沉积与沿深大断裂补给的热卤水或深循环卤水的补给密切。

Warren(2010)对新元古代末以来全球石盐沉积量与全球板块构造旋回及造山、板块裂解进行定量对比。从新元古代末罗迪尼亚超级大陆形成到其在寒武纪解体的时期,出现地球历史上第一个成盐高峰期;从二叠纪到白垩纪,为潘基超级大陆形成和裂解期,出现第二个成盐高峰期;新近纪,可能又出现一个高峰期,这与阿拉伯、北非与欧亚的汇聚有关;每次造山运动及板块打开都对应着巨量的石盐沉积(图 3)。

2.3 古海水成份及其变化

海相钾盐成矿的物质主要来自海水。但是,海水的组成和盐度在地球演化历史中并非一成不变,而是经历了“方解石海”和“文石海”的周期性波动(Sandberg, 1983)。在不同的化学成分阶段形成不同的蒸发岩矿床,即,在“文石海”阶段形成 MgSO₄ 蒸发岩,在“方解石海”沉积特征是 KCl 蒸发岩(图 4)(Hardie, 1996),当海水中钙离子相对较高,硫酸根离子相对低时(方解石海时期),海水蒸发析出方解石和石膏后,卤水中富含钙、钠和钾离子,而缺失硫酸根离子,最终卤水蒸发形成石盐和钾石盐。而当海水中钙离子相对较低,硫酸根相对较高时(文石海时期),海水蒸发浓缩析出石盐和泻利盐(MgSO₄),最后,可以析出硫酸钾镁盐。整个地质历史时期海水的成份变化控制着海相钾盐类型与时

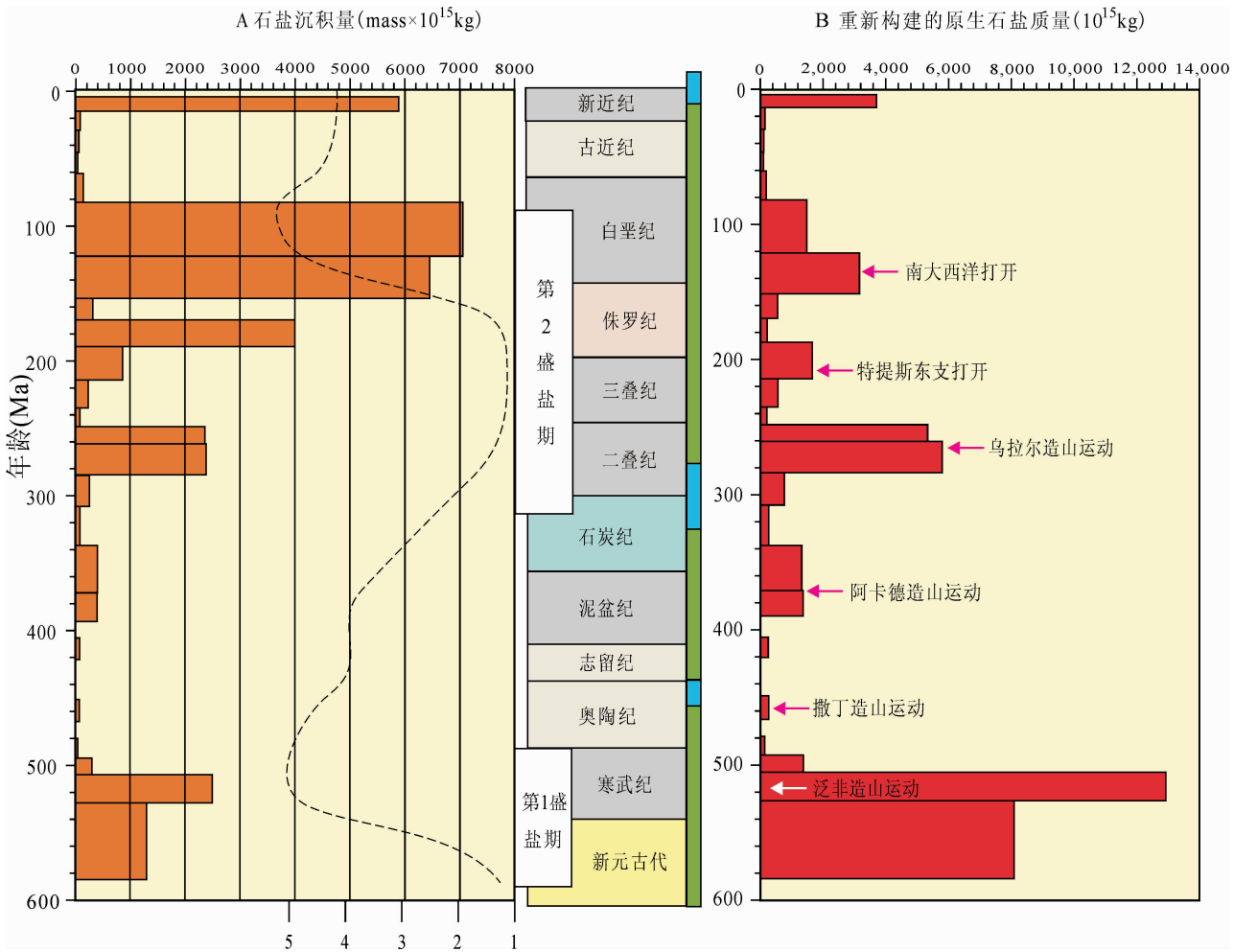


图 3 全球钾盐沉积与构造—时间序列(据 Warren, 2010 修改)

Fig. 3 Potash deposition and the structure of the time series(Modified after Warem,2010)

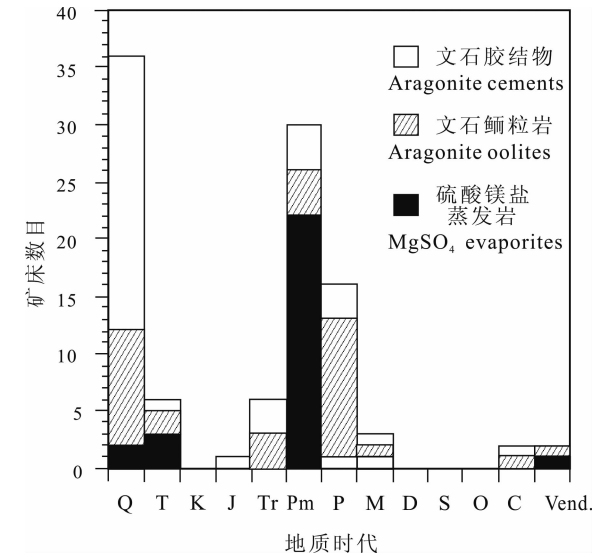


图 4 显生宙海相蒸发岩沉积类型变化
(据 Hardie,1996)

Fig. 4 The variation of sedimentary type of marine evaporites in Phanerozoic(after Hardie, 1996)

代分布 (Hardie, 1996; Lowenstein et al. , 2001)。Kovalevich 等(1998)推测从早寒武世—石炭纪晚期,海洋都是富钙离子的海水,从石炭纪之后转变为富硫酸根的海水。二叠纪海水 Mg^{2+}/Ca^{2+} 比值大于 2,属于“文石海”时期(Lowenstein et al. , 2005);三叠纪海水从富硫酸根转变为侏罗纪富钙的海水(Khmelevska et al. , 2000),白垩纪和古近纪海水也富钙离子(Lowenstein et al. , 2001),而从始新世开始到现代海水,有比较低的钙离子(Lowenstein et al. , 2003)。统计显示,从寒武纪到石炭纪,海相沉积的钾盐为氯化钾镁盐(钾石盐等)类型,二叠纪到三叠纪则钾盐矿床出现无水钾镁矾及杂卤石等硫酸钾镁盐类型,白垩纪—古新世出现氯化钾镁盐(钾石盐及光卤石),始新世到更新世,又出现硫酸钾镁盐沉积(孟凡巍等,2012)。总之,海水组成变化控制着海相蒸发岩及钾盐沉积类型,而海水组成的长期变化又主要受控于洋中脊热卤水注入,后者受洋壳生

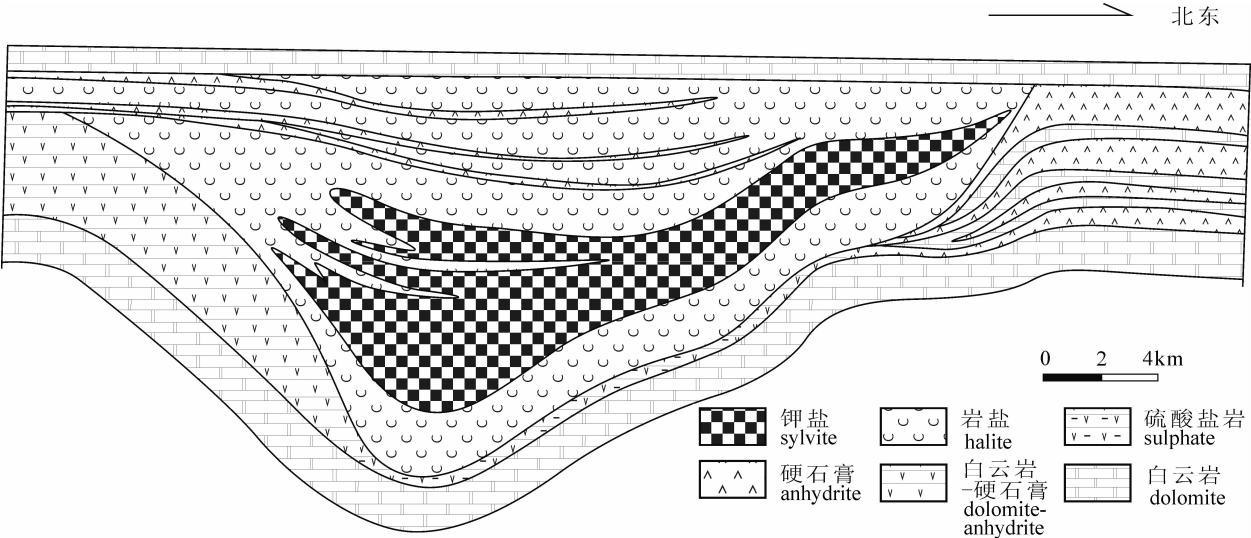


图 5 西伯利亚涅帕盆地下寒武统含钾盐的碳酸盐建造(转引自钱自强等,1994)

Fig. 5 The potash deposits-bearing carbonate rocks of Lower Cambrian Series potash in Siberia Nepa basin
(Modified after Qian Ziqiang et al. ,1994)

长速率波动的驱动(Hardie,1996)。

2.4 全球钾盐成矿模式

2.4.1 “巨型稳定”克拉通陆表海盆成钾

古生代时期,巨型稳定克拉通板块面积一般为 $1000\times 10^4\text{ km}^2$,通常“孤立”出现,漂移到南北半球的“副热高压带—干旱带”;由于没有陆源碎屑补给,发育巨型坳陷—碳酸盐岩台地—礁滩封闭环境,巨量海水持续蒸发浓缩,形成碳酸盐岩为围岩的钾盐矿床(图 5),即碳酸盐岩建造型的钾盐矿床;成钾过程是巨型克拉通内部发生坳陷,形成巨型海相封闭盆地,海水长期持续补给,卤水经过强烈蒸发浓缩,导致钾盐沉积(图 6)。

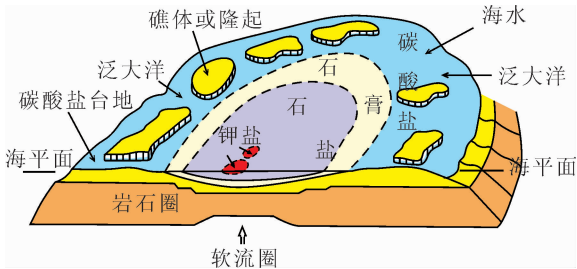


图 6 巨型克拉通式成钾

Fig. 6 Carton-type potash formation model

2.4.2 汇聚陆块盆地—特提斯域“小陆块”陆表海盆成钾

地球板块运动,除主要体现出几个巨型板块的离散和拼合,还有众多的小陆块,其面积一般小于 $100\times 10^4\text{ km}^2$,它们均是从巨型板块中分裂出来的游离陆块。

中生代时期,这些小陆块被“驱赶”到北半球特提斯海域,处于赤道附近的“副热高压带—干旱带”,形成海相—海陆交互相盆地;小板块汇聚的结果就是,陆块被相互“圈闭”起来(图 7),进而形成封闭的蒸发岩盆地;一些特提斯残留洋被完全圈闭起来,巨量海水保留下来,如中新世时期的古地中海(Hsu, 1972);这些封闭陆块及盆地的古盐湖卤水经强烈蒸发浓缩、甚至完全干化,导致蒸发岩巨量沉积(Hsu, 1972),最后形成钾盐矿床;由于小陆块碰撞,通常在盆地周边形成山脉,碎屑补给较多,在靠近抬升区或山区的盆地,形成碎屑岩建造型的钾盐沉积(图 8)。一些小陆块,或而靠近大海的一侧,仍可以形成碳酸盐岩建造型的钾盐沉积,钾盐层的上、下地层为碳酸盐岩。

2.4.3 离散型板块盆地—大陆裂谷成钾

中生代末期—新生代,正好处于 Pangea 超大陆解体及新特提斯洋闭合时期,在这两个构造域内形成很多裂谷盆地系统;这种沉积环境形成了碎屑岩建造为主的钾盐矿床,即碎屑岩型钾盐矿床,钾盐层的上、下地层为细碎屑岩。裂谷盆地成钾作用(刘成林,2013),物质来源,除受到海水补给外,深部流体及火山活动可以带来大量成矿物质;具有丰富物源的裂谷小盆地卤水,经过蒸发浓缩沉积钾盐矿床(图 9)。

3 中国主要小陆块构造动力背景及其对成钾的约束

中国大陆是由若干中小陆块、微陆块和造山带

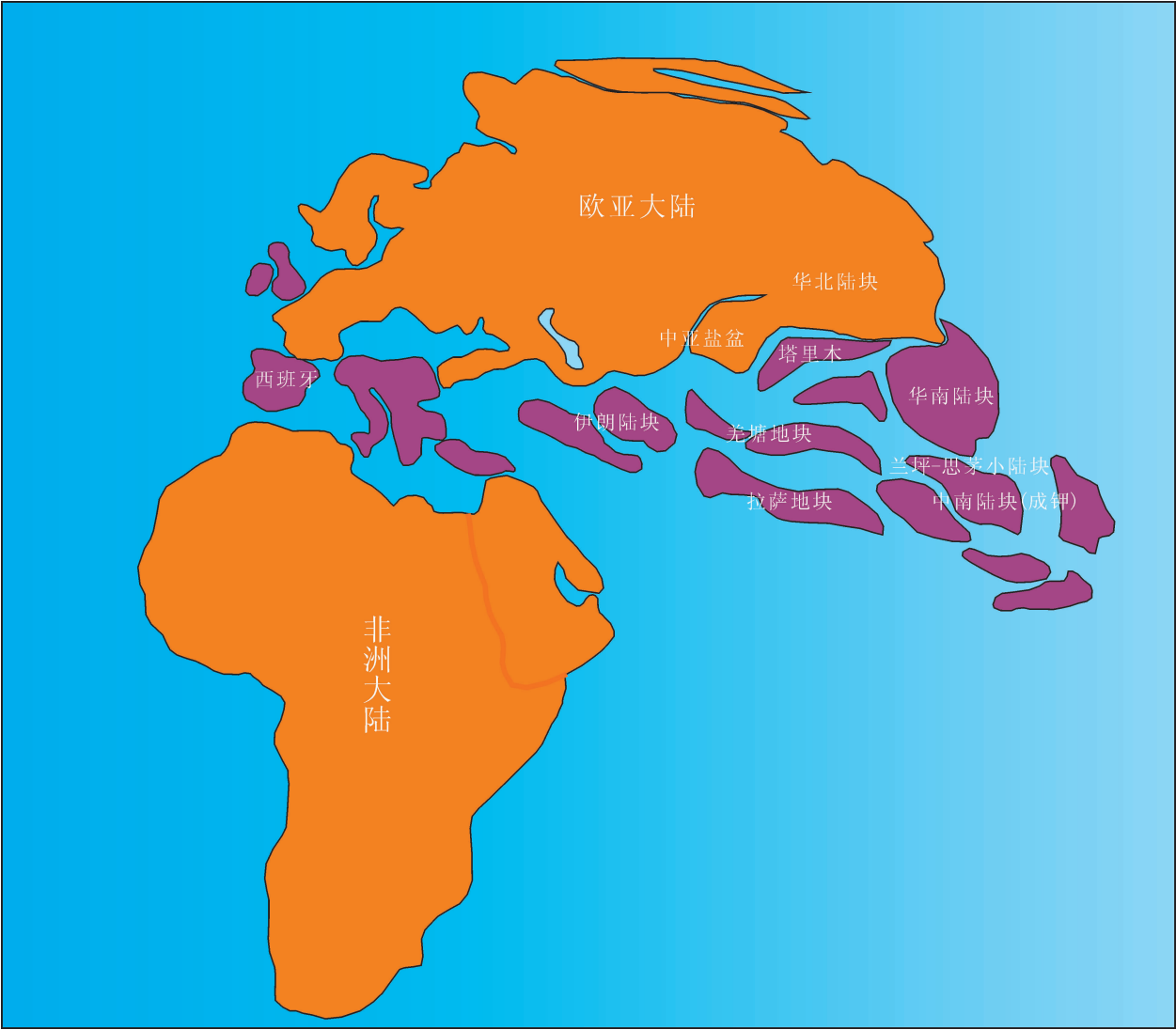


图 7 特提斯域小陆块汇聚及被“圈闭”过程示意图(据 Scotese, 2004 修改)
Fig. 7 Illustration of the convergence and enclosure processes of small continental blocks in Tethyan domain (Modified after Scotese, 2004)

在不同历史时期,以不同运动方式拼合而成,如扬子陆块、羌塘、华北陆块、塔里木、兰坪—思茅陆块等,它们从古生代开始,经历了多期次的离散—聚合构造旋回,漂移到北半球副热带高压带(图 10)(颜茂都等,2014)。它们经历了古—中—新特提斯的演化(开始、发育和消亡)、超级大陆 Pangea、Gondwana 等大陆的形成与裂解、印度—欧亚大陆的碰撞和青藏高原的隆升等,这些构造活动对陆块上的蒸发岩盆地的沉积演化和成钾作用产生了重要的影响。

中国板块构造运动和主要成盐成钾期总体是在全球性板块构造运动和成盐成钾期框架内变化,或有时就是其中一部分,与后者有密切的关系,但因板块多而碎小,地处超级大陆外围而又有所区别和特殊。如主要海相盐类和成钾显示也发生在早、中寒

武世、泥盆纪末至石炭纪初、早三叠世和晚白垩世,与世界基本同步,但同时还有鄂尔多斯块体奥陶纪成盐成钾显示,它们都与我国的主要构造运动事件密切相关。

3.1 奥陶纪鄂尔多斯块体

华北陆块是世界上最古老的克拉通之一,中、新太古宙是其陆壳形成的主要时期,从新元古代直到古生代,华北陆块一直处于相对稳定的地台状态(翟明国等,2000)。鄂尔多斯块体位于华北陆块西部,前人研究表明,华北陆块西部与东部沿中部发生碰撞、拼合在约 1.85 Ga 形成了统一的结晶基底(Zhao G C et al., 2012; Zhang C L et al., 2015)。华北克拉通基底在古生代初期开始沉降,接受浅海沉积,并在中—下奥陶统发育马家沟组五段的海相碳酸盐

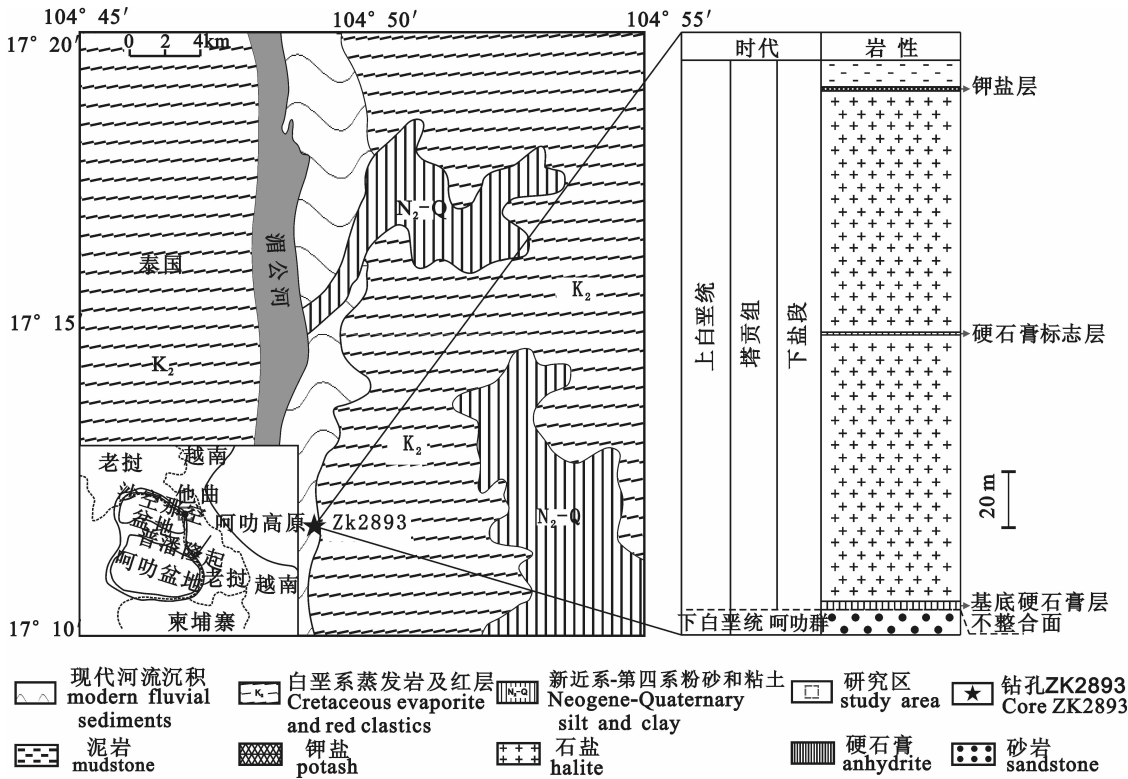


图 8 呵叻盆地碎屑岩含钾建造(底图引自张西营等,2010;钻孔数据来自 Zhang H et al. , 2015)

Fig. 8 The potash deposits-bearing clastic rock in Khorat

(base map after Zhang X Y et al. , 2010; drill data after Zhang H et al. , 2015)

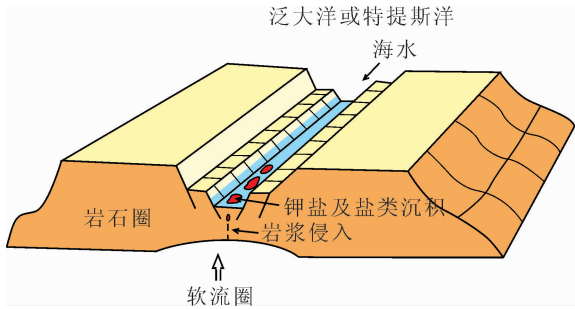


图 9 大陆裂谷成钾

Fig. 9 Rift-type potash formation model

型蒸发岩序列(郑绵平等,2010),这与世界典型克拉通盆地普遍为滨浅海沉积环境一致。从华北克拉通的漂移演化历史来看,奥陶纪时期大致处于南纬 9°~12°之间,可能处于南半球的副热带高压带内,气候干旱(颜茂都等,2014)。由于构造环境相对稳定,盆地中蒸发岩沉积物质来自海水,无非海相来源(如火山、深断裂水等)。同时,又存在基底的差异沉降,存在东、西两个次级盐凹(张永生等,2013),具备盐类沉积的可容纳空间。因此,中一晚奥陶世鄂尔多斯块体钾盐沉积主要取决于其封闭性,而这又取决于沉积封闭,如生物礁的封闭等。

3.2 三叠纪扬子块体

扬子陆块是以上扬子地台为核心,基底由早、中元古界基岩组成。地质历史上,扬子陆块上具有多期叠合成盐的特点,其发育海相蒸发岩层的时代包括晚震旦世、寒武世、石炭世、泥盆世、三叠世和晚白垩世 6 个;其中在三叠世和寒武世时期膏盐沉积规模较大,尤其三叠世时期,膏盐沉积规模达到了最大。扬子陆块在泥盆纪一中三叠世属于东古特提斯洋的一个古陆块,其沉积一构造发展明显受古特提斯洋发展的控制,周缘构造带的形成演化也与东古特提斯的形成演化直接相关(Metcalf,2013),特别是上扬子四川盆地从泥盆纪到中三叠世,表现为秦岭古特提斯洋南缘的被动大陆边缘盆地(Meng Q R et al. ,2005)。朱日祥等(1998)提出,华南与华北地块的对接过程是先东后西,东部的对接发生在晚二叠世,对接时结合带位于北纬 6°~8°,并以东部为支点开始顺时针旋转,晚三叠世两地块在西部闭合时,结合带位于北纬 25°。从以往的古地磁综合分析表明,华南陆块(成都)在早三叠世在中三叠世期间古纬度相对稳定,位于北纬 11°左右,在北纬副热带高压带附近,可能存在相对干旱的环境(颜茂都等,2014)。这种东西向“剪刀状”碰撞,造成了古特

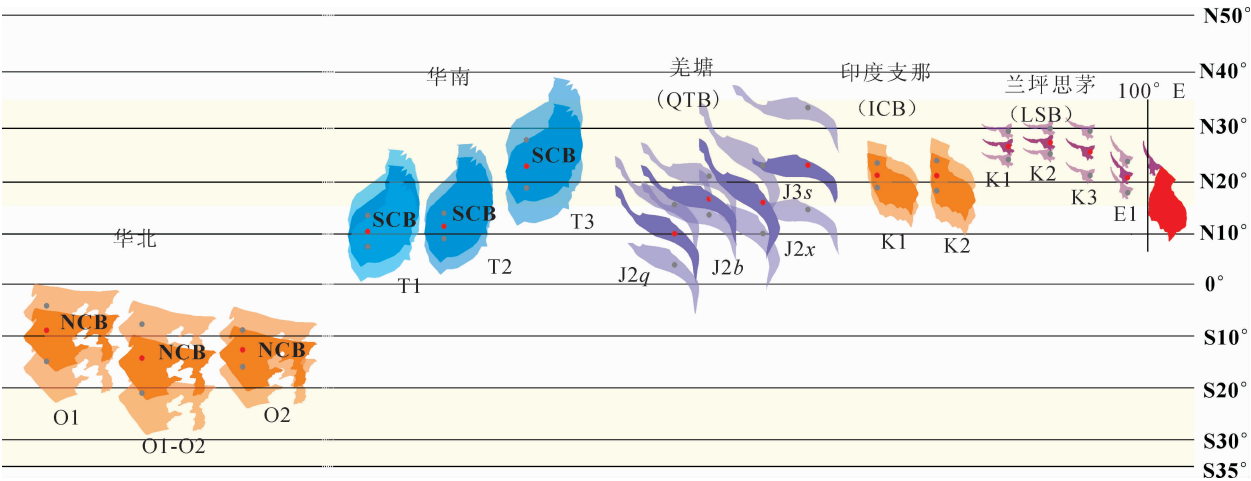


图 10 中国主要小陆块华北、华南、羌塘、兰坪—思茅及印支陆块的古纬度变化轨迹(据颜茂都和张大文,2014)
Fig. 10 The paleolatitudinal displacement of NCB,SCB,QTB,LSB and ICB of China's main microcontinents
(According to Yan Maodu et al. , 2014)

提斯海水向西的退出(Zhao X X et al. , 1987),并形成了多期次海侵—海退序列(陈洪德等,2007),并在海退序列中形成了蒸发岩沉积。与全球对比可以看出,全球主要石盐和钾盐形成时期大都发生在大陆板块汇聚早期或离散早期,这最有可能出现与海洋持续渗流补给的大型封闭盆地,比如在大陆汇聚会产生大型封闭残留海盆。由于古特提斯洋自早—中三叠世的消减,上扬子蒸发盆地在陆块逐渐汇聚过程中以及生物礁等封闭作用下,形成有利的封闭沉积区,从而利于钾盐沉积。

3.3 白垩纪兰坪—思茅块体

兰坪—思茅陆块位于滇西地区,属于特提斯造山带的一部分,位于扬子陆块、山泰陆块与印支陆块的交界地带,由元古代基底和古生代海相地层组成,中生代到白垩世的陆相沉积物不整合于中生代之前的地层之上^⑨。中生代思茅盆地的演化与古、中、新特提斯洋闭合息息相关(Wang L C et al. , 2014),自中晚三叠世古特提斯洋闭合后,思茅盆地从三叠纪的残留海盆地演化到侏罗—白垩纪的大陆裂谷盆地(刘成林,2013)。侏罗纪—早白垩世的沉积充填由厚层陆相红层组成,不整合下伏于晚白垩世勐野井组碎屑岩—蒸发岩序列(Wang L C et al. , 2015)。中特提斯洋闭合在羌塘—拉萨—思茅—中南半岛形成广泛的沉积不整合和块体旋转(Morley, 2012),而新特提斯洋闭合及青藏高原隆升导致思茅—印支地块向东南的挤出(Tapponnier et al. , 1982)和大规模的走滑和旋转(Sato et al. , 2007; Tong Y B et al. , 2013)。兰坪—思茅盆地(江城)在白垩世时期的古纬度在 25.2°~27.6°N 之

间,处于副热带高压带的影响下的干旱气候带(颜茂都等,2014)。同时,在侏罗纪—白垩纪持续裂陷—拗陷作用下(陈跃昆等,2004),形成一系列呈串珠状 N—S 向分布的独立陆相小湖盆(刘成林,2013),在中白垩世全球海平面上升期,新特提斯洋海侵带来大量的海水(王立成等,2014;Wang L C et al. , 2015)以及沿着深大断裂的上升的深部物质(刘成林,2013;高翔等,2013),形成了成钾的丰富物质基础。另外,最近的研究表明思茅与垭叻在晚白垩世时期可能为 W—E 向展布,海水从西侧灌入(Wang L C et al. , 2014),这可能为位于远离补给方向的思茅、垭叻等形成钾盐起到预备盆地作用。

4 讨论

全球钾盐矿床的形成受到板块漂移和板内构造活动的控制,成钾遵循如下演变规律:古生代,全球板块经历从冈瓦纳和劳亚大陆的聚合、裂解,再到 Pangea 超大陆的聚合,这一过程中全球钾盐沉积以巨型—大型克拉通海相蒸发岩盆地成钾为显著特征;中生代,特提斯海域的板块或陆块以海相及海陆交互蒸发岩盆地成钾为代表;中生代晚期—新生代,海相及非海相钾盐沉积主要集中在大西洋裂谷和新特提斯洋域的大陆板块裂谷盆地,即裂谷成钾。而海相钾盐沉积类型又受控于海水组成的变化,其根本原因是洋中脊热卤水注入及洋壳生长速率发生了变化。

基于板块运动与全球钾盐成矿之间的耦合关系,可将全球钾盐矿床归纳为三大类成因类型:稳定克拉通型、板块汇聚型及板块离散型。稳定克拉通

型钾盐矿床,系指巨型克拉通上的巨型一大型陆表海(拗陷)盆地中形成的钾盐矿床,矿床规模巨大,属于典型海相钾盐矿床;汇聚型钾盐矿,主要形成于特提斯海域小块陆上边缘海盆地、残留海盆地、前陆盆地等,属于海相及海陆交互相。离散型钾盐矿床,主要形成于大陆板块的裂谷盆地内。

中国板块构造运动和主要成盐成钾期总体是在上述全球性板块构造运动和成盐成钾期框架内变化,但因板块多而碎小,地处超级大陆外围而又有所区别和特色。如我国主要海相盐类和成钾显示也出现在早、中寒武世、泥盆纪末至石炭纪初、早中三叠世和晚白垩世,与世界主要成盐期基本同步,但同时还有鄂尔多斯块体奥陶纪成盐成钾显示,它们又与中国的主要构造运动事件密切相关。中生代以来,中国主要微陆块在二叠纪末—三叠纪早中期开始急剧向北漂移,多数块体迅速从南半球和赤道附近的热带雨林湿润气候区,快速进入北半球副热带高压带内,形成第一最佳成盐成钾期,如扬子块体。然后多数块体纬度没有明显变化,但由于受超级季风影响多数气候变为湿润。晚侏罗纪开始,随着联合古陆和超级季风的瓦解,行星风系干旱气候带再次控制了多数块体,进入第二最佳成盐成钾期,如坳陷盆地、兰坪—思茅、羌塘和中亚卡拉库姆盆地等。最后,随着印度板块与欧亚大陆碰撞,青藏高原隆起,现代形式的亚洲季风形成并强化,高原及其西北邻区强烈干旱化,形成第三最佳成盐成钾期。

5 结论

板块构造运动对全球海相钾盐矿床的时空分布具有明显的控制作用,主要表现为:

(1)古生代,在巨型稳定克拉通上出现巨型钾盐成矿;中生代,成钾作用主要发生于特提斯域小陆块上;新生代以大陆裂谷盆地成钾为主。

(2)板块构造运动控制下的钾盐成矿归纳为三大类成因类型:稳定克拉通型、板块汇聚型及板块离散型。

(3)中国小陆块的漂移演化历史受控于全球主要板块的构造演化,也出现上述三种类型的钾盐成矿类型,分别对应着华北陆块,扬子陆块及兰坪—思茅陆块等。

总之,在全球板块运动与成盐成钾规律框架下,认识中国构造运动与成盐成钾关系的规律性和内在联系性,有助于精细研究中国小陆块盆地气候变化规律、成盐机制和成钾规律,可以为中国古代海相盆

地成钾研究与找钾预测提供理论基础。

致谢: 本文属于国家“973”计划项目课题(2011CB403007)资助研究成果。论文图件清绘由王凤莲、徐洋、范美玲完成,研究生赵宪福和韩二斌参与资料整理、文稿校对等工作,论文评审专家提出宝贵的意见与建议,在此一并表示谢意。

注 释

- ① USGS, <http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/potash>
- ② 吴必豪,刘群,蔡克勤. 1995. 中国钾盐成矿条件与国外典型矿床的对比研究,一八五国家科技攻关计划专题成果报告. 地质矿产部矿床地质研究所.
- ③ www.scotese.com 修改.
- ④ 云南省地质矿产局. 1996. 云南省岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社:240~242.

参 考 文 献

- 陈洪德,庞林,倪新锋,郝毅. 2007. 中上扬子地区海相油气勘探前景. 石油实验地质, 29(1):13~18.
- 陈跃昆,廖宗廷,魏志红,李明辉. 2004. 兰坪—思茅盆地中生代盆地的特征及构造演化. 石油实验地质, 26(3): 219~222.
- 高翔,方勤方,姚薇,彭强,董娟,秦红,邸迎伟. 2013. 云南兰坪—思茅盆地勘探井钾盐矿床物质组分对成因的指示. 地球学报, 34(5): 529~536.
- 刘成林,王弭力,焦鹏程,陈永志. 2006. 世界主要古代钾盐找矿实践与中国找钾对策,化工矿产地质, 28(1): 1~8.
- 刘成林. 2013. 大陆裂谷盆地钾盐矿床特征与成矿作用. 地球学报, 34(5): 515~527.
- 刘群. 1995. 西伯利亚涅帕钾盐矿床地质,发现经过及其对我国找钾工作的启示,地球学报—中国地质科学院院报, 1:145~54.
- 孟凡巍,刘成林,倪培. 2012. 全球古海水化学演化与世界主要海相钾盐沉积关系暨中国海相成钾探讨. 微体古生物学报, 29(1): 62~69.
- 裴荣富, D. V 裴荣斯特,梅燕雄. 2009. 1:25000000 世界大型矿床成矿图,北京:地质出版社.
- 钱自强,曲懿华,刘群. 1994. 钾盐矿床,北京:地质出版社.
- 曲懿华,袁品泉,帅开业. 1998. 兰坪—思茅盆地钾盐成矿规律及预测,北京:地质出版社.
- 斯特拉霍夫,1960. 地史学原理,杨鸿达等译,北京:地质出版社.
- 王立成,刘成林,费明明,沈立建,张华. 2014. 云南兰坪盆地云龙组硫酸盐硫同位素特征及其地质意义. 中国矿业, 23(12): 57~65.
- 颜茂都,张大文. 2014. 中国主要陆块特定时段的漂移演化历史及其对海相钾盐成矿作用的制约. 矿床地质, 33(5): 945~963.
- 袁见齐等译. 1982. 世界钾盐新知,北京:地质出版社.
- 翟明国,卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末—中元古代裂解. 中国科学(D辑),30:129~137.
- 张西营,马海州,谭红兵,高东林,李斌凯,王明祥,唐启亮,袁小龙. 2010. 老挝东泰钾盐矿床地球化学及其沉积后变化初步研究. 矿床地质, 29(4): 713~721.
- 张永生,郑绵平,包洪平,郭庆,于常青,邢恩袁,苏奎,樊馥,龚文强.

2013. 陕北盐盆马家沟组五段六亚段沉积期构造分异对成钾凹陷的控制. 地质学报, 87(1): 101~109.
- 郑绵平, 袁鹤然, 张永生, 刘喜方, 陈文西, 李金锁. 2010. 中国钾盐区域分布与找钾远景. 地质学报, 84(11): 1523~1553.
- 朱日祥, 杨振宇, 马醒华, 吴汉宁, 孟自芳, 方大钧, 黄宝春. 1998. 中国主要地块显生宙古地磁视极移曲线与地块运动. 中国科学(D辑), 28: 1~16.
- Adams S S. 1970. Ore controls, Carlsbad potash district, southeast New Mexico. In Third Symposium on Salt: Northern Ohio Geol. Society, 1, 120~152.
- Anderson R J, Egleson C. 1970. Discovery of potash in the Al Salina salt in Michigan, In, In Sixth Forum on the Geology of Industrial minerals: Mich. Geol. Surv., Lansing, Michigan: 15~19.
- Anderson S B, Swinehart R P. 1979. Potash salts in the Williston Basin, USA. Economic Geology, 74(2): 358.
- Borchert H, Muir R O. 1964. Salt deposits, D. Van Nostrand Company LTD.
- Borchert H. 1977. On the formation of lower Cretaceous potassium salts and tachhydrite in the Sergipe Basin (Brazil) with some remarks on similar occurrences in West Africa (Gabon, Angola etc.). In: D. D. Klemm and H. J. Schneider, Editors, Time-and Strata-bound Ore Deposits, Springer-Verlag, Berlin: 94~111.
- Braitsch O. 1971. Salt deposits, their origin and composition. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg. New York.
- Condie K C. 2004. Earth as an Evolving Planetary System, Academic Press: 350.
- Dyer BW. 1945. Discoveries of potash in Eastern Utah, Mining Technology, 9(1): 56~61.
- Engene C. 1970. Distribution of salt and potash deposits: Present and potential effect on potash economics and exploration. Proceeding of the Third Symposium on Salt, 2: 85~95.
- Fuzesy L M. 1983. Petrology of potash ore in the Middle Devonian prairie evaporite, Saskatchewan. Potash Technology: Pergamon, Toronto: 47~57.
- Haq B U, Van Eysinga F W B. 1998. Ageological time table, Elsevier Science publishers, Amsterdam, The Netherlands. Wall chat.
- Hardie L A. 1996. Secular variation in seawater chemistry: An explanation for the coupled variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m. y. Geology, 24: 279~283.
- Haq B U, Al-Qahtani A M. 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. GeoArabia, 10(2): 127~160.
- Harding S R L, Gorrell H A. 1967. Distribution of the Saskatchewan potash beds. Trans. Can. Inst. Min. Met, 70: 174~79.
- Hay W W, Migdisov A, Balukhovskiy A N, Wold C N, Flögel S, Söding E. 2006. Evaporites and the salinity of the ocean during the Phanerozoic: implications for climate, ocean circulation and life. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240(1), 3~46.
- LHite R J, Japakasetr T. 1979. Potash deposits of the Khorat Plateau, Thailand and Laos. Economic Geology, 74(2): 448~458.
- Hsu K J. 1972. Origin of saline giants: A critical review after the discovery of the Mediterranean Evaporite. Earth-Science Review, 8: 371~386.
- Khmelevska O, Kovalevych V, Peryt T M. 2000. Changes of seawater composition in the Triassic - Jurassic time as recorded by fluid inclusions in halite. Journal of Geochemical Exploration, 69: 83~86.
- Kovalevich V M, Peryt T M, Petrichenko O I. 1998. Secular variation in seawater chemistry during the Phanerozoic as indicated by brine inclusions in halite. The Journal of geology, 106(6): 695~712.
- Kuhn R. 1968. Geochemistry of the German potash deposits. Saline Deposits, Spec. Papers Geol. Soc. Am., 88: 427~504.
- Lowenstein T K, Hardie L A, Timofeeff M N, Demicco R V. 2003. Secular variation in seawater chemistry and the origin of calcium chloride basinal brines. Geology, 31(10): 857~860.
- Lowenstein T K, Timofeeff M N, Brennan S T, Hardie L A, Demicco R V. 2001. Oscillations in Phanerozoic seawater chemistry: evidence from fluid inclusions. Science, 294(5544): 1086~1088.
- Lowenstein T K, Timofeeff M N, Kovalevych V M, Horita J. 2005. The major-ion composition of Permian seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(7): 1701~1719.
- Lowenstein T K. 1988. Origin of depositional cycles in a Permian "saline giant": The Salado (McNutt zone) evaporites of New Mexico and Texas. Geological Society of America Bulletin, 100(4): 592~608.
- Meng Q R, Wang E, Hu J M. 2005. Mesozoic sedimentary evolution of the northwest Sichuan basin: Implication for continued clockwise rotation of the South China block. Geological Society of America Bulletin, 117(3/4): 396~410.
- Metcalfe I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. Journal of Asian Earth Sciences, 66: 1~33.
- Morley C K. 2012. Late Cretaceous-Early Palaeogene tectonic development of SE Asia. Earth-Science Reviews, 115: 37~75.
- Parrish J T. 1993. Climate of the supercontinent Pangea, J Geol, 101: 215~233.
- Sandberg P A. 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. Nature, 305: 19~22.
- Sato K, Liu Y Y, Wang Y B, Yokoyama M, Yoshioka S, Yang Z Y and Otofujii Y. 2007. Paleomagnetic study of Cretaceous rocks from Pu'er, western Yunnan, China: evidence of internal deformation of the Indochina Block. Earth and Planetary Science Letters, 258: 1~15.
- Schmalz, R F. 1969. Deep-Water Evaporite Deposition: A Genetic Model. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 53(4): 798~823.
- Scotese, C. R., 2004. A continental drift flipbook. The Journal of

- Geology 112, 729~741.
- Simms M J, Ruffell A H. 1990. Climatic and biotic change in the late Triassic, *Journal of the Geological Society*, 147 (2): 321~327.
- Simms M J, Ruffell A H. 1989. Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic, *Geology*, 17(3): 265~268.
- Sonnenfeld P. 1984. *Brines and Evaporites*, Academic Press. Inc.
- Soreghan GS, Soreghan MJ.
- Soreghan G S, Soreghan M J, Hamilton M A. 2008. Origin and significance of loess in late Paleozoic western Pangaea; A record of tropical cold?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 268(3): 234~259.
- Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R and Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia; new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611~616.
- Tong Y B, Yang Z, Zheng L D, Xu Y L, Wang H, Gao L and Hu X Z. 2013. Internal crustal deformation in the northern part of Shan-Thai Block; New evidence from paleomagnetic results of Cretaceous and Palaeogene red beds. *Tectonophysics*, 608:1138~1158.
- Vakhrameev V A, Hughes N F. 1991. *Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth*. Cambridge University Press.
- Wang L C, Liu C L, Gao X and Zhang H. 2014. Provenance and paleogeography of the Late Cretaceous Mengyejing Formation, Simao Basin, southeastern Tibetan Plateau; Whole-rock geochemistry, U-Pb geochronology, and Hf isotopic constraints. *Sedimentary Geology*, 304:44~58.
- Wang L C, Liu C L, Fei M M, Shen L J, Zhang H and Zhao Y J. 2015. First SHRIMP U-Pb zircon ages of the potash-bearing Mengyejing Formation, Simao Basin, southwestern Yunnan, China. *Cretaceous Research*, 52:238~250.
- Wardlaw N C. 1972. Unusual marine evaporates with salts of calcium and magnesium chloride in Vretaccous Basin of Sergipe, Brazil. *Econ. Geol.*, 67:156~168.
- Warren J K. 2010. Evaporites through time; Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98 :217~268.
- Zhang C L, Diwu C, Kröner A, Sun Y, Luo J L, Li, Q., Li Q L, Gou L L, Lin H B, Wei X S, Zhao J. 2015. Archean-Paleoproterozoic crustal evolution of the Ordos Block in the North China Craton: constraints from zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes for gneissic granitoids of the basement. *Precambrian Research*, 267:121~136.
- Zhang H, Liu C L, Zhao Y J, Mischke S, Fang X M, Ding T. 2015. Quantitative temperature records of mid Cretaceous hothouse; evidence from halite fluid inclusion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 437: 33~41.
- Zhao G C, Cawood P A, Li S Z, Wilde S A, Sun M, Zhang J, He Y H, Yin C Q. 2012. Amalgamation of the North China Craton: key issues and discussion. *Precambrian Research*, 222: 55~76.
- Zhao X X, Coe R S. 1987. Palaeomagnetic constraints on the collision and rotation of North and South China. *Nature*, 327 (6118): 141~144.

Plate Tectonics Control on the Distribution and Formation of
the Marine Potash Deposits

LIU Chenglin^{1,3)}, ZHAO Yanjun¹⁾, FANG Xiaomin²⁾, LÜ Fenglin^{1,3)}, WANG Licheng¹⁾,
YAN Maodu²⁾, ZHANG Hua¹⁾, DING Ting³⁾

- 1) MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources,
Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;
2) Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100101;
3) China University of Geosciences, Beijing, 100083

Abstract

Supergene potash deposits mainly occur in epicontinental sea basins on the continental plates, and their formation is generally controlled by global plates including the scale, boundary characteristics, drift process, paleo-latitude position and paleoclimate of plates during different geological intervals. Huge potash deposits with a large area and great thickness during Paleozoic often occurred in giant epicontinental basins with background of giant stable craton and belong to chemical rock type that potash deposits were formed in chemical-depositional environment with carbonate. Mesozoic potash deposits were mostly concentrated within plate-convergent areas characterized by Tethys realm where huge to large-sized potash deposits or potash deposit groups were formed in smaller-scale marine and marine-terrestrial basins within small continental blocks, and belong to chemical rock type and clastic rock type that potash deposits were formed in clastic-depositional environment with carbonate. Cenozoic potash deposits were dominantly distributed in rift basins occurred along the margin or in interior of continental plates, and can be formed in marine, nonmarine environments or in transitional environment. Whereas, typical terrestrial potash deposits often occurred in interior of continental plates. From the perspective of the forming ages of potash deposits, the formation models of potash deposits had encountered a huge switch, that is, giant stable craton types formed during Paleozoic, plate-convergent (i. e. Tethys realm) types did during Mesozoic and plate rifting type did in Cenozoic, respectively, and aimed the Quaternary, almost all the potash deposits around the world were typically formed in terrestrial environments. Accordingly, the provenance for potash formation in basins also differed from Paleozoic to Quaternary. Seawater during Paleozoic was the main source for potash deposits in marine basin within stable cratons, and during Mesozoic the nonmarine materials (e. g. , deep fluids caused by volcanic activities) were probably another potassium sources beside of seawater for potash deposits of small blocks in Tethy realm. Under the rift environments during Cenozoic, potassium supplies were often the mixture of marine and nomarine materials, in some case even were dominated by nomarine materials. From Paleozoic through Cenozoic, the reserves of potash deposits progressively decreased with the decreasing in space scale of basins. Chinese small continental blocks are portion of global plate component and their movements were subject to the global plate tectonism, potash formation in these small blocks therefore should be controlled by the regularity of global potash formation. Understanding of regularity of global potash formation will be helpful for studys of potash formation regularity of Chinese continental blocks and further potash exploration.

Key words: plate tectonism; small continental block; marine; potash deposit; potash formation model