

红层问题

夏祖葆

刘宝珺

(地质矿产部情报研究所)

(成都地质矿产研究所)

在地质学中,红色岩石或称红层通常是指被少量细分散的铁的氧化物染成各种红色色调的沉积物或土壤残积物。红层在地球上分布广泛,它有不同的成因、不同的成分、含各种矿产,因此一向受到地质工作者的注意,并从不同角度得到调查。

但是,红层中所含生物化石数量少,剖面往往不太稳定,又缺乏标志层,因此研究程度较低,这往往给区测人员造成困难。

尽管如此,广大地质工作者还是对红层做了大量的研究工作,从不同角度对红层进行分类,研究红层的形成环境及成因,调查红层的古地磁,对红层的野外和室内研究进行总结。总之,红层问题已越来越引起人们的注意。

我国红层分布广泛,其中不乏含矿层,因此,加强对红层的研究势在必行。

一、红层的分类

红层一般是指被细而分散的铁的氧化物染成各种红色色调的沉积物和土壤-残积的地质产物。这种红色堆积物见于各种各样的相环境中。它们的成分极为不同,但有一个共同的标志,就是被铁的氧化物染成红色。

目前,红层分类方案很多,这些分类各有特色,例如,J. 克拉克(1962)提出一种野外分类,B. B. 拉夫罗夫(1980)按岩性-岩相分类,P. D. 克里宁(1949)提出成因分类,P. 特纳(1980)则提出一种实用分类。此外,还有古地磁分类、按古气候分类等等。下面简单介绍 P. D. 克里宁, P. 特纳以及 B. B. 拉夫罗夫的分类。

P. D. 克里宁根据他自己对红层中铁氧化物颜色成因的理解提出一种红层的综合分类。他设想出可使色素氧化物呈现红色的三种可能方式:碎屑颗粒、溶液沉淀和就地氧化形成自生氧化物。据此他制定了一种四分分类方案(图1),这四种类别分别是:

(1)原生红层——红色素由源岩区内的风化作用形成,它可能直接加入风化红层的沉积物内(原生残余红层),或者经过局部再造(再生再造红层),或者经过剥蚀和搬运(原生三角洲红层)。

(2)沉积后和成岩后红层——由非红色碎屑在沉积后不久经氧化作用形成(沉积后红层),或在埋藏后又出露地表或在深部经近地表氧化作用形成(成岩后红层)。

(3)次生红层——由先前存在的红层经过剥蚀和再沉积形成。

(4)化学红层——在“海水”或“淡水”条件下在沉积盆地内经化学沉淀形成,或者在沉积物内通过渗透作用由自生和层间作用形成。

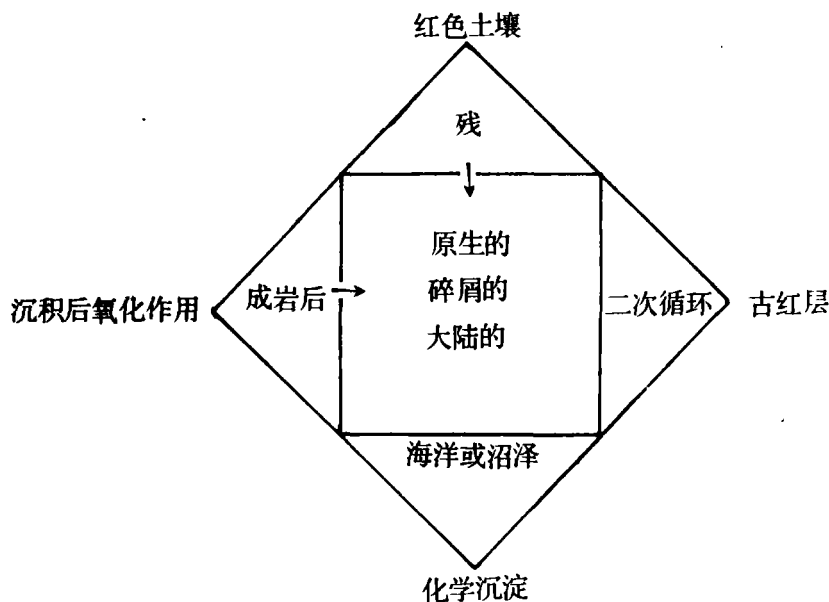


图1 P. D. 克里宁(1949)根据氧化铁色素的成因和来源提出的红层分类

P. D. 克里宁承认这是一个“实用”但“不尽合理”的分类。他的分类往往被人滥用,许多研究者只区分出“原生”和“次生”红层,这些术语在使用概念上与 P. D. 克里宁的原意不同。原生红层经常被人们用来表示受相控制的红层,而不管它们是碎屑成因还是成岩成因。严格地讲,如果前者是由风化源岩形成的则可谓之原生的,而后者属于 P. D. 克里宁分类中的沉积后红层。次生红层术语经常被用来表示埋藏后出露地表的沉积物经就地风化形成的红层。P. D. 克里宁的次生红层系指成岩后的红层,该术语应限于说明成因意义表示由其它红层经剥蚀和再沉积形成的红层。

P. 特纳(1980)的红层分类是一种比较实用的分类。较为现实的划分红层的方法必须考虑所有重要特征,包括沉积、结构和矿物以及成矿特征。P. 特纳根据红层堆积的主要沉积环境,加上它们的主要矿物、结构和成岩特征划分出三种主要大陆红层组合:冲积,沙漠和三角洲平原红层。按照表1所示的特征,这些红层很容易区别开来。

P. 特纳分类的冲积红层包括由边缘冲积扇和粗粒辫状河到具有低弯度或曲流河的冲积平原多种沉积相。冲积扇和粗粒辫状河通常发育在构造活动的沉积盆地内,同时它们也是产于转换断层之上走向滑动盆地的独特特征。它们还作为边缘相产于夭折大陆裂谷内和造山晚期盆地内。冲积红层没有特殊的气候意义,古地磁证据表明它们可能沉积于古赤道两侧 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 范围内,这一特征说明在古纬度高的寒冷气候下这种红层不易形成。

表1 大陆红层三种主要组合的特征(据 P. Turner, 1980)

组 合	沉 积 特 征	红 色 特 征	成 岩 特 征
冲积红层 冲积扇—辫状河	卵石质冲积物。多数为多层河道沉积物,其间夹有岩屑流和河泛沉积物。	均匀红色。细粒层呈较深的红色。	硅酸盐颗粒间的层内溶解。矿物成熟度增高。结构成熟度降低。自生矿物有石英、长石、方解石、粘土矿物。
具有高—低弯曲度 河流的冲积平原	FU 旋回中的砂质和泥质冲积物。砂质层为河道和河堤沉积物。泥岩为洪积平原沉积物。洪积平原的成壤改造现象常见。	杂色。砂质层呈红色或黄褐色。泥岩层呈红色或杂色。	同上。泥质洪积平原沉积物中还发生铁的氧化物—赤铁矿的转变。钙结壳为洪积平原沉积物的常见特征。
沙漠红层 冲积、风成萨布哈,沙漠湖	前积层倾斜较陡的分选良好的交错层状砂岩。其内夹有内陆萨布哈和沙漠湖(石膏和硬石膏)及分选较差的旱谷沉积物。	均匀红色。	长石和铁镁矿物的层内溶解。自生矿物有石英和长石。胶结构为石膏—硬石膏。
三角洲平原红层 以河流为主的三角洲平原	CU 和 FU 旋回。粉砂岩经常与底土和其它成壤改造伴生。主要为洪积平原、排水良好的沼泽和泻湖三角洲沉积物。	杂色。红色通常局限于泥岩中。外观常呈斑点状。	含有成岩早期黄铁矿。腐植酸淋滤形成高岭石。含有菱铁矿和成壤结核。

沙漠红层包括在炎热干旱气候下沉积的多种沉积相。这些相包括湖泊、内陆萨布哈、风成沙丘沉积物和沙漠冲积沉积物。沙漠冲积沉积物基本上与冲积红土中的粗粒沉积物相同。粗粒沙漠冲积物的红色是由铁硅酸盐矿物的蚀变造成的。人们对大陆最特殊的相之一——风成砂仍缺乏了解,目前还不可能总结出它们颜色变红的原因。现代风成砂呈红至黄褐色的多种色调出现,有证据表明碎屑和成岩变红作用可能都很重要。

三角洲平原红层沉积于大陆边缘的三角洲复合体内,产于多种构造环境内。它们具有许多与某些冲积红层相同的特征,区别标志是具有三角洲沉积物组合和若干独特特征。后者包括多种颜色斑点的泥岩、细根土、底土、偶尔有煤层。这些特征表明它们是在潮湿的热带气候下形成的。然而,三角洲平原红层也有可能在其它气候条件下形成,有人曾描述过干旱气候和具有干旱季节的热带气候条件下形成的这种红层。它们形成的古纬度可能较低。三角洲平原红层的变红作用包括针铁矿的脱水、粘土矿物转变期间氧的释放和细粒浸染状黄铁矿的氧化。成壤作用在三角洲平原沉积物的沉积后变红中起重要作用。

苏联学者 B. B. 拉夫罗夫提出红层的岩性-岩相分类中把红层归纳为一个系列,包括九个在空间和成因上接近的组,这九个组相当于四个主要的沉积环境。

陆相堆积环境的红层

第1组——土壤-残积红色岩层—杂色岩层;碳酸盐岩残积物,红色土壤和风化层。

第2组——由风化壳转生的并接近风化壳的不含碳酸盐的杂色—红色岩层。

以陆相(非海相)为主的沉积环境的红层

第3组——古老山间凹陷的非海相陆源-火山碎屑碳酸盐和少碳酸盐红层;地表火山喷发活动的火山产物和多成分产物以及火山碎屑的洪积—冲积—湖相堆积物。

第4组——山间凹陷、山前平原和滨海平原非海相陆源碳酸盐红层;多成分细砾—砂—粘土冲积—三角洲—湖相堆积,含泥灰岩夹层,偶尔含蒸发岩及层凝灰岩夹层。

陆海相过渡沉积环境的红层

第5组——咸化泻湖陆源碳酸盐红层：以粘土沉积物为主，含泥灰岩和蒸发岩。

第6组——前三角洲陆源碳酸盐红层：砂—粘土质堆积物，夹含海相软体动物贝壳的透镜体。

第7组——海相亚潮带陆源碳酸盐红层：砂—粘土质堆积物，含陆相动物化石和牡蛎滩。

海相沉积环境的红层

第8组——远海相碳酸盐红层：红色和粉红色灰岩和泥灰岩，含海相动物化石。

第9组——大洋深远海相不含碳酸盐泥质红层。

二、红层的气候和环境

红层是地质学家多年来颇感兴趣的一种特殊的沉积相。它是一种红色的沉积层，主要以砂岩、粉砂岩、页岩组成，局部夹有薄层砾岩、石灰岩、泥灰岩。关于红层的颜色和红层的成因等问题已经争论了一百多年。

传统观点认为，红层是炎热、干旱的气候和干旱或半干旱环境的产物。早期的研究人员受某些现代红色沙漠沉积的影响，认为古代红层是在沙漠环境下沉积的。后来，美国的沉积学家 P. D. 克里宁支持红层是在潮湿的热带气候条件下由砖红壤性土的侵蚀和再沉积形成的观点。这两种假设使人们广泛认为红层具有某种古气候意义。T. R. 沃克的研究表明，在红层的形成过程中成岩作用是最重要的，红层可以在原地形成，大陆红层未必就具有古气候意义。红层的颜色是由 Fe_2O_3 的浸染造成的，红层中出现 Fe_2O_3 表明红层是在氧化条件下形成的，但不具有古气候意义，因为已知在干旱的和潮湿的热带气候条件下都可以形成红层。

干旱炎热气候条件下形成的红层很多，例如西欧二叠纪至三叠纪时期形成的红色地层。这套红层由红色、绿色和紫色的砂岩、长石砂岩、页岩组成，标志着一种干燥气候条件下的荒漠堆积，并时有海相夹层。它广泛分布于中欧华力西褶皱带地区，如德国的二叠系赤底统等。按 J. P. P. 玛丽(1975)和 F. R. Van Veen(1975)的意见，赤底统砂岩是在沙漠河流环境(旱谷)和砂丘环境中沉积的，而赤底统泥岩和粉砂岩则是在沙漠-湖泊环境中沉积的，其下部含有一层石盐沉积。F. B. 范霍顿(1964)认为，典型的红层是在植物生长稀少的、氧化性的、主要是非海相的环境中和过渡环境中堆积的第一旋回的沉积物。红层形成要求有温暖或炎热的、干旱或半干旱的气候以及有利于山脉剥蚀和附近的前渊、地堑及隔离盆地的充填的构造格局。现代研究表明，不仅在干旱、炎热的地区能够形成红层，在半潮湿环境下有时甚至在潮湿环境下也能形成红层。含有大面积钙质层沉积的美国康涅狄格州的晚三叠世—早侏罗世的“裂谷”红层就是在半干旱的热带气候中堆积的红层的一个很好的例子。而西德萨尔州石炭系的沃特韦尔层、印度和南非的二叠系冈瓦纳组及厄瓜多尔奥连特省的第三系红层则是沉积环境延伸到稍微不太干旱的气候带内的实例，这些红层中偶然夹有煤的交叠夹层就是证明。

T. R. 沃克(1974)对奥里诺科盆地和波多黎各全新世和更新世的冲积物的研究表明，红层能够在潮湿的热带气候中通过层内变化作用成岩形成，这种层内的变化作用与沙漠中成岩形成的红层的作用相似。英国上石炭统伊特鲁里亚组是以威斯特伐利亚泥岩为主的红层

层序,它与中英格兰的含煤近海沉积互层并覆盖住它们。沉积学研究表明,这层主要由沼泽和泥质冲积平原沉积组成,它提供了潮湿热带气候条件下作为泥质冲积物的红层的成因的一个极好实例。

总之,大部分红层是在炎热、干旱的气候中形成的,也有在半潮湿甚至潮湿气候条件下形成的红层。T. R. 沃克提出根据下面两点区分红层的气候条件:

(a) 沙漠-蒸发盐红层组合。在这种组合中,红层与风成砂、沙漠河流沉积物以及在干盐湖和内陆萨布哈中形成的蒸发盐共生。

(b) 潮湿气候的红层组合。在这种组合中,红层与含煤地层互层呈指状交错。

此外,潮湿热带气候条件下的红层一般含有植物化石和煤层,含有菱铁矿,并经常含少量高岭石这种酸性泥岩沼泽环境的粘土矿物。

表 2 列出了不经常干旱气候不同情况下的红层、半潮湿气候的红层和潮湿气候的红层的岩石组合、沉积物的岩相属性等特征。表中所列的是按气候原则对分布最广的非海相红层所作的分类。这种红层构成一个连续系列,反映了地面环境的潮湿程度。这个表完善并发展了关于陆源碳酸盐红层堆积期的气候是不经常干燥的论点。表的最左侧表示向蒸发盐岩系过渡的红层和显然是在以干旱古气候为主的条件下形成的红层的特征,这里多雨气候期对岩石成因的影响还不明显。该表的中部是非海相陆源碳酸盐水云母红层的典型代表,很难肯定这些红层是在以干旱为主的古气候期还是以潮湿为主的古气候期形成的。再往右边一栏(第四栏)是半潮湿气候下形成的略含碳质的红层,这种红层具有有时是典型陆源碳酸盐红色岩石,有时是含煤沉积的逐层交替的岩石成因特征。这里潮湿气候期的影响已十分明显。表的最后一栏(第五栏)是纯潮湿杂色-红色残积-沉积三水铝矿-高岭石堆积物。

表 2 陆源红色岩层的气候系列(据 B. B. 拉夫罗夫, 1982)

指标		不经常干旱气候不同情况下的红层			半潮湿气候的红层	潮湿气候的红层(杂色岩层)
		干旱期>多水期	干旱期≈多水期	干旱期≤多水期		
沉积物的岩相属性		冲积-湖相和咸水湖相	洪积-冲积湖相(和盆地相?)	沼泽-湖相,冲积-三角洲相和浅海相	泻湖-冲积相、浅海相,泥炭-沼泽相	湖相和沼泽-湖相,土壤-残积相
岩石组合		红色砂岩、泥岩、粉砂岩和白云质泥灰岩的韵律性互层,硬石膏、石盐	砾岩和细砾岩、砂岩、粘土的韵律互层,稀少的泥灰岩夹层,土壤层,红色和浅天蓝色-灰色泥灰质粘土段(天蓝色层)	红层砂岩、粉砂岩和粘土、灰岩和白云岩的韵律性互层,炭质岩层、土壤层	灰色砂岩,红色粉砂岩和泥岩,灰岩层,稀少的薄煤层	红色和杂色粘土,灰色炭质铝土矿,褐铁矿,古土壤
有代表性的自生体	岩层	白云质泥灰岩,硬石膏,石膏,石盐	白云质泥灰岩	方解石,白云石	灰岩	三水铝矿,高岭石
	结核体	方解石,白云石	方解石,白云石,石膏——晶痕	白云石,菱铁矿	方解石,偶尔有铁白云石	三水铝矿,铁的氧化物
	胶结物	方解石,白云石,铁的氧化物,石盐	方解石,白云石,铁的氧化物	方解石,白云石,铁的氧化物	方解石,偶尔有铁白云石,铁的氧化物	三水铝矿,铁的氧化物
生物化石		稀少介形虫,稀少的小孢子和植物印痕	爬行动物骨骼,稀少的软体动物,偶尔有介形虫、轮藻小孢子,植物根系残迹	软体动物,丰富的植物印痕,小孢子	软体动物,介形虫,有孔虫,丰富的树叶印痕、树干、小孢子	小孢子、树叶印痕,植物根系残迹,稀少的木质化石

红层可以形成在各种环境中。从陆相、过渡相到海相环境均可以形成红层。陆相和过渡相环境中的红层已为人们所熟知,国内、外的研究报道颇多,而海相红层的报道目前较少,但海相红层确实大量存在于地质纪录中。

A. M. Ziegler 和 W. S. Mckerrow 对志留纪的海相红层进行了详细的研究。他们得出结论认为,红色页岩和泥岩在早古生代的海相层序中并不罕见。在爱尔兰、苏格兰、英格兰、挪威、苏联的埃沙尼亚和拉脱维亚以及美国的阿巴拉契亚盆地等地区都有志留纪海相红层存在。例如在阿巴拉契亚,克林顿群(S_2)的海相红色或灰红色页岩广泛分布在阿巴拉契亚盆地。不能把这些红色页岩误认为克林顿铁矿,也不能把它们误认为下伏的格里姆斯比组及同期地层的红色砂岩和页岩,后者是三角洲成因的。海相红色或灰红色页岩与灰绿色页岩互层。典型的灰红色页岩分析表明,其 Fe_2O_3 和 FeO 含量分别为 4.16% 和 3.68%,典型的灰绿色页岩 Fe_2O_3 和 FeO 含量分别为 2.36% 和 4.07%,因此,红层比灰绿层含的 Fe_2O_3 多。阿巴拉契亚盆地的志留纪海相红层不同于它的欧洲对应部分,它的欧洲对应部分沉积在较浅的水中。阿巴拉契亚盆地的红层含 *Eocoelia*, 欧洲的红层与 *Costistricklandia* 和较深的群落共生。除深度以外,这两处的自然环境特征实际上是相同的。志留纪不是含海相红层的唯一时代,在奥陶纪、寒武纪以及前寒武纪都有海相红层存在。此外,海相红层的环境可以有深海环境、外陆架环境、内陆架环境和海岸冲积环境,生物群有笔石、腕足类等;典型的岩性有页岩、砂岩、杂砂岩、泥岩、泥质砂岩等。

总之,现代研究表明,红层可以在炎热干旱的气候条件下形成,也可以在半潮湿的有时甚至是潮湿的气候条件下形成。红层可以见于所有的主要岩相组合——陆相、过渡相和海相组合中。近岸浅海相和远海相的红层通常含丰富的古生物化石,因此,海相红层的地质测量与研究同其它含古生物化石的海相岩层的地质测量没什么区别。关于红层成因的问题。因对红层形成的确切机制至今仍然认识不多,现已清楚的是特定红层在形成过程中经历了一些不同的作用,因此,现在对红层成因进行统一是不可能的。

三、红层的野外和室内研究

在进行野外地质工作过程中,凡对沉积岩进行野外调查时所采用的野外观测、描述和编录、标本采集和取样的一般原则和规定、方法和实际手段,都完全适用于陆源红层。在进行详细野外观测时,除关于野外地质观测和描述顺序、内容和方法的通用的和已成为传统的条例以外,对红层的岩相和岩石类型的研究、对红层的岩石颜色和结构构造的研究和鉴定、对红色岩层的韵律结构的野外观测等问题都应给以足够的重视。

非海相红层一般是多相的,不同的岩相往往穿插在一起,因而岩性不一而多变,这就要求我们必须特别重视红色岩层的相分析,以便在综合剖面图和地质图上查明并标出各种岩相及其岩石类型在垂向和侧向上的分布规律和互相过渡规律。为了恢复红层的古地理情况,对于非海相红层堆积来说,还应收集以下资料,如古剥蚀区及其洪积层的大致位置、河流搬运碎屑物质的主要方向和古水流的主要走向、大的水体的分布和水体岸线的方位。根据这些古地理要素,可以使我们大致地了解研究区古老红层景观中的岩相分带情况。

岩石的颜色、许多结构构造标志和沉积间断痕迹以及剖面结构的韵律性和生物化石的分布和组成特点对红层的岩相鉴定和对比有重大意义。红层岩石中的所有这些标志在大多

数情况下都有成因含义,可以在野外工作中加以实际应用。

对岩石的颜色要采用严格一致的术语系统来描述不同色调的红色,它与岩石类型和相的关系,红颜色沿整个剖面及其大的韵律的变化趋势。要确定红色和灰色岩石的相互关系、原生灰色和次生灰色的标志和分布情况,以及造成次生灰色的原因。此外还要查明在还原环境下沉积下来的黑色、暗灰色和褐色岩石的产状,其岩相属性和颜色发暗的原因,暗色岩石的地球化学特点及可能的含矿性。在估计红色岩层含矿带中的岩石颜色的意义时,还应注意含矿砂岩和粉砂岩的颜色与矿石成分之间的关系。

红层岩石中的一些特殊构造包含着一定的岩相古地理内容,因此在野外工作时要加以注意。红层中的灰岩和泥灰岩的特殊构造包括:浅水核形石灰岩的结核状构造、粗犷的和不规则的同心状构造;在清澈而温暖的硬水质湖泊盆地浅部形成的叠层石灰岩的有机成因的层状构造;表明沉积环境稳定的碳酸盐岩层的条带状层理;表明软泥干裂的多角形裂隙;与碳酸盐软泥干涸得很深有关的灰岩的角砾状构造和泥灰岩的短柱状节理;成岩作用晚期形成的“斑”状构造及其中的发亮的方解石小菱面体等等。此外,对古土壤层及其构造也要仔细描述。红层剖面中的冲刷痕迹一般表明沉积作用发生过短时间的间断,对在红层中可能遇到的脊椎动物骨骼、木质化石碎片等要特别加以注意。

红色岩层的韵律结构的野外观测资料可用于剖面划分和对比,也可用于矿产的预测和普查,因此,在对红层及其中的矿化显示进行野外调查时,不能忽视剖面的韵律结构。

红层中古生物化石保存较少,因此,在野外一定要仔细寻找。但有些门类化石与一定的岩相和岩层有以下一些关系:

陆栖脊椎动物骨骼化石见于晚泥盆世到晚第三纪的红层中。在西欧和俄罗斯地台二叠纪和三叠纪红层中,在中亚白垩纪红层中,特别常见的是有对比意义的两栖类和爬行类化石。

鱼化石见于泥盆纪到晚第三纪的红色岩层中。但是,鱼化石主要只是对泥盆纪红层和一部分三叠纪红层才有地层对比意义。

大的甲壳类化石见于不列颠群岛老红砂岩和南西伯利亚泥盆纪红层中。这类化石在剖面中不丰富。

淡水和微咸水软体动物化石常见于红色岩层中,但一般不太丰富。其中腹足类介壳最常见于俄罗斯地台二叠纪和三叠纪红层中。瓣鳃类化石常见于古河床砂岩和牛轭湖漫滩细粒泥灰质沉积中。这类化石有时与石化和煤化木质碎块一起出现。

介形虫化石对碳酸盐陆源红层有极重要的地层对比意义。小的介形虫介壳可见于冲积-湖相与泻湖相粉砂-粘土沉积中。有时在红层中能遇到介形虫化石特别丰富的岩层,这种岩层往往是泥灰岩和灰岩,这种岩层或岩段可能具有区域性的标志层意义,要予以注意。

叶足类化石组合最常见于泥盆纪,晚古生代和三叠纪红层中。在淡水和微咸水盆地浅水相粘土-粉砂质沉积的层理面上可见到贝甲目的钙-几丁质介壳的大量印痕。这种印痕经常出现在含分散的植物碎片的岩石中,也出现在从红色岩层到灰色岩段的过渡带中 and 不含碳酸盐的岩石中。

有孔虫化石在非海相红层中是见不到的,在红色岩层中的盆地相里偶尔能发现少量海相和微咸水相有孔虫化石。根据这些化石有时能把非海相红层剖面与相邻的海相岩层可靠地连接起来。

植物叶片和幼芽的印痕、木质化石和根系交代物在红色岩层中比较常见,可能有对比意义。

植物孢子和花粉化石在红色岩层中一般以灰色和暗色岩层和岩段中保存得最完整。这些岩石标本中可能含颇有代表性的孢粉组合,是红层剖面植物地层对比和古地理结论的基础。因此,在对红色岩层进行野外调查过程中,要从所有暗色和灰色粘土岩段和碳酸盐-粘土岩段中采取标本作孢粉分析。

轮藻类化石在红色岩层的碳酸盐质粘土中分布广泛,保存良好,可能具有重要地层意义。在野外要通过放大镜系统地观察岩石的新鲜面才能确定轮藻类化石的存在与否。

为了鉴定红层的岩石-地球化学特征、岩石特征、物理特征和古生物特征,通常用室内方法来研究在野外采集的岩石标本、用于特定目的的样品及其成套标本,对于采集的红层标本常常要进行岩石的岩石-地球化学研究和岩性-岩石研究、磁性测定和颜色鉴定、古生物研究、数据处理等一系列的室内研究。

在进行岩石-地球化学研究和岩性-岩石研究时要先做简单和大批的测定,然后再辅以精确而又难度大的研究方法。

例如,陆源碳酸盐红层的粘土岩段在红色沉积中较重要,它通常标志着红层内的构造-沉积旋回的终止,它在剖面中比其它岩石稳定,具有标志层的意义,此外,它最能反映陆源岩层的地球化学特点。因此,红层粘土岩具有重要意义,对粘土岩的样品要采用更详细和更精确的研究方法。这些方法包括:粘土岩的温度测量法,电子显微镜鉴定法和电子衍射法,X射线结构分析法,单项的化学分析和全化学分析,测定粘土悬浊液的pH值以及测定粘土的吸收容量等等。对粘土岩最可行和最必需的测定还包括粘土岩的膨胀能力,粘土岩中的碳酸盐含量,对无碳酸盐样品进行温度测量研究,用近定量的光谱法测定粘土岩大批块样中的微量元素,如钡、锶、钇、锆、钼、银、铅、铜、钒、锌等。

对碳酸盐岩来说,最可行的方法有:用10%的盐酸进行处理;用透明薄片和磨光片作岩石学研究,以确定碳酸盐岩的矿物成分、粒度、颗粒形态、构造特点和成因;测定温度,根据温度曲线推断碳酸盐的成分及其数量关系;此外若有特殊需要还可做微量元素含量的光谱分析。

对粗碎屑岩来说,主要是测定岩石的粒度,测定卵石的岩石成分及原地性系数,研究充填物和胶结构物等等。

对细碎屑岩来说,最可行和最必需的方法包括:测定未固结的砂质岩石的粒度组成,对颗粒形态的研究和估计,用通用的重砂矿物分析法按粒级测定砂岩碎屑部分的矿物成分以及确定砂岩胶结物的成分和岩石类型等。

除对红层中岩石的研究以外,还需对红层的地球化学、古地磁学研究及测井数据的分析处理,以确定红层的形成条件、划分和剖面对比及其成矿专属性等。

总之,红层的野外及室内研究方法很多,但大多与其它沉积岩层研究方法相同,这里不再详述。

四、红层的古地磁

地质工作者们曾对元古宙和显生宙所有地质时代的红层做过古地磁研究。大陆红层在

古地磁研究中具有特殊意义,是古地磁学中最先详细研究的沉积岩。许多磁极迁移路线图和大陆重建图主要依据从红层中测定的古地磁数据。岩石磁性证据相当清楚地表明,赤铁矿是红层中负载剩余磁的主要矿物。同样,成岩证据表明赤铁矿主要为自生矿物。因此可以肯定,大陆红层的磁性是在成岩作用期间获得的。

红层的古地磁特性变化很大,但根据出现的不连续分量的数目和磁化获得的时间,可以划分出若干种独特的磁化类型。这些不同类型红层磁化并未显示出随地质时代发生的系统变化。各时代红层的古地磁研究为红层成因研究做出了重要贡献。研究结果表明,成岩作用应该是一种速度作用,在此作用中,速度(包括获得磁化的速度)是由以下因素决定的:

(1)沉积物的原始矿物组分。矿物成分不成熟的沉积物易较广泛蚀变和长时期磁化的影响。

(2)沉积条件。细粒沉积物不易受广泛蚀变和长期磁化的影响。

(3)主导气候条件。温暖干旱的气候有利于红层的长期连续蚀变和磁化。

各地质时代和在不同气候条件下多种沉积环境中均有红层形成证实了这些特征。

剩余磁获得方式主要有三种,即获得剩余磁速度均匀且快的,速度非常缓慢的和既含有快速获得的又含有缓慢获得的剩余磁分量。如果沉积速度均匀且剩余磁获得速度快,那么,任何地磁场变化的精确记录都将会产生,记录下的幅度小于实际变化,这取决于磁化的确切速度。这种情况只有在剩余磁是碎屑剩余磁而且无可靠证据说明红层中存在化学剩余磁的情况下才有可能发生。如果剩余磁获得非常缓慢,那么较小的地磁波动将会被综合起来,所得记录几乎显示不出方向分散。任何重要变化(诸如地磁场倒转)如果发生在剖面下部和早期则会被记录下来。既含有快速获得的、又含有缓慢获得的剩余磁分量的红层,其古地磁记录非常复杂。假设这些分量是在地磁场倒转期间获得的且对总体剩余磁的影响是相同的,那么在地磁场倒转之前的记录表现出复杂且很宽的分散带。由于缓慢获得的分量逐渐加入载有较小地磁场波动的快速获得分量中,所以随着实际倒转的不断接近,分散性逐渐增强。(图2)

红层磁化的年龄是剩余磁获得速度的直接结果,因为从古地磁观点来看,它是最重要的因素。红层磁化的复杂性主要是由于这种速度变化造成的,因为它代表了以不同速度获得剩余磁的几种不连续成岩作用之和。

P. 特纳等将大陆红层古地磁的演化划分为三种类型,分别称为A型红层、B型红层和C型红层。这三种类型红层古地磁演化如下:

A型红层

A型红层具有经典的古地磁特征,它们包含两个完全相反的方向群,其正、负极性是在正向和反向地磁场期间获得的。正向和反向带横向上可能是连续的,它们之间可按照不与岩性地层冲突的方式进行对比。这类红层的磁性方向与伴生的火成岩相同,稳定性的野外检验通常表明磁化形成于褶皱之前。它们产于地层记录的任何地方,人们通常认为它们是在沉积后不久磁化的。

A类红层的代表有美国的莫恩科皮组、英国的圣比斯砂岩和加拿大的元古代红层等。这些红层的特点是正向和反向磁化呈不连续的带,在某些情况下,曾把小规模的方向变化和极性转变分析用来作为准同期磁化的证据。但是,这些特征的详细分析结果表明,它们可能穿越局部的时间界限,可以断定,天然剩余磁化是在成岩作用期间获得的,其获得速度较快,大

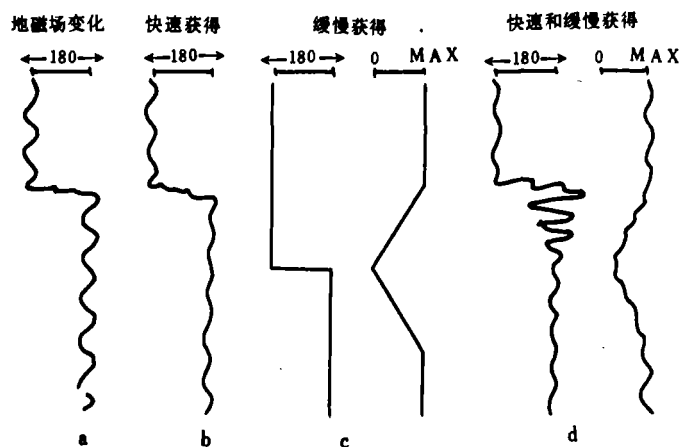


图2 地磁极性转换及其在均匀沉积物中的记录示意图 (据 Baag 和 Hesley, 1974)

约在 $1\text{Ma} \sim 10\text{Ma}$ 之间。对这类红层天然剩余磁的结构研究表明,粗粒镜铁矿和假像赤铁矿颗粒是最重要的天然剩余磁载体。有证据表明,天然剩余磁是由磁铁矿和其它碎屑含铁矿物经就地快速氧化产生的。以这种方式获得化学剩余磁化的速度非常快,足以形成不连续的正向和反向磁化带。P. 特纳认为,A 型红层可能是原来具有某种程度矿物成熟度的红层,其内赤铁矿自生作用的意义较小。

B 型红层

B 型红层表现出更复杂的古地磁特征。它们通常无法分解成两个极性相反的方向群,而通常表现为许多过渡方向,呈一个圆分布;还可能见到更复杂的方向分布。通过化学或热力脱磁可以发现,单个样品可具有复合磁化。单个分量经常是反向平行的,在这种情况下,合成分量沿磁化轴分布。过渡方向是由方向并非完全相反的两个以上的分量形成的。B 型红层与 A 型红层一样,通常可以产于地层记录的任何地方。

这两类红层之间的基本差别是:B 型红层不表现出两个逆平行的方向群,也无明显的磁化轴。天然剩余磁方向经常是过渡的、分散的且强度变化很大。多分量磁化广泛发育。A 型红层与 B 型红层之间的这种基本差别可以用多种方式来解释。一种比较合适的解释是 B 型红层代表矿物特征和结构成熟度完全不同的原始沉积物。这种解释得到了 B 型红层天然剩余磁结构研究的支持;P. 特纳等人的研究成果均说明色素是造成成岩作用期间和重大地磁场变化之后磁性分量获得的原因。B 型红层形成的时间取决于许多因素,其中最重要的是原始矿物成熟程度。在不成熟沉积物中,多分量磁化可能很快形成。在矿物成熟度较高的沉积物中,形成这种磁化的可能性较小,因为完全的硅酸盐蚀变可能会在较短的时期内发生,在某些阶段,新的铁氧化物的形成将会终止,成岩作用和磁化将受到抑制。

C 型红层

C 型红层的磁化特征是磁化方向明显集中,它们基本上由单个磁化分量组成。这种磁化

很稳定,用热力和化学脱磁法都无法将其去掉。这种磁化的时代大大晚于岩石沉积的时代,是在褶皱之后形成的。这种磁化的方向经常与伴生的或同时形成的火成岩完全不同,而通常与现代地球磁场相近。这一特征说明,这种天然剩余磁是在距现代较近的时期获得的。

具这种磁化的岩石曾遭受过完全的再磁化,但人们对这种再磁化的作用尚不完全了解。在美国侏罗纪莫瓦霍砂岩中,岩石曾按现代磁场方向发生稳定的再磁化。在该砂岩,再磁化看来与色素氧化物的再分布伴生,这一特点与P. 特纳的观点一致。P. 特纳认为多孔状砂岩更易于发生再磁化,因为氧化剂使渗透性增大。其它实例的再磁化看来更复杂一些。劳亚古陆的泥盆纪红层在二叠—三叠纪期间发生过广泛的再磁化,而冈瓦纳古陆却未发生过。克里尔(1968)提出“再磁化假说”来解释这种差别。他认为,处于低纬度的北半球大陆在石炭纪和早二叠世期间曾遭受过广泛的红土化,红土化引起了再磁化。西澳大利亚佩斯盆地的晚古生代和中生代岩层被该区的新生代红土化完全改造发生再磁化的实例支持了克里尔的假说。此外,再磁化现象与红色河成砂岩密切伴生说明成岩作用与再磁化作用是紧密相连的。P. 特纳和阿克(1975)曾研究过再磁化红层的天然剩余磁结构,他们证实,镜铁矿和白铁矿颗粒是再磁化向量的重要负载矿物,并认为任何再磁化作用应该解释现有氧化物矿物的变化,而不是简单地形成新的氧化物矿物。这与区域加热和埋藏在再磁化中起重要作用的观点一致。有许多种作用可以引起完全再磁化,所以C型红层可以以多种速度形成。

这三种类型红层磁化代表大陆红层成岩演化的不同阶段,人们认为A型→B型→C型的演变顺序随着赤铁矿形成和生长到更高级的成岩阶段而发生。这种作用不一定与时间有关,而是在不同的沉积盆地由于局部条件的变化以不同的速度开始。这些条件包括沉积环境、沉积物的原始矿物成分、粘土矿物成岩作用和胶结作用使孔隙度降低和后来的影响,如埋藏深部和区域加热。这三种类型的磁化不一定是互相排斥的,同一岩层中可以出现两种类型磁化,甚至在同一取样点也会出现两种类型的磁化,这说明这些红层处于过渡状态。

通过研究,P. 特纳得出某些结论:A型磁化显然适用于古地磁研究并可期望获得相当可靠的结果。尽管沉积年代与地磁年代之间可能有某些差异,但它们应该给出足够精确并具有古地磁价值的磁极位置。然而,这种磁化并不适用于暂时的磁极转变和长期变化的研究,B型红层经过详细的热力脱磁研究有可能分离出有意义的方向,但在没有确凿证据的情况下不能将其与古地磁意义联系起来;当从岩石的沉积年龄方面考虑问题时,C型磁化没有古地磁意义。某些发表的古地磁数据可能使人误入歧途。因为古代大陆红层中存在有未发现的C型磁化。

五、红层分布区的矿产

红色岩层可以含各种矿产。现已查明,它可以含铜、锰、油气、石盐等。红层在不同气候条件下矿化特点的情况对矿产预测和普查具有直接的实际意义。八十年代初,苏联学者B. B. 拉夫罗夫、Л. C. 捷普洛娃、A. C. 库姆潘曾撰文阐述了在红层分布区进行地质调查时矿产普查的若干特点。表3归纳了关于陆源红色岩层中已知最重要的矿产的资料。

表3 某些陆源碳酸盐红层和蒸发盐—陆源红层主要矿物一览表(据 B. B. 拉夫罗夫)

红色岩层		时代	地 区	矿 产
晚第三纪	滨里海切列肯组(含矿岩层)	N ₂	克拉斯诺沃德半岛和阿普歇伦半岛	石油、天然气、地蜡
	天山晚第三纪红色磨拉石类	N ₁₋₂	费尔干纳等山间凹陷	铜、水
白垩纪	北非白垩纪红层——伊米尼-塔兹德列姆组	K ₂	摩洛哥南部	锰
	中亚白垩纪红层			
	南美白垩纪红层——克布拉德-马克斯组	K ₁₋₂ K ₁	费尔干纳凹陷、穆尔加布凹陷、准噶尔凹陷 智利阿卡塔马省	石油、天然气、含沥青岩石 锰
侏罗纪	美国南部侏罗纪陆相红层——莫里森组	J ₃	犹他州, 科罗拉多州	银、铜、钒、铀、镭、硒
三叠纪	西欧侏罗纪早期红层	T ₂	英国曼彻斯特区	铜
	西欧杂色砂岩	T ₁	萨尔区、埃菲尔、北德凹陷、北海	铜、铅、锌、铀、石油、天然气、石盐
二叠—三叠纪	俄罗斯地台东南部二叠—三叠纪红色杂岩	P—T	滨里海凹陷东南部、东部、中部	石油、天然气
	北非二叠—三叠纪红层	P—T	摩洛哥东北部, 南阿特拉斯山脉东部	锰、铜、铀
	美国南部二叠—三叠纪陆相红层(夏纳兰普组、狄尔组、佩恩捷德沙漠组)	P—T	亚利桑那州、得克萨斯州、新墨西哥州	铜、银、钒、铀、硒
二叠纪	西欧蔡希斯坦统(图林根统)	P ₂	德意志民主共和国曼斯菲尔德, 匈牙利, 波兰西里西亚、波兰洼地, 英国北部——杜哈姆	铜、铅、锌、银、钼、钒、石膏、石盐、钾盐
	二叠纪红层——美国南部萨拉多组	P ₃	得克萨斯州、新墨西哥州	石盐、钾盐
	俄罗斯地台二叠纪红层	P ₂	维雅特—卡马盆地近乌拉尔南部	铜、银(?)、石膏、硬石膏、白云石、硫、天青石
	西欧赤底统	P ₁	法尔茨、北阿尔卑斯、法国、荷兰、北海	铜、银、铀、石油、天然气
	俄罗斯地台二叠纪红层——卡尔塔梅什组	P ₁	第聂伯—顿涅茨盆地——巴赫穆特向斜、舍别林背斜	铜、铅(?)、白云石、天然气
晚古生代	中哈萨克斯坦晚古生代红层——杰兹卡兹甘群	C ₂ —P ₂	杰兹卡兹甘凹陷	铜、铅、锌、钼、纤维闪石、石盐、石膏
	南哈萨克斯坦晚古生代红层	C ₂ —P ₂	楚-萨雷苏凹陷	石盐、石膏
石炭纪	北美密西西比纪红层——文德佐耳群	C ₁	加拿大东部	铜、铅、锌、银、钒、铀
泥盆纪	中哈萨克斯坦泥盆纪红层——威塔斯组(发门那阶)	D ₃	杰兹卡兹甘凹陷	锰
	西欧泥盆纪红层	D	萨尔区	重晶石
	北美泥盆纪红层	D ₃	加拿大	石盐、石膏(?)
元古代	南部非洲晚元古代红层——加丹加群 南雅库特早元古代红层——乌多坎群、萨库坎群	P	加丹加—赞比亚铜矿带的一些矿床 奥廖克马—维季姆山区	铜、铅、锌、钒、钴、铀、铜

红层中的铜 沉积铜矿是陆源红层最有代表性的矿床。在不同气候条件下形成的红层中,铜的多金属矿石分布似乎有如下趋势:半潮湿红层产含银和铜的铀-钒矿石,锌和铅是伴生元素,科罗拉多州中生代的铜属于这一种类型;比较干旱的红层产伴有铅和锌的铜矿石,

这种类型的铜可以近乌拉尔二叠纪为例。红层中最“干旱的”红层分布在蔡希斯坦统含盐层的底板上,产曼斯菲尔德型矿石,其中以锌和铅为主,铜次之。

详细的地层研究和岩相研究资料是矿产初步预测和以后的普查工作的基础。在区测普查工作实践中可以利用以下区域性准则来寻找铜矿:杰兹卡兹甘型的铜矿产在含铜砂岩-粉砂岩中;曼斯菲尔德型的产在含铜的暗色泥岩-粉砂岩和含硫化物的白云质-碳酸盐岩中;通常,与红层有关的铜-铅-锌(及其伴生元素)三位一体的大矿床都产在陆相红层向海相岩层过渡带中;与两种基本类型——杰兹卡兹甘型和曼斯菲尔德型——矿床相当的矿床也见于其它的、离海洋更远的岩相组合中。

一个地区的大多数矿点和矿床都产在含矿的红色岩层内的一定层位中。杰兹卡兹甘型矿床一般是多层的,每一矿床一般都有几个含矿层。这些矿床分布在红层发育区范围内,或是产在其内部,或是产在边缘带。矿床的灰色含矿带主要由冲积-三角洲相沉积物组成,而且往往有呈线状分布的趋势,代表古河床。曼斯菲尔德型矿石一般分布在红层发育区的近缘,产在滨海泻湖的周围地带,或沿剖面直接产生在红层之上。有时这两种类型矿点沿含矿建造剖面呈雁列状分布,反映了在盆地岸线位移过程中岩相变化时矿带的“滑动”。

苏联学者总结了曼斯菲尔德型矿床的普查前提,这些前提是:

1. 矿床产于超覆在红层之上的海相岩层的底部。
2. 矿床位于浅水盆地或海湾的边缘。
3. 凡是有矿体产出的层位,其中铜、铅、锌含量偏高,且大面积分布。
4. 在这种层位中,上述三种金属在侧向和垂向上都有沉积分异现象。
5. 这些金属含量沿含矿岩层剖面的变化与剖面的旋回性有关。因此在有旋回性结构的剖面中含矿层位可能多次重复出现。
6. 曼斯菲尔德型矿体产在沉积圈闭——浅水盆地底部的软泥凹地范围内。

苏联学者还总结出铜矿化的七条普查标志:

1. 在岩石表面上有鲜绿色和鲜蓝色的含铜矿物的被膜和薄膜,沿氧化带中的裂隙有与此相似的细脉。
2. 在含铜和铁的硫化物的氧化岩石露头表面上,有许多铁的氧化物的锈——赭色斑点。
3. 在含有矿化的植物化石和植物碎屑、木质碎片或脊椎动物骨骼化石存在的岩石上,化石有时带矿物斑点或被铜矿物完全交代。
4. 如果矿化属杰兹卡兹甘型,则含矿砂岩(粉砂岩)为灰色,但经常与红色岩石互层。含矿性最好的部分位于剖面中彼此互层的灰色含矿岩段和红色不含矿岩段的厚度大致相等的地段。
5. 含曼斯菲尔德型微、小侵染状多种金属矿化的碳酸盐-泥岩(粉砂岩)夹层为暗色。因在野外难以区别,故在普查中最好经常用灵敏的野外化验方法对含矿层位的岩石进行检查,看看是否含铜和钼。

6. 与含矿层位有关的水中铜的含量偏高,有时钼的含量也偏高。

7. 在钻孔剖面的电测井曲线上出现低电阻率带,这些低电阻率带可能相当于含矿层位。

红层中的铈 铈在红层地球化学景观中的性状与二价锰的性状相似。这两种元素显然是在干旱和半干旱红层景观的表生作用过程中一起迁移的。它们在与红层相邻的蒸发盐-碳酸盐堆积中或就在红层中的含量最高。铈的堆集体与红层的成因关系,可以以俄罗斯地台西

北部泥盆纪岩层和费尔干纳晚白垩世沉积为例。可以这样认为,铀产在与红色岩层在岩相上相邻的泻湖相碳酸盐-蒸发盐岩层中。在普查过程中,要注意与红层相邻的石膏-灰岩-白云岩岩层中是否有天青石特有的重的星状结核体、巢状体和致密的夹层存在。

红层中的锰 锰在红层中的层状碳酸盐体和结核状碳酸盐体中的含量偏高。在陆相红层向泻湖相蒸发盐-碳酸盐岩层过渡的带中,泻湖相蒸发盐-碳酸盐岩层中的锰含量可能大大增高。在陆相火山-沉积红层中发现过氧化锰矿床,其中的矿石纯属沉积成因的或喷气-沉积成因的氧化锰矿石在不同时代的红层中,不管是在纯陆源红层中还是在火山-沉积红层中,分布相当广泛。氧化锰矿石和碳酸盐锰矿石一样,也与钙-白云质岩石和硫酸盐岩石有关。红层中的和其侧向上的氧化的或碳酸盐的层状锰矿往往产在湖泊-泻湖成因的白云质岩相和含石膏的岩相中。在分析红层中的及与其相邻的岩层中的锰矿石时,要注意其中往往可能含铅和铜。B. B. 拉夫罗夫(1980)等提出,要在邻近陆相陆源红层广泛分布区的滨海相、泻湖相蒸发盐-碳酸盐岩层和碳酸盐岩层中寻找碳酸盐锰矿石。

红层中的白云石 在红层本身,目前只是在典型的近海环境下才发现过有工业价值的层状白云岩。在一般情况下,对寻找层状白云岩最有远景的似乎并不是陆相红层发育区本身,而是其周围的泻湖相蒸发盐-碳酸盐沉积带。红层周围地带的白云质碳酸盐有时锰含量可能偏高,并含铜的浸染体。

红层中的磷酸盐 化学沉积成因的磷酸盐结核体见于许多红色岩层中,如南西伯利亚泥盆纪火山-沉积红层、前乌拉尔二叠-三叠纪红层。陆源红层在垂向或侧向上可以相变为高产的磷酸盐沉积。大体上可以说,陆相红层和滨海相含磷酸盐岩层是相邻的。据 H. M. 斯特拉霍夫资料,这两种类型的沉积都是在干旱成岩条件下形成的。据 B. M. 吉麦尔法尔布的资料,全世界磷酸盐的储量有三个峰值——在志留-泥盆纪,二叠-三叠纪和早第三-晚第三纪,也就是说,它们都接近地球显生宙历史中红层广泛发育的时期。在这些时期,磷酸盐可以从毗邻的陆地被带进盆地,而未与那里的干燥红层景观(总的来说是贫乏的植被)结合。

总之,在区域普查工作过程中必须注意红层本身,特别是与其相邻的浅海相沉积可能含磷酸盐的远景。当岩相有利并有现实的含磷酸盐标志时,最好先对岩石进行重点取样,然后再根据野外形态标志进行系统取样。在测定磷酸盐时,可用钼酸铵溶液作显色反应。

红层中的纤铁闪石矿化 红层中产有许多异常贵重的纤维状似石棉的碱性角闪石——纤铁闪石-石棉(蓝石棉)矿床。纤铁闪石矿化都与周围的沉积岩层有成因关系,红层中的纤铁闪石是自生的。

纤铁闪石矿化与围岩有下列普查准则:(1)每个地区的矿点都有明确的层位;(2)红色岩层中各种类型的纤铁闪石矿化,其岩相和形态对不同地区和不同时代地层来说都是相同的。纤铁闪石与浅蓝灰色和浅紫灰色的含石盐的白云质泥灰岩段有关。含矿段产在红层的连续剖面内部,含石膏、硬石膏和石盐晶痕。含矿段的有韵律结构的岩石有波痕、干燥裂隙,属浅水的、周期性干涸的矿化水盆地相;(3)没有一种纤铁闪石矿化与可以看作是导矿通道的构造断裂有联系。相反,往往可看到岩石中的孤立的、被淋滤掉的石盐或石膏晶体全部被纤铁闪石交代的现象。有时细纤维状纤铁闪石“悬浮”在粗晶的石盐中;(4)含矿段中没有任何岩浆活动或热液活动的痕迹,在纤铁闪石透镜体-夹层(结核体、矿脉)和围岩之间也没有任何近接触带蚀变现象。

红层中的含方沸石和含沸石的岩石 含方沸石和沸石的岩石有时与红层有关。这些矿

物能使岩石具有很高的吸附能力和离子交换能力。工艺上常利用这些岩石来改善水的阳离子成分或从溶液和气体中选择性地吸收有害的或有益的组份。因此,在对红层进行地质测量时,对所遇到的有一定规模的方沸石岩石和沸石岩予以考虑并作出初步评价。

红层中的油气藏 许多地区红层中的砂岩储集岩段产有油气藏,如,阿普敦和后里海的含油气层就是在晚第三纪红层中形成的,而早二叠世红层则是新发现的北海含油气区的主要产油气层。此外,荷兰北部的一个格罗宁巨大气田产于赤底统三角洲沉积——砾岩和砂岩中。在早三叠世红层中产有波罗的海南部和北海的气藏。

总的看来,目前国外对红层的研究已较为深入,不仅有大量文章论述红层,还有专著出版。相比之下,我国对红层的研究及对其重视程度就显得大为不够了。此处仅起一个抛砖引玉的作用,希望它能唤起地质工作者重视和加强对红层的研究,使我国的红层研究尽快达到国际水平。

参考文献

- Besly, B. M. & Turner, P., *Origin of red beds in a moist tropical climate (Etruria Formation, Upper Carboniferous, UK)*, Special Publication—Geological Society of London 1983, 11).
- Clark John, *Field interpretation of red beds*, Geological Society of America Bulletin, 1962, Vol. 73, No. 4, p. 423—428.
- Turner, P., 1980, Continental red beds.
- Van Houten, F. B., 1973, *Origin of Red Beds: A review—1962—1972*, Ann. Rev. Earth Planet Sci 1, p. 39—61.
- Walker, T. R. 1974. Formation of red beds in moist tropical climates, A hypothesis; Geol. Soc. Am. Bull. 85, p. 633—638.
- Ziegler, A. M. and Mckerrow, W. S., 1975, Silurian marine red beds, Am. J. Sci. Vol. 275, p. 31—56.
- В. В. 拉夫罗夫等, 1982, 红色岩层发育区的地质测量。地质出版社。
- В. В. 拉夫罗夫, 红层的岩相分类和古气候分类及其实际意义, 国外地质科技, 1985, No. 2, p. 66—71.