

刘宝珺论文集

LIU BAO JUN LUN WEN JI

刘宝珺 著

四川出版集团·四川科学技术出版社

刘宝珺论文集

LIU BAO JUN LUN WEN JI

刘宝珺 著

四川出版集团·四川科学技术出版社

图书在版编目(CIP)数据

刘宝珺论文集/刘宝珺著. — 成都 : 四川科学技术出版社,
2010.9

ISBN 978 - 7 - 5364 - 7083 - 5

I. ①刘… II. ①刘… III. ①地质学 - 文集 IV. ①P5 - 53

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2010)第 184922 号

ISBN 978-7-5364-7083-5



刘宝珺论文集

著 者 刘宝珺
责任编辑 任维丽
封面设计 黄 莎
版面设计 曹京龄 于 敏
责任校对 万友利
责任出版 邓一羽
出版发行 四川出版集团·四川科学技术出版社
成都市三洞桥路 12 号 邮政编码 610031
成品尺寸 285mm × 210mm
印张 46.375 字数 1300 千
印 刷 成都市海翔印务有限公司
版 次 2010 年 9 月第一版
印 次 2010 年 9 月第一次印刷
定 价 150.00 元
ISBN 978 - 7 - 5364 - 7083 - 5

■ 版权所有·翻印必究 ■

■ 本书如有缺页、破损、装订错误,请寄回印刷厂调换

■ 如需购本书,请与本社邮购组联系

地址/成都市三洞桥路 12 号 电话/(028)87734035

邮政编码/610031 网址:www.scjks.com

前言

刘宝珺院士是我国著名的地质学家，60年来在地质研究和地质教育、地质环境以及水资源利用和保护等方面孜孜以求，辛勤耕耘；尤其是在沉积地质学、沉积矿产、层序地层学和石油天然气勘探方面取得了丰硕成果，为地质学的发展做出了杰出的贡献；刘宝珺院士正直笃信、严谨扎实、求实创新、躬耕不止、身体力行的学者风范，培养了一大批具有社会责任感和献身祖国地质事业的优秀人才。

刘宝珺院士1950年进入清华大学地质系学习，1954年在北京地质学院攻读岩石学专业的研究生。曾在原地质部641地质队任技术员，研究生毕业后在北京地质学院（现中国地质大学）岩石教研室任助教。1958年到新成立的成都地质学院（现成都理工大学）岩石教研室工作，历任助教、讲师、副教授、教授，1982年调入原地质矿产部成都地质矿产研究所任所长，被多个大学聘为兼职教授，并在多个刊物任主编和编委，获得了多项国家和部省科技奖励。刘宝珺院士的研究领域宽广，在沉积动力学、古环境解释、岩相古地理、沉积盆地分析、盆地的沉积作用和发展演化、沉积成矿作用、层控矿床的成矿作用及低温地球化学、地质流体及成矿作用、全球沉积地质、地质事件、全球海平面变化和韵律、层序地层学、油气储层的成岩作用及岩相古地理以及水资源环境及其保护等学术领域的发展和开拓做出了不可磨灭的贡献。

时值刘宝珺院士进入杖朝之年，为了将刘先生发表过的具有代表性的论文整理成文集，一方面激励年青一代学习刘先生默默无闻、兢兢业业、实事求是、公而忘私，在地质学的科学研究道路上耐得住寂寞，无私奉献的治学态度，使得后辈学人站在巨人的肩膀上，进一步推动我国地质学的发展，同时文集的编纂也记录了先生在不同时期所获的科研成果，反映了先生地质研究和教学所取得的业绩，此外还反映了先生为了国家的发展而对一些重大决策奔波操劳的拳拳爱国之心。

本文集收集的论文年代跨度较大，为了尊重历史，在编纂过程中，论著中的术语、名词、计量单位没有改动，仅对有明显印刷错字的进行修正，将年代久远文章的繁体字改为简体字，由于众所周知的历史原因，在原来用假名发表的文章依然用其假名，此外，对原文的排版格式进行了统一。

文集的出版，得到了成都理工大学的大力支持，为了保证出版时间，四川科技出版社的编辑们加班加点进行审校，不辞辛苦，精益求精，使得文集得以及时出版，在此，我们表示深深的谢意！

《刘宝珺院士论文集》编辑组
二〇一〇年八月

目 录

风化作用及其影响	(1)
河流的工作	(4)
䇑地层对比方法	(8)
某地区白垩系中的冲积相	(19)
云南晋宁王家湾震旦系沉积环境分析	(33)
海相陆源地层的环境分析	(39)
珠穆朗玛峰地区侏罗系的等深积岩沉积及其特征	(49)
四川南江地区下白垩统剑门关组冲积相地层剖面的数学模拟	(54)
西藏南部聂拉木县侏罗纪水成岩脉的发现及其意义	(57)
珠穆朗玛峰地区上侏罗统生物礁的发现	(60)
珠穆朗玛峰地区侏罗纪沉积环境	(67)
四川兴文四龙下二叠统碳酸盐风暴岩	(80)
黔西南中三叠世陆棚—斜坡沉积特征	(93)
全球沉积地质计划(GSGP)的制定和意义	(105)
西藏北部西雅尔岗地区白垩—第三系红层的成岩作用及成岩环境	(111)
安徽中南部二叠统栖霞组和孤峰组沉积环境及成岩历史	(125)
西藏日喀则地区第三系大竹卡组砾质扇三角洲—片状颗粒流沉积	(132)
湘西黔东寒武纪等深流沉积	(141)
黔东、湘西寒武纪碳酸盐重力流沉积	(145)
东秦岭柞水-镇安地区泥盆纪沉积环境和沉积盆地演化	(156)
发展中的地质科学	(164)
关于沉积学发展的思考	(170)
中国南方岩相古地理与油气前景	(177)
岩相古地理研究的回顾与展望	(182)
中国沉积学的回顾和展望	(186)
地质学的若干问题	(194)
当代沉积学研究的新进展与发展趋势—来自第三十一届国际地质大会的信息	(204)
《沉积学报》与中国沉积学的发展—贺《沉积学报》创刊二十周年	(210)
当代沉积学研究进展、前瞻与思考	(212)
沉积成岩作用研究的若干问题	(217)
碎屑岩沉积相模式	(222)
云南昆明盆地晚新生代沉积环境的演化	(230)
红层问题	(244)
碳酸盐沉积和生物礁—国外研究现状	(256)

碳酸盐沉积和生物礁—国外研究现状	(263)
碳酸盐沉积和生物礁—国外研究现状	(271)
碳酸盐沉积和生物礁—国外研究现状	(278)
碳酸盐沉积和生物礁—国外研究现状	(285)
藏南日喀则群复理石的层序、沉积流体性质和沉积模式分析	(296)
新疆阿舍勒、冲乎尔地区泥盆纪岩相古地理研究	(306)
地质历史时期海平面变化曲线的数学模型	(318)
兰坪中生代沉积盆地模拟与流体势	(323)
柴达木盆地侏罗系地层沉积大迁移及成因分析	(331)
苏北盆地高邮凹陷北斜坡阜宁组成岩作用及储层特征	(336)
四川晚二叠世生物礁层序地层岩相古地理编图	(344)
湘西黔东下、中寒武统沉积环境	(349)
中国层序地层研究现状和发展方向	(355)
祁连山一带下古生代火山岩特点及黄铁矿型铜矿床成因问题	(370)
我国某地区砂岩铜矿床的成因及控矿因素的初步探讨	(380)
初论层控菱铁矿矿床的沉积环境和形成作用	(392)
沉积相模式与层控矿床	(399)
从珠穆朗玛峰地区侏罗系的沉积特征讨论该区板块构造性质	(407)
中国扬子地台西缘寒武纪风暴事件与磷矿沉积	(415)
一个与生物丘有关的成岩成矿模式	(425)
中国南方早古生代古地理轮廓及构造演化	(430)
湘西花垣李梅铅锌矿区古热液卡斯特特征及其成因研究	(432)
西藏日喀则白垩纪弧前盆地：沉积物和盆地演化	(440)
雅鲁藏布中生代深水沉积盆地形成和演化（I）—喜马拉雅造山带沉积特征及演化	(463)
雅鲁藏布江缝合带日喀则群的蛇绿岩质海底扇及其板块构造意义	(480)
扬子东南大陆边缘晚元古代—早古生代层序地层和盆地动力演化	(491)
吐哈盆地台北凹陷粘土矿物纵向异常演化与成因分析	(504)
我国剩余油技术研究现状与进展	(509)
西部大开发中的资源与环境	(515)
我国的固体矿产与资源安全的分析	(523)
关于甘肃白银厂铜矿的几个地质问题	(528)
雅鲁藏布中生代深水沉积盆地形成和演化（II）—喜马拉雅碳酸盐台地动力演化	(532)
雅鲁藏布中生代深水沉积盆地形成和演化（III）—喜马拉雅被动大陆边缘构造沉降分析	(539)
新疆阿舍勒-冲乎尔地区泥盆纪相动力学研究	(547)
中国南方早古生代碳酸盐台地形成与发展	(557)
新疆阿舍勒—冲乎尔地区泥盆纪火山沉积盆地大地构造背景及其演化	(561)
上扬子台地西缘二叠系—三叠系层序界面成因分析与盆山转换	(573)

华南新元古代裂谷盆地演化——Rodinia 超大陆解体的前奏	(593)
酒西盆地老君庙构造带油气来源的探讨	(605)
塔里木油田水碳酸盐平衡系数与有机酸的意义	(609)
苏北盐城凹陷天然气与凝析油的成因机制	(614)
中国西部三大海相克拉通含油气盆地沉积—构造转换与生储岩	(620)
湘西—黔东早震旦世大塘坡组锰矿中放射虫的发现及环境意义	(630)
上扬子地块早震旦世大塘坡期锰矿成因和沉积学	(638)
上扬子台地西缘峨眉地区三叠纪高频层序与海平面振荡研究	(645)
克拉通边缘前陆盆地动力层序地层学	(660)
苏北盐城油气藏流体历史分析及成藏机理	(669)
楚雄盆地上三叠统深盆气成藏条件研究	(676)
对某砂岩铜矿床一些特征的商榷	(685)
关于澜沧江流域综合开发的建议澜沧江地区考察组	(702)
南水北调西线工程的科学思考	(705)
水资源的现状、利用与保护	(710)
嘉陵江水资源的开发与防灾工程	(722)
南水北调西线工程面临的挑战与对策	(727)
南水北调西线工程上马应慎之又慎	(731)

风化作用及其影响

璋 蓉

1 风化作用的意义

在野外尤其是山比较多的地方，我们可以看到那些露在覆土外面的岩石，有许多改变了原来的样子。有的变得很疏松，附近有许多可以一踏就碎像土块样的小石，有的石头已经变成了半土壤的形状，有的腐烂得甚至于用手指都可以挖掉一块，这种样子的岩石，我们便称它们做风化了了的岩石。岩石所经历的解体和腐蚀的过程就是风化作用，但是风化作用并不包含有风化产物经过搬运的意义；风化产物如果经过了河流、冰川、风力的搬运，那就叫侵蚀了。

地质作用可以分为内部作用和外部作用两种，外部作用又可以分为沉积作用和均一作用两种，风化作用和侵蚀作用，都属于均一作用的。

风化作用的方式有二：一为机械的破坏，一为化学的腐蚀。岩石的破碎解体就是机械的风化作用；岩石的腐烂，就是化学的风化作用。现在分述如下：

1.1 机械的破坏

1. 冰冻作用

我们在野外看到大块的岩石上面有一组一组的几乎平行的条纹和裂隙，尤其是石灰岩更为明显些，这些条纹和裂缝，我们就称它们做岩石的节理（图1）。下雨的时候，雨水灌进节理，大部分都存留在里面。天气变冷了，水要结成冰。我们知道，由同质量的水变为同质量的冰，它的体积要增加1/10倍，并且由于体积的膨胀，以产生每平方吋2000磅的力（约合1378牛顿/平方厘米，编者注），由于节理缝还是原来的大小，于是冰就把节理缝撑得更大，甚至于使岩石碎裂了（当然我们不能把时间估计得太短）。岩石的节理越多，水越容易进去，也就是岩石越容易碎裂。在悬崖之下，常可以看到有棱角、不光圆的石头，便是这样做成的。山坡上较凹下的地方和山脚地方，也可以找到这样的碎

石，大都也是因为冰冻作用而成功的。这些碎石最后由山上滚下，到较低的地方堆积起来，它们成为塌磊。

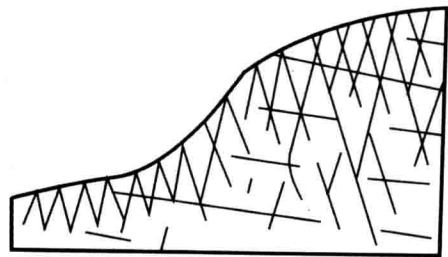


图1 岩石的节理（花岗岩）

2. 温度改变的直接影响

大陆性气候区，白天的温度与夜间的温度相差很大。在白天，太阳晒到岩石上，往往可以使岩石的温度增加到100°F（约37.78摄氏度，编者注），岩石因温度升高而体积膨胀。可是由于夜晚温度很快的降低，于是岩石也要很快的收缩。可是岩石传热的本领并不高，这样便产生了内部膨胀表面收缩的两个方向相反的挤力。第二天太阳出来再照射，于是又产生了内部收缩表面膨胀的两个方向相反的拉力。久而久之，岩石表面部分就变得越来越疏松，有时候并且可能有较小的薄片脱落下来。

3. 剥皮现象

沙漠地方，气候干燥或半干燥地区可能在太阳晒的很烈的时候，忽然来了一阵大雨。这地方的石头经过了太阳的暴晒，如果突然受到冷雨或者冰雹的袭击，在岩石面上便有了圆弧形的裂隙出现，再加上岩石吸收水分和冰冻作用的影响，便可以造成剥皮现象。所以在沙漠地方，气候干燥或者半干燥地区，常常可以看见风化了的大块石头表面都是圆圆的而没有棱角的，在干燥热带所见到的一座座矗立的石山，山顶也是圆圆的，便是这样子造成的。

4. 生物破坏

据统计，每英亩的土壤中平均有150000个虫，每年能搬出的碎石达到10吨~15吨。植物的根也可以顺着岩石的节理裂缝扎下去，使裂缝更大。其他如修路、挖山洞、开矿等人工的破坏，也是不无影

响的。

1.2 化学的风化

大气中所含有的氧、二氧化碳等物质都可以和岩石起作用，使岩石变质。对于岩石风化影响最大的是雨水。雨水中溶有氧、二氧化碳、各种酸及有机物，所以它的化学能力也就特别强。下面举一些氧化作用、水化作用、碳酸化作用等例子来看一看：

1. 氧化作用

如铁被氧化而生成赤铁矿： $4\text{Fe}+3\text{O}_2\rightarrow2\text{Fe}_2\text{O}_3$ 此外像磁铁矿等还有很多的例子，不再列举，最后都能变为不溶解的残余物质。

2. 水化作用

如 CaSO_4 (无水石膏) $+2\text{H}_2\text{O}\rightarrow\text{CaSO}_4\cdot2\text{H}_2\text{O}$ (石膏)。

3. 溶解作用

有许多物质都可以溶解于水，如石灰岩 (CaCO_3) 本来不很容易溶解，但是受了雨水中的碳酸 (H_2CO_3) 作用以后，就变成了很容易溶解的亚碳酸钙 ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) 了。

4. 硅酸盐的作用

如： $2\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ (正长石) $+\text{CO}_2+6\text{H}_2\text{O}\rightarrow\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4+4\text{SiO}_2\cdot4\text{H}_2\text{O}+\text{K}_2\text{CO}_3$ ， K_2CO_3 可成为水溶液渗透到土壤中去， $4\text{SiO}_2\cdot4\text{H}_2\text{O}$ 可以成为胶体溶液， $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ (也可以写做 $\text{Al}_2\text{O}_3\cdot2\text{SiO}_3\cdot2\text{H}_2\text{O}$) 是一种粘土矿物，就是用来烧瓷器的高岭土，在特殊情形下还可以分解： $n\text{H}_2\text{O}(\text{水})+\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4\rightarrow\text{Al}_2\text{O}_3\cdot n\text{H}_2\text{O}(\text{胶体溶液})+2\text{SiO}_2\cdot2\text{H}_2\text{O}(\text{胶体硅酸})$ ，分解后的两种物质，在遇到热带气候或者信风带气候的干季节后沉积，可以成为铝土矿，是提取率的原料。钠长石 ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) 风化以后所形成的碳酸钠 (Na_2CO_3)，经过搬运到海中或者内陆湖泊中沉积而成为食盐 (NaCl)。钙长石 ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) 风化以后所生成的亚碳酸钙 ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$)，溶于水中转运到浅海或湖泊中沉积而成为碳酸钙 (CaCO_3)，就是用做烧石灰的原料石灰岩了。下面再举一个铁镁的硅酸盐风化情形做例子： $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2+\text{Ca}(\text{Mg}\cdot\text{Fe})(\text{SiO}_3)_2$ (透辉石) $\rightarrow2\text{SiO}_2\cdot2\text{H}_2\text{O}$ (硅酸，可溶于钙、铁和镁的碳酸盐中)。

5. 植物的化学风化作用

植物的根向下生长的时候，分泌一些酸，有侵

蚀作用；植物又要吸收矿物养料。水内所含的微生物，也可以和岩石起化学作用。

2 影响风化作用和速度的关系

热带气候潮湿多雨，有利于岩石的分解，所以是以化学腐蚀为主。大陆气候温度相差很大，所以是以机械的破坏为主。温带则是机械破坏和化学腐蚀两种作用差不多，但是亦随着季节的变化而不同。例如花岗岩 (成分以石英、长石为主) 在热带就比较容易风化。砂岩在大陆性气候地区就比较容易风化。石灰岩也是在热带比较容易风化。岩石的风化当然与岩性有关，下面就要提到。

岩石因为有本身的性质及纯粹程度上的差别，风化的情形也是不一样的。如石英比较硬，石英岩和砂岩大部分都是石英，所以不容易风化。花岗岩虽然含有石英但是又含有许多容易风化的长石，所以花岗岩也是比较容易风化的。页岩本来就是泥做成的，风化后的成分仍然不变。岩石成分不纯则风化速度不一，风化情形也有差别，所以在同一岩层可以看见有的地方已经风化为洞孔，有的地方则还是很硬。

3 风化的残余物质

风化作用的产物包括砂及粘土。如若有着有机物质掺杂在土壤中，(例如腐殖质，即是生物腐蚀后的产物。) 则因其分量的多少而成为各种类型的土壤。风化作用的残余物质经过冰川、河流、风力搬运以后便造成了冰川、河流、风力等各种的沉积。

土壤

土壤是风化作用的最后产物，其所以有红土、黄土、黑土各种不同的类型是因为气候的不同、时期的长短，母岩 (即原来的岩石) 的化学性质，物理性质，地形以及耕耘的历史等因素而决定的。土壤对于农业有很大的作用，所以研究土壤的成因、性质和保持等，都是很重要的问题，这里因为篇幅所限，不作详细讨论。土壤剖面普通可以分为三层 (图 2)：一是土壤，其中有的是经过搬运的，也有的是当地的风化残余；二是半土壤，包括半分解的母岩和经过搬运的碎石；三是未经风化的母岩，即

是新鲜的岩石。

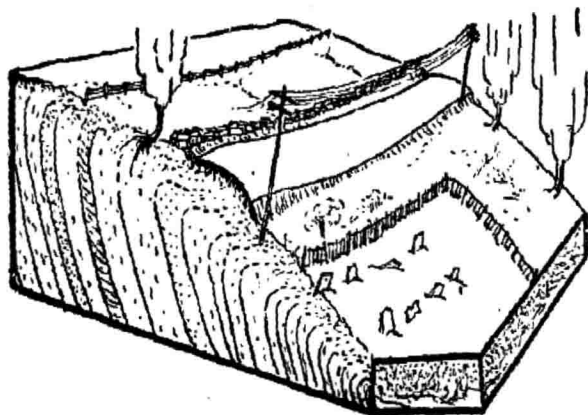


图2 表土滑移的结果

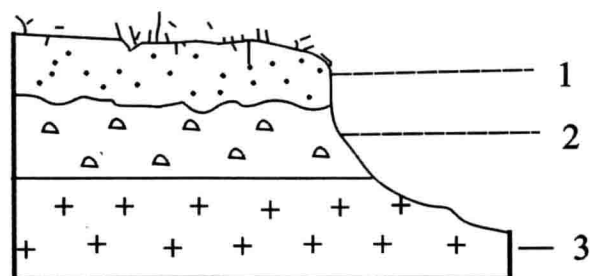


图3 土壤剖面 1土壤 2半土壤 3母岩

少，山下的土壤渐渐增多，防止的办法就是多植树或者开辟梯田。

2. 风化可以促使山上的大小块石头和土块滚下来（也是因为受到重力的影响），这些现象我们称作山崩、岩流、塌磊、泥石流等，它们对于山旁的公路、铁道和建筑是有很大妨碍的。又建筑所用的石头材料也应当仔细选择，应当用一些不容易风化的石头。这些问题在工程上都要考虑到。

3. 风化作用的最后产物——土壤，对于农业更有莫大的关系，所以我们尤其要十分重视它。

本文于1951年发表在《科学大众》第10卷1期。

4 风化与人生的关系

1. 山上的土壤因为受到重力的影响而慢慢地往下移动（图3），所以我们在山坡上看到树的根都是弯曲的，并且可以使山上的建筑物容易倒塌（如山上的碉堡是很容易倒塌的）。山上的土壤渐渐减

河流的工作

璋 瑒

我们可以把地球表面分为四部分：环绕地球的大气层叫做气界；构成地球外皮部分的（即地壳）称为岩石界；地球上的生物（包括动物和植物）统称生物界；地表水如海洋、河流、湖泊以及存于岩石空隙中的地下水（包括天水，原生水、岩浆水、化学反应水）称为水界。我们今天所要谈的河流是水界中很重要的一部分。因为河流按大小来讲，虽然比海洋小得多，可是它对我们影响之大，比起海洋来也并无逊色。下面我们就来谈一下河流的工作。

河流的工作是地质作用中很重要的一种。地球表面高山削为平地几乎是靠河流所为的，风力作用和重力作用只能占配合的地位。风力作用是以机械的破坏为主，可是在机械的破坏中，水的作用也是很重要的。所以水的作用可以算是地质作用中的一员大将。

流水作用（河流作用又可称为流水作用）既然如此重要，那么它的能力是从哪里来的呢？

我们知道水是以其三种物理状态——冰、水、汽——在不断的循环着。地面上的水蒸发后变成了云，云变成雨（或雪）降到地面，除一部渗入地下和再蒸发外，其余的水都顺着地面最大的斜坡流走。根据估计，全世界的河流，每年输入海洋中的水量约有 6500 立方哩（合 41×10^9 立方米左右，即重 41×10^9 吨以上）。地球上陆地拔海高度平均约 840 公尺（即 840 米，1 公尺=1 米，后同，编者注）。以如此多的水从这样高的地方泻下。其能量之大，可以推知。流水有了能量便要发泄出来，便要做功，它的能量除一部分消耗于与河床摩擦之外，其余的都用在搬运物质和侵蚀河岸、河底上。等到能量消耗得剩了很小时，甚至连搬运的物质都带不走了，只得把从上游带来的泥沙等放下，我们便说它有了沉积作用。下面我们就分叙述河流的侵蚀、搬运和沉积过程。

1 侵蚀

流水侵蚀的主要对象是河流两岸及河底。这工

作是两方面的：一方面是化学性的溶蚀；另一方面是物理性的摩擦、冲刷。二者比较起来，冲刷比溶蚀的侵蚀力量大得多。

1.1 溶蚀作用

河流两岸的岩石或土壤中常含有易溶解于水的物质，这些物质都可以被河水溶解而运往他处。有许多物质虽不太容易被水溶解，但时间长了可以变成能被流水带走的物质。如石英是很不容易溶解的物质，但它和水作用时间如很长，则成胶体溶液，仍可被流水搬运。此外，如流水中所含物质与两岸物质发生作用而成可溶性物质等都属于化学性的溶蚀。因此河水中除含相当数量的碎屑外，还含有溶质，不过河水所含的溶质，大部分是从地下水溶解作用得来的。溶蚀作用通常进行较缓，在较软物质中则较快，如环境适宜，进行亦可较速。

1.2 物理性的侵蚀

1. 侵蚀的方法

可分为三种，此三种方式一般是同时进行的：

（1）水力作用：单纯的河水，当其沿坡度下泻时，只水的力量冲击河岸，挖掘河槽。并不包括流水中所含碎屑层。泥沙等对河岸，河槽的作用。

单纯的水力作用力量是很小的，如尼加拉大瀑布虽一泻数百尺，但其对下面岩石的作用并不太大。

（2）磨蚀作用：风化了了的岩石碎屑及小砂粒，因重力作用或风力作用滚入河内，河水就带着它们流走，用它们作侵蚀的工具来磨蚀河床，使河身加宽或掏深。我们在河流的转弯地方常可看到河水有旋涡发生，流水在旋涡处推动工具，磨蚀河底，便可造成河底的瓠穴，深者可达数十呎（1 呎=0.3048 米，后同，编者注）。

（3）减削作用：流水所含碎屑，在运行中互相撞击，本身由大变小，由有棱角的渐渐变为圆形，称为减削作用。

2. 河床的比降（或称坡度）

水的深浅,流量的多寡,岩石的性质和构造,及气候都可影响河流的侵蚀力,但比较起来,气候的因素是不很重要的,我们且不讨论。

比降愈大,流水的速度愈大,它的侵蚀力也就加大。根据实验的结果,河流摩擦力与流水速度的平方成正比,即流速增加一倍。河流摩擦力增加四倍。

若其他条件不变,水深时冲刷力就大,水浅时冲刷力就小。

影响冲刷力的另一因素,是它的流量多寡。在单位时间内通过某地点的河槽横切面的河水就是某点的流量。普通以每秒若干立方呎或立方公尺为单位。虽然是同一速度,可是在流量大时,常能携带更粗大的东西。尤其是在河水涨落变化时影响更大。在涨水时,一般现象是河底淘深。落水时,一般是沉淀。因为河水的猛涨迅落。涨时比降骤增,所以有大量的冲刷。落水时,比降骤减,河槽亦浅,负荷力弱,于是便有沉积。关于沉积与负荷力的关系,下面还有说明。

岩石之较硬而少节理者不易侵蚀,若较软而节理多则易侵蚀。又倾斜的岩层也比水平的岩层易于损坏。

3. 侵蚀

由于河流的侵蚀。使河身发生了下列三个趋势:

(1) 河身加深:加深的程度与河流本身的海拔有关,河流是向海洋裹流的(内陆河不算)。水因重力作用永远由高处流往低处。所以河床不能比海平面更低,如比海平面低,河水就流不到海中去了。在另一方面讲它的水位如为负值或零。则不会有能量来做功(因无位能,又因河水不能流入海其速度将趋近零,动能也为零)。故河床的加深是有限度的。

(2) 加宽:与两岸的岩石性质有关,因各种岩石的物理性质和化学性质都不相同,所以抵抗侵蚀的能力有强弱。

(3) 加长:河流的最上流,我们可以追溯到山坡上被雨水割切成的小沟。这些小沟不断的被雨水冲击,逐渐变大变深,愈到下边愈宽。愈深,许多小沟会聚起来便成小溪,小溪又成小河。小河而大河,它是这样发展来的。当小沟加宽加深后,便成了河流的一部分。但它的上边又可发生小沟,被

雨水冲击后,渐渐的又成了河流的一部分,……。这样继续不断的作用,所以河流也就不断的向上生长,这种现象叫做河流的溯源侵蚀。

2 搬运

2.1 搬运方法

河流搬运物质有五种方法:

(1) 较大较重的砂砾,河水可将其在河底推移或随流水滚动,称为推移。这些砂砾叫做推移质。

(2) 较小而轻的砂砾,有时在河底滚动,有时悬于水中前进,呈跳跃式前进的,这种物质叫做跳跃质。

(3) 细小的泥沙可以悬浮在水中前进,称为悬移。此种泥沙叫做悬移质。

(4) 更细的泥土,可以长期停在水中。而不沉淀,随水而行,这种物质叫做胶质。

(5) 泥沙或河岸土壤岩石中物质,经化学作用可以溶解在水中而行搬运者,称为溶解。此物质称溶解质。

根据若干年统计的平均数,全世界重要河流每年搬运到海里的物质有 80 亿吨之多。如果用每列载重 1250 吨的火车去装运,则需要 64×10^5 列。在这 80 亿吨物质中有 30% 是以溶解方式搬运的。但是各河流搬运物质之量并不是恰好与其长度和流量成正比的。例如黄河虽然是世界上有数的河流,但却不是顶大的河流,而黄河的输沙量则年达 11 亿立方。所以黄河全年流量虽仅有长江的十四分之一,但其输沙量却为长江的 4 倍,为永定河的 20 倍,占全世界河流年总输沙量八分之一弱,居世界第一位。各河流流域平均起来,每九千年被蚀去一呎(约 0.3048 米),但是个别情况也不同。如缅甸的伊洛瓦底江每四百年蚀去其流域一呎(约 0.3048 米)的厚度。华北各大河合计平均每一千年华北地面被蚀去一呎(约 0.3048 米)。这些物质都是河流搬运的。可见河流搬运能力之大。

2.2 影响因素

流水携带泥沙之多寡与下列诸因素有关:

- (1) 泥沙颗粒的大小,比重,形状等。
- (2) 河床坡度、糙率等。

(3) 流水流速、流量、水深、水力半径、水坡等。

(4) 流体比重、黏滯性等。

但因现有的知识有限，研究时不能将所有的因素都考虑到，必须将一些次要的因素略去不计，只研究其主要因素。

2.3 二者之间关系

一般讲起来，河槽的比降（或坡度）增加，流度已随之增加；流量愈大，流速亦愈大（如涨水或发大水时）。根据实验之结果。流度与搬运的关系为：

(1) 流速增加 1 倍，河流搬运最高含沙量的能力增加 32 倍，即与流速之 5 次方成正比。

(2) 流速增加 1 倍，河流推动最大块岩屑的能力增加 64 倍，即与流速之 6 次方成正比。

以上两个关系在实际情况不一定能达到，因实际上还有其他客观条件影响着。

3 沉积

当河流的坡度减小，或流量减少，或河槽突然放宽时，都足以影响水流速度减低，因而搬运能力亦减小。当搬运力大于负荷时，河流不仅能搬运大量的泥沙。并且有剩余力量做侵蚀工作。搬运力等于负荷时，侵蚀与沉积达到平衡，有侵蚀，同时也有沉积。搬运力小于负荷时，则沉积作用大于侵蚀作用，河流自上游带来的泥沙都无力全部运走了，只能带走一部分剩下的便沉积下来。

大体讲起来，河流的上游工作能力较大，多侵蚀作用，又能搬运较大的砂砾。在中游工作能力就比较小了，大概只有搬运物质的能力，无力侵蚀也没有沉积。下游的工作能力最弱，不能搬运大量的物质，于是便将中游带来的物质沉积一部分，而运走的一部分也多是较细且小的沙。在河流入海的地方，因愈近海流速愈缓，所以距海愈近所沉积的愈细，愈远愈粗，这便是因它能力减小之故。这个作用（即河流沉积粗细分开的作用）称为分筛作用。

4 河流工作的结果

河流所造成的工作有河曲、湖泊、峡谷、瀑布、

急流、泛滥平原、冲积扇、三角洲等。

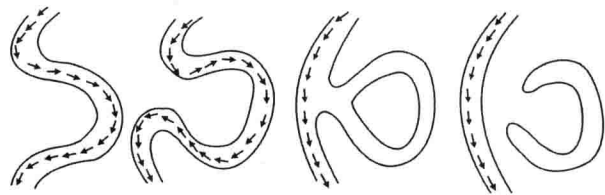


图 1 河曲及新月湖的造成

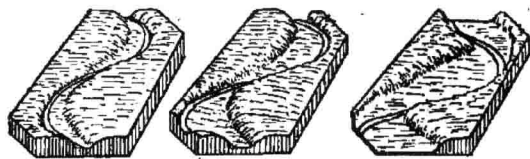


图 2 河曲的向下推移

1. 河曲：

河流割切河床的时候，受岩石、构造。地形等条件之限制，而发生曲折。以后范围逐渐扩大，凸岸与凹岸显著发达。这种现象称为河曲（图 1）。凸岸（或称外岸）水流较急，冲击河岸，受侵蚀作用很厉害；凹岸（或称内岸）水流较缓，常有沉积。外岸时造成悬崖绝壁，叫做侵蚀崖，内岸多成较平坦之冲积层。因河流不断的工作，弯曲之处可以逐渐向下流推移（图 2）。如过度弯曲，可能将过分弯曲一段切断，遗弃一边，此被遗弃之一段逐渐变成新月湖。我国最显着的河曲是嘉陵江。重庆和广元间的直线距离只不过 200 千米，但水程却延长了 3 倍。

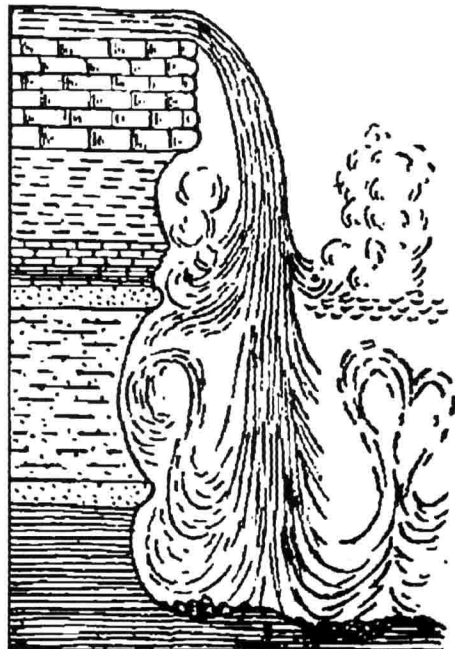


图 3 瀑布的造成

2. 峡谷：

河流的向下割切,可造成峡谷。如长江的三峡,全长 204 千米,两岸有一千多米的高峰,风景壮丽寻常。此外黄河也有龙门峡和三门峡。

3. 瀑布和急流:

河流向源侵蚀时,如遇到抵抗侵蚀力特强的岩石,就可以发生瀑布和急流。如尼加拉大瀑布,高达 48 米。它就是沿着脆弱的砂岩和页岩向源侵蚀,忽然遇到厚约 60~80 米比较坚硬的石灰岩,于是发生了瀑布(图 3)。不过,等到硬岩石被侵蚀掉了,瀑布和急流就会消减。尼加拉大瀑布生成以来,已经向上游移退了 11 千米了。又如黄河壶口的瀑布也有同样的情形。但是瀑布的成因不见得完全是上述原因造成,如冰川、断层等也都可以造成瀑布。

4. 泛滥平原:

河流经平原之上,若河水暴涨,则将泛滥成灾,溢出河床,因流速减低,遂将挟带之泥沙沉积于其附近,较细者可到远处,积久即成薄层,称为冲积层。由冲积层造成的地方叫做冲积平原,或泛滥平原。此时的河流可以在泛滥平原上旋回曲折的流。靠近河槽的堆积较厚且高,叫做天然堤(图 4)。例子很多。如长江下游九江至南京的一段。

5. 冲积扇:

河流由高山流出峡谷,地势忽然开朗。则流速顿减,所挟带的泥沙便慢慢淤积起来,愈往下愈宽,呈扇形,故称冲积扇(图 5)。冲积扇多发育于较干旱区域,河流自高山泻入低原处。我国最大的冲积扇是成都平原,有许多河流和渠道贯穿其中,灌溉着 6000 平方千米的水田,滋养着每平方千米六百人的稠密人口。



图 4 泛滥平原及天然堤

6. 三角洲:

三角洲发生在河流的入海口。是由于下面的几个原因造成的:

- (1) 河流入海口处,流速降低,泥沙沉积。
- (2) 海中潮汐很弱或是没有潮汐。
- (3) 河流携带大量泥沙。

(4) 海水含盐,可胶结沙子成较坚之石。

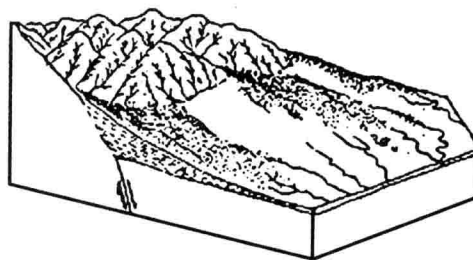


图 5 冲积扇

(5) 有些胶体物质必须在一定 pH 值的水中方能沉积。海水中之 pH 值总在 8~9,故河流所带之胶体物(如胶体铁)到海水中因 pH 值变化,立刻沉积。

有的三角洲生长很快,长江三角洲每四十三年伸长一公里,黄河三角洲每年约一米。三角洲因土地肥沃,往往是很富庶的地方(图 6)。

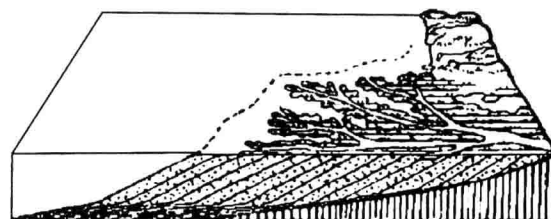


图 6 三角洲

5 结论

河流与我们有很密切的关系,对我们无论是衣、食、住、行都有直接或间接的影响。我们应该了解它,知道它的规律,而后利用它来改善我们的生活。

在我们祖国的广大土地上,有很多的江河,大量的水日以继夜的流着。这些水的利用,正如田地、矿产、森林一样,是我们丰富的资源。但是在反动派统治的时候,由于他们的胡乱糟蹋,这些宝贵的丰富的资源不仅不能被利用,而且给人民带来了莫大的灾害。解放以后,人民的河流被人民掌握了,我们不但要战胜灾害,而且要使它成为建设新中国的主要动力之一。两年以来,我们国家在水利事业方面已经有了辉煌的成就,这是与党和政府的领导分不开的。今后我们还要争取更大的成绩,我们相信在不久的将来,中国的“古比雪夫”大水电站就会呈现我们的眼前的。

本文于 1952 年发表于《科学大众》十月号。

哑地层对比方法

刘宝珺

近来由于对各种沉积矿产（其中特别是石油与煤炭方面）研究与勘探的需要，利用沉积学原理及物理的与化学的原理对比、划分地层的方法，已被广泛采用，发展也很迅速，现择要者简介如下。

1 微量元素法

此方法首先由苏联学者 C.M.卡特钦科于 1949 年提出，以后他在伏尔加—乌拉尔含油区对岩系中的微量元素进行了深入的研究，使得此法日趋完善。其他如 B.0.瓦谢尔别尔格等（1953）曾以光谱分析法测出钾的含量，对比了准噶尔西南部的上古生代地层；A.Л.伊斯莱兰和 H.H.西茨克维奇曾应用光谱半定量法测得某些元素的含量，对比了阿塞拜疆的第三纪沉积层等，均取得效果。近年来我国的某些部门亦有采用此法者。

岩石中微量元素资料的取得主要依靠光谱分析，通常是采用两种光谱分析法：目视定性法和定量分析法。前者可直接以肉眼观察光谱干片，而确定岩石中有（记以“+”号）或无（记以“-”号）某些元素即可，然后取各层特征元素作为该层的“对比标志元素”，以进行对比。经验证明，当采用目视定性法进行分层对比时，主要可分析以下微量元素：Li、Sr、Ba、V、Ni、Co、Cu、Cr、Ga 等。但应用定性法往往不能详细分层，特别是当沉积岩的物质成分是均匀一致的情况下，更加困难；而且只根据某一些“对比标志元素”来进行对比，远不如根据化学元素的其他关系进行对比效果更佳。

详细的研究常采用光谱定量分析法，在对比时可以根据已确定的标志元素进行，但是必须注意不应只根据某些层中元素的绝对含量来进行对比，而是要根据元素在剖面中的相对含量的变化来对比，因为某些层中元素的绝对含量在水平方向上可能有较大的变化。根据定量分析的资料作地层划分与对比时可以采用不同的元素组合：在砂岩中可取 Zr、Ti、Cr、Ga、Fe、Al；粘土岩中取 Zr、Ga、Cr、V、Ni、Co、Cu、Mn、Sr、Ba、Mg、Ca、Li、Rb、K、Na、Ge、Be 等；碳酸盐岩石取 Sr、Ba、Mn、Cu、Ni、Na、Mg、Al、Si 等。

剖面的对比工作是通过对比微量元素柱状图而进行的。这种柱状图有两种，一种是将所有的元素含量变化均绘于同一图上（如图 1），另一种是取某一种“对比标志元素”单独制图。

制图之后，可根据微量元素曲线确定各层的特征元素组合，即可对比。

当对某些厚层岩系（如巨厚的粘土质或碳酸盐质岩系）进行研究时，单单根据某些元素的含量变化往往不能细分，这时可以研究某些元素的共生关系，亦可取得效果。例如对伏尔加—乌拉尔地区的图里层、图乃层等的碳酸质粘土进行研究后得出，其中的铁族微量元素（V、Ni、Cr、Mn）及 Cu 的含量在所有的标本中都存在，其平均含量为 V——0.015%、Ni——0.007%、Cr——0.014%、Mn——0.05%、Cu——0.0034%，因此应用定性或定量法进行对比均不能收到较好的效果，以后从这些层中取等量的重矿物粒级进行光谱分析，得到表 1 及表 2 之数据。

表 1 粘土中重级部分的微量元素可见率（%）

层位	V	Ni	Cr	Mn	Cu	Zr	Ti	Fe	Si	Al	Mg	Ca
图 乃 层	18	55	40	100	100	80	100	100	70	70	70	20
含 煤 层	20	80	50	100	100	100	100	100	80	60	70	33
图 里 层	17	89	50	100	100	75	100	100	50	62	75	62
奥 克 层	12	75	25	100	100	75	100	100	50	62	75	62

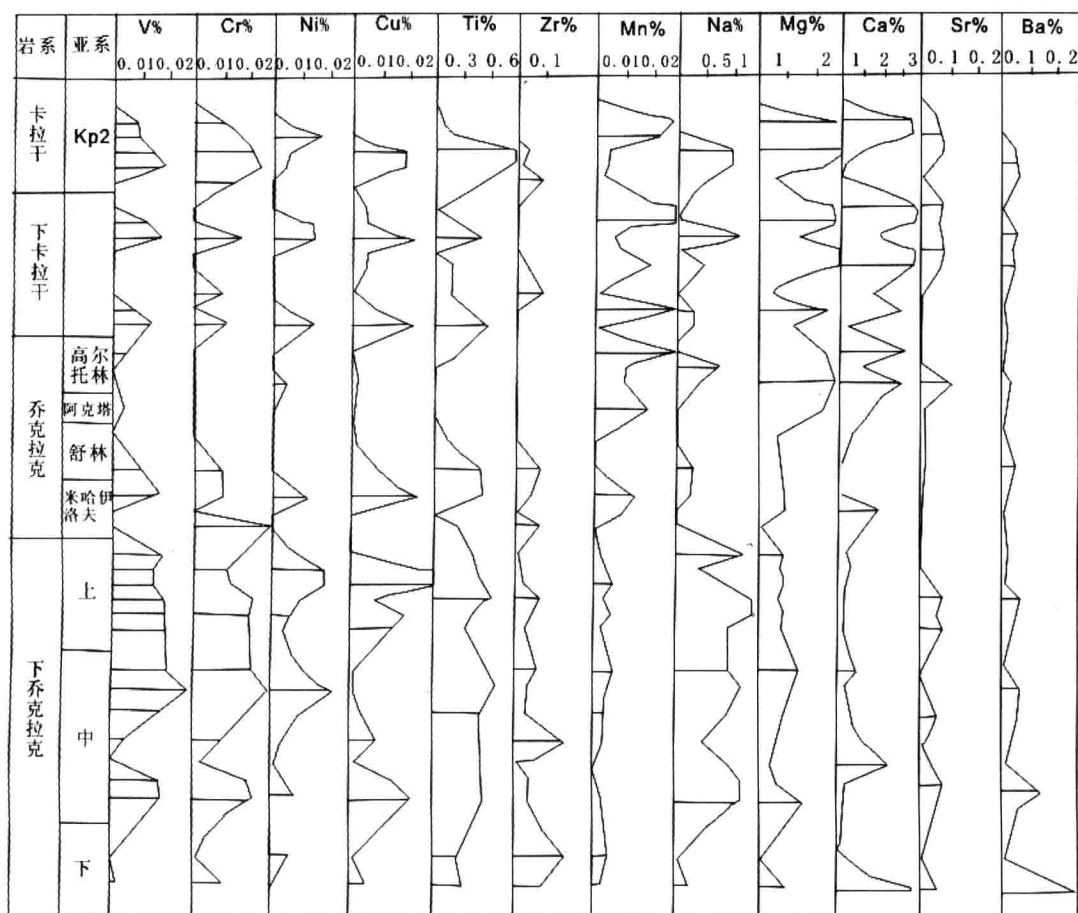


图1 北高加索某天然露头中乔拉克—卡拉干沉积层地球化学剖面图
(据 C.M.卡特钦科夫)

表2 粘土中 V、Ni、Cr、Mg、Cu、Mn 的定性含量及重级部分中 Zr、Ti、Fe、Al、Si 的谱线“平均”黑度

层位	百 分 率						谱线黑度 (S)					比 例 值	
	V	Ni	Cr	Cu	Ma	Mg	Zr	Ti	Fe	Al	Si	Cu: Ni	Ni: Cr
图乃层	微距	0.0016	0.009	0.012	0.18	0.024	40	80	125	23	17	1.37	1.8
含煤层	微距	0.028	0.008	0.013	0.12	0.06	64	102	127	32	19	0.46	3.5
图里层	微距	0.030	0.012	0.016	0.15	0.03	61	103	120	24	20	0.33	2.5
奥克层	微距	0.020	0.010	0.027	0.12	0.02	34	60	121	31	17	1.35	2.0

由表 1 可见, V、Mn、Cu、Ti、Fe、Al、Mg 在所有岩层中其可见率都是一样的, 因而不能作为对比的根据。其他元素的可见率是在含煤层与图里层相似, 图乃层于奥克层相似, 因此这些元素也不能作为统一的划分对比的根据。从表 2 中也可看出类似的情况, 但是从表 2 中可以看出其中 Ni 于 Cr 的比值对于各层来说是不同的, 故可以作为一个分层对比的特征数字。

由以上所述可看出,研究各种元素的公比关系是非常有意义的工作。一定程度上它亦可判断其时代与成因问题。苏联伏尔加古比雪夫的二叠纪碳酸

盐岩中的 **Fe:Mn** 的比值变化就是一个很好的例子, 简述如下。

在岩石圈中 $\text{Fe:Mn}=57$, 海水中 $=12.5$, 二叠纪灰岩中 Fe:Mn 之比与海水的数值相近, 亚丁组、萨克马儿组于卡质组的碳酸盐岩石的 Fe:Mn 比值均在 $12\sim 13$ 间, 而在孔谷组中比值 $=9$, Mn 在孔谷组中之所以增高是由于当时属于泻湖—海相条件, 即非正常之海相, 故可据之确定有关成因问题及对比地层。

微量元素之公比关系，其所以能依据之判断成因及对比地层，这是由于它的来源往往是岩浆岩或

再沉积的金属矿床，而其形成作用与介质的物理化学条件及生物的作用有密切的关系。各种元素在沉积堆积带的地球化学历史及其分布也决定于其本身的物理化学性质、原子半径的大小、原子价等。因之为了更好地搞清楚一系列的地球化学作用与对比问题，就要进一步研究那些在物理化学性质上很相近的化学元素的公比关系。

通常所研究的元素的公比关系有以下几组：

Na: K; K: Li; Ca: Mg; Ca: Sr; Ss: Ba; V: Ni; Fe: Mn; Ti: Zr; Al: Si; Cu: Ni 等。研究公比关系可用直角坐标图解来表示，图解可根据两种元素的绝对百分比值，元素光谱分析之谱线黑度关系而作出。

2 重矿物法

重矿物法又称显微岩性法，它是根据岩石中的含量不多（常少于 1%）而比重较大的重矿物特点而进行地层对比的一种方法。此法的最基本的原理在于：由同一侵蚀区所供给的稳定的碎屑重矿物组合，在水平方向的分布是一样的。如某一侵蚀区的侵蚀顺序自上而下分别为 A 层—B 层—C 层（即先侵蚀 A，以后再侵蚀 B 和 C），则由此侵蚀区所供给之重矿物碎屑之沉积顺序与之相反，如图 2 所示，此剖面称之为“重矿物反剖面”。同时代的沉积层可能由于沉积分异作用，构造与地形等因素的影响而在岩性成分上有所不同，但其中所含的稳定重矿物组合却是相同的；另一方面不同时代的沉积层中重矿物组合特征亦不一致，故以之作为分层对比之根据有很大的可靠性。

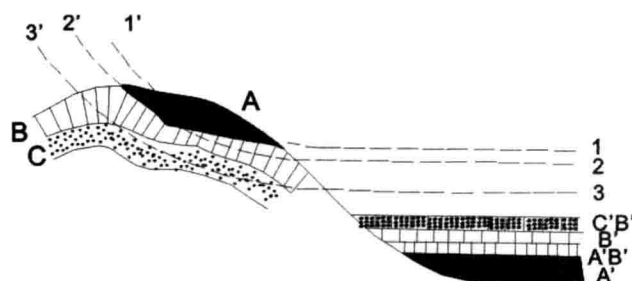


图 2 重矿物反剖面

1、2、3 海平面；1'、2'、3'—时间上与之相应的河流纵剖面；A、B、C—被侵蚀的母岩杂砂岩体；A'、B'、C'—能反映 A、B、C 母岩杂砂岩体特征性的重矿物组合。

此法多用于碎屑岩，但有时亦可用于其它岩石。一般是首先在野外露头或钻孔中取样，以后进

行岩石的解离，重液分离，鉴定并计算出各种重矿物的百分含量，编制重矿物柱状图，经过对柱状图的分析研究后，要确定各层的特征重矿物共生组合或重矿物的共生群，即可据之以划分对比地层。有关实际操作步骤方面，可以在很多已出版的书籍中查到，此处不赘述。下面谈几个在利用重矿物进行哑层对比工作中的问题。

1. 重矿物共生组合（共生群）的确定问题

陆源重矿物共生组合（群）可以根据以下几个标志确定。

(1) 岩层中含有某种或某些重矿物，其数量大大超过其他重矿物的量；

(2) 某种重矿物虽然含量很少，但在上盘与下盘岩层中从未出现者；

(3) 矿物具标型特征，如颗粒形状（磨圆度、菱角性、自形程度），颜色，某些矿物的环带结构，矿物中的包裹物，光性特征等；

(4) 岩层中含有某种或某些矿物，其在同时代岩层中之含量变化不大者（相对含量）。

所确定出之特征矿物组合（群）称为标志或对比矿物组合（群），在地层的一定层位中，某一种矿物共生组合（群）在一定区域内可以得到广泛发育，称这一区域为陆源矿物区。陆源矿物区有简单的与复杂的两种，简单的路源矿物区只有一个物质供给区；复杂的陆源矿物区可以有两个或更多的供给区，陆源矿物区的面积愈大，则沉积剖面对比的范围愈广。

现举几个根据上述原则确定重矿物组合的例子如下。苏联学者 A.r.阿利耶夫等确定了基洛沃巴德区麦科普层的重矿物群为例。下部分为重晶石—黑云母层，铬尖晶石层及黑云母层；上部为白云母—绿泥石层，辉石—角闪石层及白云石—碳磷灰石层；

我国四川川中侏罗系重庆统中的重矿物组合曾经允孚确定为：

下重庆统 下沙溪庙层：绿帘石 15~50%，柘榴石 5~35%

上沙溪庙层：绿帘石 10~30%，柘榴石 20~60%

上重庆统 遂宁页岩层：绿帘石 1~6%，柘榴石 1~10%

锆英石 6~10%

蓬莱镇层：绿帘石 5~18%，柘榴石 5~16%

锆英石 5~11%，

苏联学者 A.r.巴巴耶夫曾研究了乌兹别克斯坦共和国西部某区白垩系中的电气石的标型特征，他