

• 煤田地质 •

论湖南测水组分段砂砾岩成因

中国矿业大学北京研究生部 刘钦甫 张鹏飞

1 概述

测水组是湖南省早石炭世重要的含煤岩系, 主要分布于湘中、湘东、湘南一带, 以湘中的新化、涟源、双峰、邵阳一带最为发育, 其中新化的金竹山、涟源、沙坪以及双峰太平寺、坳头山厚度均达140~220m, 含煤性好。北部的新化东庄、桃江灰山港厚度小于80m。湘东及湘南厚度仅十几米到几十米, 煤层发育不好, 仅局部可采。

测水组是一套近海型的陆源碎屑含煤岩系, 一般分为上、下两段。下段为主要含煤段, 平均厚约60m, 主要由黑色泥岩、粉砂岩夹石英砂岩和煤层组成。含有1至7号煤层(自上而下), 可采和局部可采最多可达4层, 其中3煤和5煤为主要可采煤层, 上段为不含煤段, 厚80m左右, 其下部由石英砂岩、粉砂岩、泥岩组成; 上部由灰岩、泥灰岩、泥岩和砂岩组成。上段与下段之间以一厚层的砂砾岩分开, 称为分段砂砾岩。分段砂砾岩在湘中涟源和邵阳地区分布较广, 为重要的分段及对比标志层。

尽管多年来不少地质工作者曾先后对测水组地层学、古生物学和沉积学等方面进行了研究, 但专门对分段砂砾岩研究的文章甚少, 仅在煤科总院西安分院与湖南省煤田勘探公司第二队合作完成的《湘中测水煤系沉积条件与主要煤层沉积特征的研究》的科研报告中提到分段砂砾岩是一套滨海砂岩, 但并没有对其沉积特征及成因进行详细论述。

作者在参加中国矿业大学北京研究生部与湖南省煤田地质公司第二队合作的对湖南省石炭系沉积与含煤岩系特征的研究过程中, 发现分段砂砾岩对下伏岩层有时有冲蚀现象, 甚至造成局部煤层的缺失。为此, 我们重点对分段砂砾岩进行了研究, 找出了其分布规律, 并对其成因提出了新的看法, 认为分段砂砾岩是在海进过程中形成的障壁沙坝—海滩沉积组合及进潮口—潮汐三角洲沉积组合。

2 分段砂砾岩沉积特征

分段砂砾岩的岩性为粗粒—中粒石英砂岩、含砾石英砂岩及砾岩(图版I—4, 5)。成分成熟度极高, 均由单晶石英及少量的多晶石英组成。砾岩含量往北递增, 向西南方向逐渐减少以至消失, 并被砂岩取代。如在北部灰山港一带, 发育有3层砾岩, 每层厚达5~10m, 向西南方向至邵阳地区仅北部发育砾岩, 南部缺失。砾岩中最大砾径也由东北向西南呈减小趋势, 显然, 这种变化趋势与北部邻近物源区有关。

分段砂砾岩结构成熟度较高, 圆度呈次圆状—次棱角状, 少量滚圆状; 分选中等—较好。胶结物主要为硅质。砾岩中砾石有时呈定向排列, 显示出大型交错层理, 有时粒度向上变细, 显示粒序性。

分段砂砾岩呈厚层状或中厚层状。有时成层性好, 砾岩与砂岩呈互层形式出现, 这种砾岩在横向上大体稳定, 层面较为规则,

厚度变化不大。有时砾岩呈透镜状夹于砂岩中。Edward Clifton, H.(1973)认为冲积砾岩与波浪改造的砾岩，在宏观上有两点可将它们区别开来：一点是砾石的分离性 (pebble segregation)；另一点是层的透镜体特征 (bed lenticularity)。他认为冲积成因的砾岩层呈透镜状，并且砾石与砂混杂在一起，未能很好的分离开。而波浪改造的海滩砾岩，由于波浪的簸选作用能将砂质沉积物与砾石很好地分离开，因此，一般海滩砾岩与砂呈互层形式存在。另一方面海滩地区大范围内波浪活动比较均匀稳定，形成的砾岩成层性好，横向稳定、规则。因而分段砂砾岩中成层性好，与砂岩分离亦好的砾岩可能与波浪改造有关。而呈透镜状产出，并且具有大型交错层理及粒序层理的砂砾岩，可能与潮道作用有关。

3 分段砂砾岩沉积环境

测水组的岩石学、古生物学、地球化学等特征表明，测水组形成于障壁沙坝—泻湖—潮坪沉积体系中。分段砂砾岩是这一沉积体系在横向及垂向上发展演化的产物。测水组在经历了早期的海退，形成海退型障壁沙坝、泻湖、潮坪、泥炭沼泽沉积之后，于中晚期发生了海进，导致障壁沙坝及进潮口向陆迁移，从而形成一套粗粒的沉积物，即分段砂砾岩，因而分段砂砾岩是海进初始阶段的产物。不同沉积环境中的沉积特征如下：

3.1 障壁沙坝—海滩沉积

分段砂砾岩中的障壁沙坝—海滩沉积是属于海进型的，它与海退型障壁沙坝—海滩沉积不同。首先在垂向层序上，海退型障壁沙坝下伏为海相沉积物，上部则被泻湖、潮坪、沼泽沉积物覆盖。而海进型障壁沙坝则相反，其下伏为泻湖、潮坪、沼泽沉积，上部被海相沉积物覆盖。其次在沉积特征及保存潜力上，两者也明显不同，海退型障壁沙

坝是沉积型的，具有较强的保存潜力，在古代地层中常见，并根据其典型的向上变粗的层序及内部结构特征，不难将其识别出来。而海进型障壁沙坝则不然，它具有侵蚀性质，在古代地层中不易保存，并且也不具典型的垂向序列，在地层中难以将其识别出来。莫斯洛，T.F. (1988) 认为海进型障壁岛主要由前滨沙组成，与其共生的向上变细的进潮口层序的存在是鉴定古海进障壁岛的线索。因此，我们从障壁沙坝—泻湖—潮坪这一整体概念出发，根据其平面上的展布及垂向上沉积序列，以及与进潮口紧密共生诸方面的特征，认为分段砂砾岩具有海进型障壁沙坝的特征。

图1为测水组分段砂砾岩中海进型障壁沙坝的垂向序列。它主要由前滨沉积组成，岩性为中粒—粗粒石英砂岩及含砾石英砂岩，分选及磨圆较好，结构成熟度较高，发

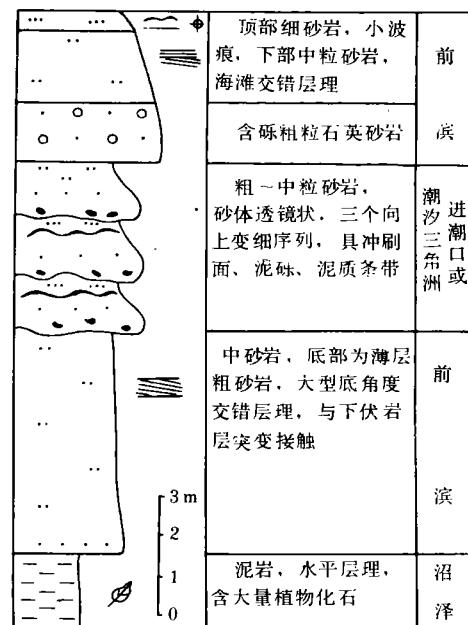


图1 沙坪地区分段砂砾岩
中海进型障壁沙坝垂向序列

育有低角度海滩交错层理(图版I—2)。顶部由细粒石英砂岩组成,发育有小波痕、波长5cm左右,波高几毫米。波痕之上叠加雨痕(图版I—3),反映浅水及曾露出水面等特征。进潮口或潮汐三角洲沉积夹于前滨沉积之中,由3个向上变细的序列叠置而成,底部冲刷面明显,含较多的泥砾,砂体呈透镜状。

从分段砂砾岩的砂体图(图2)来看,海进型障壁沙坝呈线状,沿沙坪—青联—天保脑山一线呈北东方向展布。砂体厚5~20m,平面上宽约10km。在横向,障壁砂坝被进潮口切穿。

3.2 进潮口—潮汐三角洲沉积

进潮口是连接泻湖水体与广海的潮水通道,它在向海侧和向陆侧分别形成退潮三角洲和涨潮三角洲。进潮口对障壁沙坝发生改

造作用。最近的研究表明,与现代障壁岛海滨共生的沉积物50%都沉积于进潮口环境中(Moslow, T.F. 和 Tye, R. S., 1984)。

分段砂砾岩在某些地区出现对下伏岩层的冲刷现象,例如在清塘矿区和灰山港区均出现3煤或5煤直接与分段砂砾岩接触,甚至局部地区煤层缺失。

图3为进潮口沉积的垂向序列,它是向上变细的层序,底部为冲刷面,下部为厚层状砾岩、含砾粗砂岩及泥砾组成的滞留沉积,发育大型的交错层理及正粒序层理,中部为透镜状砂岩与泥岩互层(图版I—6),含大量泥砾,平行定向排列。砂岩中发育中小型交错层理及双粘土层构造(图版I—1)。上部为粉砂岩及泥岩,再向上过渡为泻湖及沼泽沉积,形成薄煤层。双粘土层的发现进一步证实了进潮口沉积的可靠性。由图

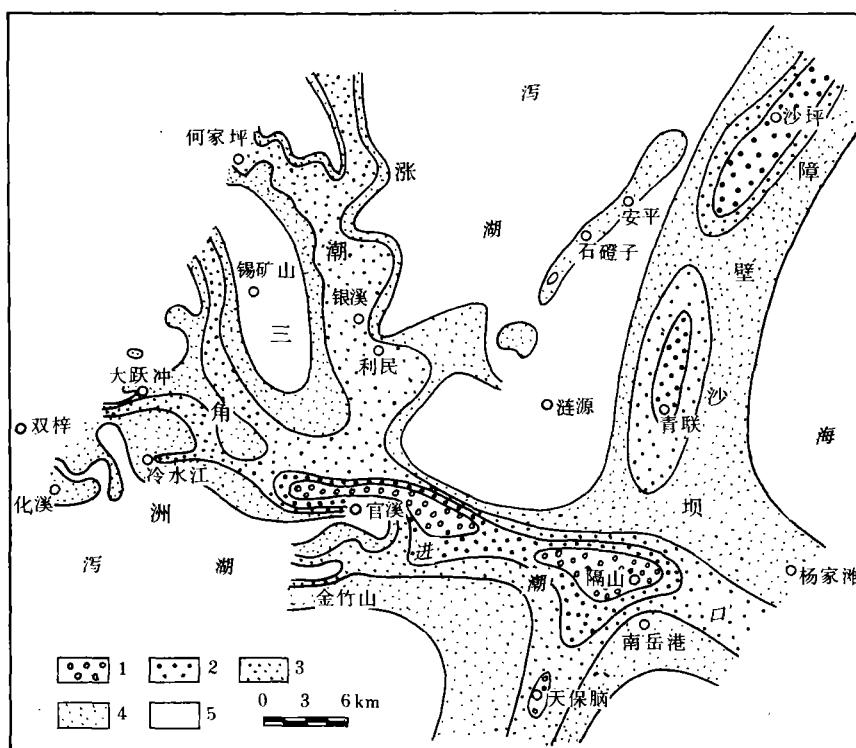


图2 湘中地区测水组分段砂砾岩砂体图

1—>20m; 2—20~15m; 3—15~10m; 4—10~5m; 5—<5m

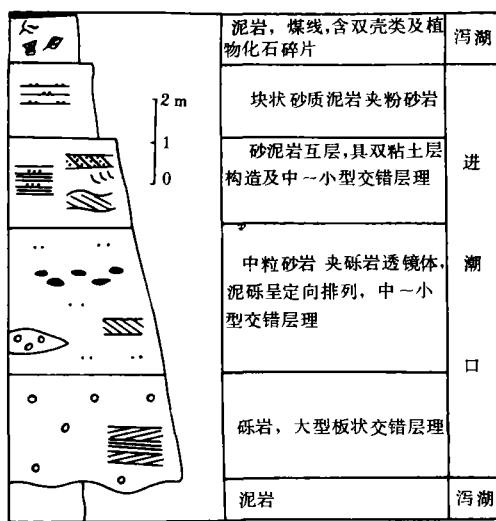


图3 金竹山测水组分段砂砾岩

中进潮口沉积垂向序列

版I—1可以看出, 双粘土层发育于前积层中, 两粘土层中的砂质纹层呈现厚薄交替现象, 厚的砂质纹层是在主要潮流期形成的, 而薄的砂质纹层则是在次要潮流期形成。双粘土层构造上部及下部黑色斑点状物质为泥砾, 呈定向排列。

在平面上, 进潮口与障壁沙坝垂直, 沿隔山—金竹山(官溪)一线呈东西向或北西向(图2)。进潮口砂体宽3~6km, 最厚达20余米。进潮口砂体向北西方向进入泻湖区域, 呈现树枝状分叉, 形成涨潮三角洲沉积。而在进潮口的向海一侧(南东方向)则形成落潮三角洲。对于古代潮汐三角洲的识别是困难的, 因为它具有与潮道相似的充填序列与沉积构造, 因此, 对于它的识别可能更取决于它们的几何形态及其与周围岩相的地层位置。因此, 我们根据砂体的形态及其平面展布、古地理格局以及与其它地区层序的差异, 认为潮汐三角洲是存在的。

退潮三角洲在退潮水道和朵体中部以潮汐作用为主, 而在朵体翼部则以波浪作用为主(Reading, 1978)。在杨家滩地区发现的

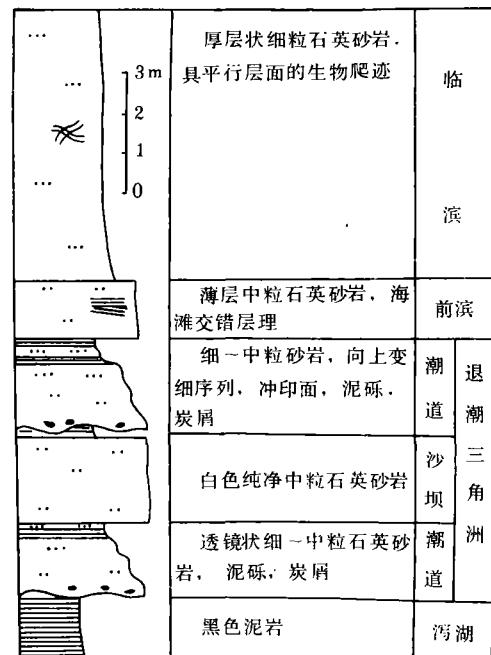


图4 杨家滩地区测水组分段砂砾岩中退潮三角洲垂向层序

退潮三角洲序列(图4)正体现了潮汐与波浪的联合作用。砂岩中含有较多的从泻湖及潮坪带来的泥砾及植物碎屑, 显示潮汐水流作用的特征。而纯净的厚层—薄层石英砂岩、低角度交错层理、平行纹层显示出波浪作用的特征。退潮三角洲沉积被海进过程中形成的海滩及临滨沉积所覆盖。

涨潮三角洲发育于西北部何家坪、大跃冲、冷水江、化溪及双梓地区。双梓地区的分段砂砾岩层序(图5)显示出与其它地区的不同。底部是潮道沉积与泻湖沉积之间的过渡层, 它是由潮道进入泻湖水体中由潮道所携带的沉积物在其前方沉积下来所致。过渡层主要由薄层细粒砂岩与极薄层泥岩交互组成, 泥岩中几乎不含植物化石, 这与潮间坪的砂泥互层显然不同, 它反映了其形成时的水体较潮间坪要深。中部为潮道沉积, 由于潮道的侧向迁移, 形成两个潮道序列的叠加, 中间夹泻湖泥岩。随着距进潮口距离的

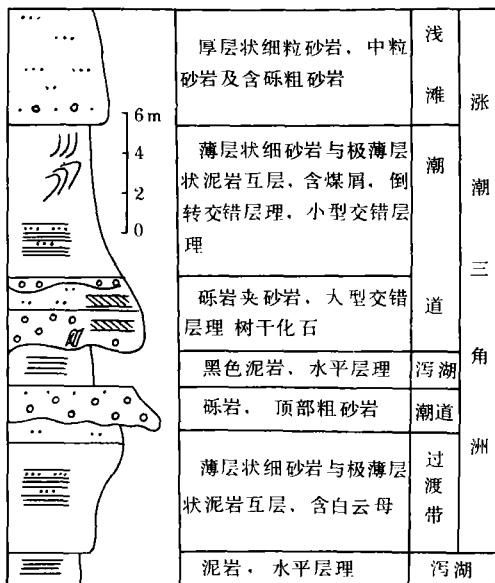


图5 双梓地区测水组分段砂砾岩中涨潮
三角洲垂向层序

不同, 潮道底部滞留沉积的砾岩层厚度也有变化, 离进潮口愈远, 砾岩层厚度愈小, 砾石含量愈少, 而上部砂泥互层厚度愈大。同时沉积物厚度也随距进潮口距离的增加而变薄(见图2)。潮汐三角洲层序顶部发育有浅滩沉积, 由厚层状细砂岩组成。

4 分段砂砾岩形成机理探讨

测水组初期, 随着地壳的缓慢上升, 大量陆源碎屑物质自东北方向进入盆地, 在潮汐流、沿岸流及波浪作用下, 砂质物质沿浅水地带堆积, 形成平行海岸线的浅滩, 最后这些浅滩露出水面, 形成海退型障壁沙坝, 而在其背后形成泻湖及潮坪, 最后发育成具有工业价值的3煤层及5煤层。在主要煤层形成之后, 开始逐渐海侵。至分段砂砾岩海侵范围扩大, 形成海进型障壁砂坝及进潮口沉积(图6)。

目前对于海进过程中障壁沙坝向陆迁移的机制, 有两种观点: 一种是广泛被人们接

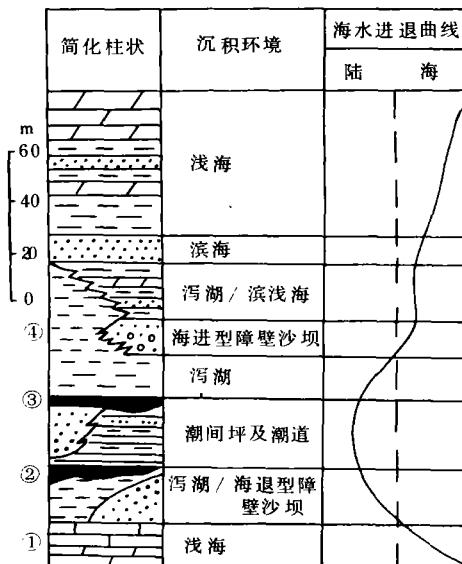


图6 测水组垂向沉积环境演化

①-石磴子组;②-5煤;③-3煤;④-分段砂砾岩

受的临滨后退的观点, 认为当海面上升时, 上部临滨或破浪带—拍岸浪带通过先前的障壁沙坝时, 它侵蚀下伏的早期阶段形成的沉积物, 所以海侵层序在下部临滨的底部有一个平坦的冲刷面。在下沉速度比侵蚀速度高的地方, 可以保存一个较厚的完整的海侵层序。而在下沉速度低的地区, 层序是不完整的(Swift, 1968)。另一种是原地淹没观点。Sanders 和 Kumler (1975a) 用来解释纽约菲尔岛外的相型。当海平面上升时, 障壁沙坝仍留在原地, 直到破浪带到达它的顶点为止。在这一点上, 破浪带向陆跳到泻湖的内侧边缘, 因而使障壁沙坝(岛)被淹没, 而在新的滨线位置上又重新建造一个障壁沙坝(岛), 如果这个机制起作用的话, 那么障壁沙坝以及共生的潮道砂体可以很好的保存下来。

在湖南省测水组的海进障壁沙坝中, 保存有前滨沉积及小波痕和雨痕, 同时潮道砂体也被保存下来, 因而其形成机理(图7)类似于原地淹没观点。在沙坪—青联—天保脑山一线发育宽的及厚层的障壁沙坝砂体,

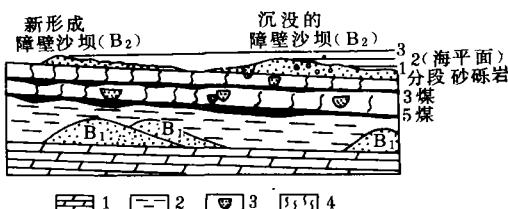


图7 测水组分段砂砾岩形成模式

1—石磴子组顶部灰岩;2—泻湖沉积;3—潮道沉积;

4—潮坪沉积;B₁—海退型障壁沙坝;B₂—海进型障壁沙坝

代表了海岸线持续的长期的稳定阶段。而在本区的西北部吉庆—团云一线仍发育有东北方向排列的6~9m厚的小型线状砂体,这可能是在海进过程中,海岸线在新的稳定停留阶段形成的新的障壁沙坝。在海进过程中,该区的泻湖区域可能覆盖一层薄的(<5m)海侵滨海砂岩。

5 结束语

湖南省测水组分段沙砾岩是构造运动及古地理环境在空间及时间上有机结合下的产物。首先它形成于海进过程中,因而它不同于通常教科书上所讲的海退型障壁沙坝的特征。这就需要我们从垂直序列、砂体形态及环境演化诸方面来分析。对于古代海进型障壁沙坝,着重寻找前滨沉积特征及与其共生的向上变细的进

潮口的序列是解决问题的关键。

参考文献

[1]湖南省煤田地质勘探公司第二勘探队,中国矿业学院北京研究生部:湖南省石炭纪沉积与含煤岩系特征,《中国石炭二叠纪含煤地层及地质学术会议论文集》,科学出版社,1987。

[2]里丁, H.G., 周明鉴等译:《沉积环境和相》,科学出版社,1978。

[3]莫斯洛, T.F., 马汝耕译:陆架砂岩和海滨砂岩的沉积模式,《美国石油地质学家协会进修丛书》(二十七),石油工业出版社,1988。

[4]Edward Clifton, H.: Pebble Segregation and Bed Lenticularity in Wave Worked Versus Alluvial Gravel, *Sedimentology*, 1973, No20, P173~187.

[5]Moslow, T. F. and Tye, R. S.: Sedimentology and Stratigraphy of Tidal Inlet Deposit, *Marine Geology*, 1984.

图版说明

图版I

1. 双粘土层构造, 金竹山
2. 海滩交错层理, 沙坪煤矿
3. 小波痕之上叠加雨痕, 沙坪煤矿
4. 砾岩及砂岩互层, 灰山港
5. 潮道砾岩, 显示粒序性, 灰山港
6. 潮道砂岩, 透镜状, 金竹山
7. 潮道砂岩, 巨型交错层理

《地震透射法探测地应力分布预测煤与瓦斯突出》通过鉴定

由煤炭科学研究院西安分院承担的这个“十五”国家重点攻关项目,是《北票、焦作矿局综合防突措施研究》课题的子项目。

课题系统研究了弹性波CT理论、工作方法和处理程序。在此基础上,利用该方法对煤矿井下工作面内应力分布进行了实际测量和数据处理。经初步验证,证明了应用弹性波CT技术进行煤与瓦斯突出区域性预测的可行性和探测地质小构造的有效性。

鉴定认为:本项研究对突出区域性预测和地质小构造探测,开辟了新的技术途径,具有重要的实际意义。该项成果属国内首创,处于同类研究领先地位,并且达到了国际先进水平。

专家建议:进一步深入研究煤与瓦斯突出区域性预测的试验和验证;使用加速度检波器继续研究高精度弹性波CT技术;加强同其他预测和防突手段的配合,以便多参数综合预测,提高预测的可靠性。

(郭惠)