

国家自然科学基金资助

Sedimentary Environment and Sedimentary Facies of Fine-grained Reservoir

A Case Study of Silurian Longmaxi Formation in the Southeastern Sichuan Basin

细粒岩储层沉积环境与沉积相

——以四川盆地东南部龙马溪组为例

郭 岭 封从军 郭 峰◎编著

中国石化出版社

[HTTP://WWW.SINOPEC-PRESS.COM](http://www.sinopec-press.com)

细粒岩储层沉积环境与沉积相

——以四川盆地东南部龙马溪组为例

郭岭 封从军 郭峰 编著

中国石化出版社

图书在版编目(CIP)数据

细粒岩储层沉积环境与沉积相:以四川盆地东南部
龙马溪组为例/郭岭,封从军,郭峰编著.

—北京:中国石化出版社,2016.12

ISBN 978-7-5114-4337-3

I. ①细… II. ①郭… ②封… ③郭… III. ①四川
盆地—细粒岩储集层—沉积环境—研究②四川盆地—细粒岩储集层—
沉积相—研究

IV. ①TE618.130.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2016)第 283330 号

未经本社书面授权,本书任何部分不得被复制、抄袭,或者以任何
形式或任何方式传播。版权所有,侵权必究。

中国石化出版社出版发行

地址:北京市朝阳区吉市口路9号

邮编:100020 电话:(010)59964500

发行部电话:(010)59964526

<http://www.sinopec-press.com>

E-mail: press@sinopec.com

北京科信印刷有限公司印刷

全国各地新华书店经销



*

787×1092 毫米 16 开本 13.75 印张 320 千字

2017 年 1 月第 1 版 2017 年 1 月第 1 次印刷

定价:56.00 元

前言

细粒沉积岩研究,特别是其中的页岩研究,是近些年来沉积学和非常规油气地质学界十分活跃和广受关注的研究领域。近年来,北美页岩气勘探开发的巨大成功与页岩气在我国获得的商业性突破,促进了细粒岩沉积学与非常规油气地质学的发展。国内外学者在细粒岩的岩石学、沉积学、矿物学、油气地质学和地球化学等领域开展了大量卓有成效的研究工作,取得了丰硕的研究成果,并已在非常规油气资源评价与勘探中发挥了重要作用。

本书共8章,包括细粒岩研究的最新动态、基本特征、岩石相划分、沉积环境与沉积模式、岩石矿物学、地球化学与古环境以及油气地质学等内容。其中第一章由郭岭、郭峰编写,第二章由封从军编写,第三章由郭岭、封从军编写,第四章、第五章由郭岭编写,第六章由封从军、郭岭编写,第七章由郭岭编写,第八章由郭岭、封从军编写,第九章由郭岭编写。研究生贾超超、张娜娜参与了第五章的编写工作,同时负责了部分图件的绘制工作。全书由郭岭统稿。

在本书编写过程中,自始至终得到了中国地质大学(北京)姜在兴教授的大力支持。在此,谨向姜老师致以衷心的感谢。另外中国石油大学(华东)梁超博士,西安石油大学杨懿博士对本书的编写给予了大力帮助,在此一并致谢。特别感谢西北大学地质学系在本书出版过程中给予的大力支持和帮助。

本书研究工作是在国家自然科学基金“海洋古沉积环境特征序列演化的黑色页岩记录——以渝东南地区志留系龙马溪组为例”(批准号41302076),陕西省自然科学基金“川东南龙马溪组黑色页岩形成时的古海水性质及其意义”(批准号2014JQ5191),高等学校博士学科点专项科研基金“黑色页岩有机质富集与古生产力的响应关系研究——以渝东南地区志留系为例”(批准号20136101120003)和国土资源部全国页岩气资源战略调查项目“渝东南地区页岩气资源战略调查与选区”(2009GYXQ15-04)联合资助下完成的。通过对四川盆地东南部细粒岩岩相及沉积环境的研究,反映了我们所取得的一点成果和认识,以期为广大同行在相关领域的研究提供一些参考和借鉴。由于作者学术水平有限,书中不正之处在所难免,敬请各位专家和广大读者给予批评指正。

目 录

第一章 概 述	(1)
1.1 细粒岩定义	(1)
1.2 细粒岩的研究现状	(3)
1.3 细粒碎屑物质的形成与来源	(6)
1.4 细粒沉积物的搬运与沉积	(11)
第二章 区域地质背景	(24)
2.1 区域地质特征	(24)
2.2 扬子板块古生代构造位置	(32)
2.3 地层发育特征	(33)
第三章 层序识别与划分	(39)
3.1 层序划分的方法	(39)
3.2 层序界面的识别与层序划分方案	(45)
第四章 岩石相类型与特征	(50)
4.1 相与岩相概述	(50)
4.2 研究区岩相类型与特征	(54)
第五章 沉积相与沉积模式	(61)
5.1 沉积相标志	(61)
5.2 典型钻井/剖面沉积相分析	(76)
5.3 连井剖面对比	(86)
5.4 平面沉积体系	(91)
5.5 沉积模式	(96)
第六章 岩石矿物学特征	(97)
6.1 样品与测试	(97)
6.2 渝页1井矿物含量特征	(97)
6.3 彭水县鹿角剖面矿物含量特征	(101)
6.4 龙山县红岩溪剖面矿物含量特征	(104)
6.5 武隆县江口、石桥剖面矿物含量特征	(107)
6.6 秀山县溶溪、大溪剖面矿物含量特征	(108)
6.7 与北美页岩矿物含量对比	(109)
第七章 地球化学与古环境	(111)
7.1 碳、氧同位素地球化学与古环境	(111)

7.2 常量元素与古环境	(124)
7.3 微量元素与古环境	(141)
第八章 细粒岩与页岩气	(175)
8.1 页岩气概述	(175)
8.2 烃源岩的特征	(176)
8.3 储集层特征	(181)
8.4 其他地质特征	(187)
第九章 结论	(189)
参考文献	(191)

第一章 概 述

1.1 细粒岩定义

细粒沉积岩(简称细粒岩,下同)指由粒度小于 $62\mu\text{m}$ 的细粒碎屑物质组成的,其含量占50%以上的沉积岩。这些细粒碎屑物质包括:陆源泥质碎屑、碳酸盐泥、粉砂、深海软泥和腐泥(Stow and Piper, 1984b)。按照Nichols(2009)和姜在兴(2010)对碎屑颗粒粒度的分级(表1-1),细粒岩的颗粒组成主要包括两类,即黏土级颗粒(粒度 $<4\mu\text{m}$)和粉砂级颗粒(粒度 $4\sim62\mu\text{m}$)。泥岩是一种细粒的碎屑沉积岩,主要由泥质物质组成(包括黏土矿物、石英和方解石等矿物的细小碎屑)。而页岩同泥岩组成相似,只是它具有沿平行层面方向易裂的特性(Nichols, 2009)。很多情况下页岩与泥岩两者可以互用,只是页岩与泥岩相比具有易裂的特性(Nichols, 2009)。有些地质学者认为有页理的黏土岩称为页岩,无页理的黏土岩称为泥岩(冯增昭, 1993)。Blatt(1970)提出泥质物质主要由黏土($<4\mu\text{m}$)和粉砂($4\sim62\mu\text{m}$)组成,泥岩是由岩化的泥质物质组成的沉积岩,而页岩是具有易裂性特征的泥岩(Blatt, 1970)。需要指出的是Blatt的泥岩和页岩定义实际上也包括了传统意义的粉砂岩,与Stow和Piper(1984)所定义的细粒岩意义相同。本书研究实例为川东南地区下志留统龙马溪组细粒岩,由于该套层系为页岩气勘探的主要目的层,传统上很多学者把这套细粒岩称为“龙马溪组页岩”(Guo et al., 2016; 陈尚斌等, 2011; 刘树根等, 2011b; 武景淑等, 2013; 张春明等, 2013)。本书在无特别说明的情况下页岩与泥岩代表的意义相同,因此按照上述分析,细粒岩包括页岩类和粉砂岩类,如页岩、粉砂质页岩、砂质页岩、钙质页岩、炭质页岩、泥质粉砂岩和粉砂岩等。

细粒岩是自然界中最丰富的沉积物,全球70%~75%的沉积岩(物)是由细粒物质组成的(Potter et al., 1980; Stow et al., 2001)。近年来细粒岩越来越引起人们的重视,究其原因主要有以下几个方面:首先,细粒岩记录了沉积物在深水环境中的搬运路径,据此可以追溯古海洋/湖泊深水区水体的流动路径(Eittrheim, 1984);其次,海洋中地球化学和生物循环过程与细粒沉积物中的元素迁移具有密切的关系(Eittrheim, 1984);第三,细粒岩多沉积在海洋/湖泊的深水区,几乎记录了连续的沉积历史,对地质历史的记录具有重大意义(Potter et al., 2005; 姜在兴, 2010; 朱筱敏, 2008);第四,细粒岩中富有机质的暗色泥岩类是石油和天然气的主要源岩(姜在兴等, 2013; 柳广第, 2009),也可以作为非常规油气(如页岩油、页岩气)的储集层(Loucks and Ruppel, 2007),同时也是V、Ni、Mo等金属元素的富集载体,具有重要的经济价值(施春华等, 2011; 杨恩林等, 2013)。

表 1-1 常用的碎屑颗粒粒度分级表 (Nichols, 2009; 姜在兴, 2010)

十进制		2 的几何级数和 Φ 值制			
颗粒直径/mm	砾级划分			颗粒直径/mm	颗粒直径/ Φ
> 1000	巨砾	砾	块砾	>4096	< -12
100 ~ 1000	粗砾		巨砾	4096 ~ 256	-12 ~ -8
10 ~ 100	中砾		中砾	256 ~ 16	-8 ~ -4
2 ~ 10	细砾		卵石	16 ~ 4	-4 ~ -2
			细砾	4 ~ 2	-2 ~ -1
1 ~ 2	巨砂	砂	极粗砂	2 ~ 1	-1 ~ 0
0.5 ~ 1	粗砂		粗砂	1 ~ 0.5	0 ~ 1
0.25 ~ 0.5	中砂		中砂	0.5 ~ 0.25	1 ~ 2
0.1 ~ 0.25	细砂		细砂	0.25 ~ 0.125	2 ~ 3
			极细砂	0.125 ~ 0.063	3 ~ 4
0.05 ~ 0.1	粗粉砂	粉砂	粗粉砂	0.0625 ~ 0.031	4 ~ 5
0.01 ~ 0.05	细粉砂		中粉砂	0.031 ~ 0.0156	5 ~ 6
			细粉砂	0.0156 ~ 0.0078	6 ~ 7
			极细粉砂	0.0078 ~ 0.0039	7 ~ 8
<0.01	黏土(泥)	黏土(泥)	黏土	<0.0039	>8

细粒岩是沉积盆地和近地表环境中流体运动的主要控制岩石 (Aplin et al., 1999)。作为世界上最常见的沉积岩类型, 它们是沉积盆地中的弱透水性岩体, 限制了水体的运动, 并影响了地层超压的形成。在石油系统中它们几乎是所有石油和大部分天然气的源岩, 决定了油气在源岩和圈闭中的运移方向, 并且是非常重要的盖层岩石。在中国各大油田中泥页岩类都是油气生成的主力烃源岩 (陈建平等, 2016; 董军等, 2015; 冯子辉等, 2015; 付锁堂等, 2013; 李松峰等, 2013; 林俊峰等, 2015; 杨华等, 2013)。在地表环境下, 它们不仅可以控制自然流体的运动路径, 而且还用来限制废弃物泄漏, 特别是在废弃物处理方面, 如垃圾填埋场的掩盖 (Potter et al., 2005)。

泥岩是细粒岩中非常重要的一类沉积岩。沉积盆地中形成的泥岩可以用来恢复海平面变化, 作为地层对比的标志层 (如层序地层中的凝缩段), 恢复古沉积盆地的古环境等 (Alqudah et al., 2014; Fu et al., 2015; Wang et al., 2016; Wang et al., 2015; 冯乔等, 2004; 王欣欣等, 2014; 谢小敏等, 2010)。虽然黏土、泥均广泛使用, 但在使用过程中常出现混淆, 并没有达到完全的一致。这是因为泥既代表了一种粒度的概念, 也有时代表黏土矿物的概念 (Potter et al., 2005), 为了更方便的了解和使用泥岩的相关概念, 本书采用了 Stow 等 (1984) 对泥岩和粉砂岩的一些术语 (表 1-2)。泥和泥岩的研究具有多方面的价值 (表 1-3), 它们在能源矿产业和工业界均有着非常重要的作用 (Potter et al., 2005)。

表 1-2 泥岩与粉砂岩的相关术语 (Stow and Piper, 1984a)

名称(未成岩)	成岩(不易裂)	成岩(易裂/成层的)	比例和粒度
粉砂	粉砂岩	页状粉砂岩	>50% 粉砂级颗粒(4~62μm)
泥	泥岩	页岩	>50% 泥质颗粒(<4μm)
结构描述			
粉砂质	10% 粉砂		
泥质	10% 泥质颗粒(适用于非泥岩情况下)		
成分描述			
灰质	>10% CaCO ₃ (有孔虫、钙质微化石等)		
硅质	>10% SiO ₂ (硅藻、放射虫等)		
炭质	>1% 有机碳		

表 1-3 泥岩的研究价值 (Potter et al., 2005)

沉积地质	最常见的沉积岩, 对氧化还原条件的指示, 古生态学、古生物学和地质历史研究具有重要意义
能源/金属矿产	富成熟有机质的泥岩可生成油气, 泥岩与煤层有密切关系, 孔隙压力的预测, 油气垂向运移, 层状金属矿的载体
废弃物封闭	垃圾、有害物和核废料等的掩埋
工程	滑坡的预测及控制等
工业用途(超过 200 项)	黏土工业(砖、陶瓷)、填充剂、漂白剂、颜料、密封剂、悬浮剂和吸附剂等

1.2 细粒岩的研究现状

细粒岩作为沉积学研究相对薄弱的领域, 近些年来逐渐成为研究的热点与重点之一。细粒沉积的概念最早由 Krumbein(1933)在岩石粒度分析中提出, 目前已被普遍接受和广泛应用。国外细粒沉积研究首先从泥岩开始。1853 年, Sorby 首次利用薄片研究泥岩的微观特征(Schieber and Zimmerle, 1998), 20 世纪 20 年代以来, 随着 X 衍射、扫描电子显微镜等技术的引入, 在细粒岩中黏土矿物类型与颗粒形态的识别方面已经取得很多成果(Wright, 1957)。

北美地区页岩油、页岩气和致密油气等资源的勘探与开发起步较早, 对这些细粒岩岩相、沉积、层序和储集特征等都有了新的认识, 其成果极大地促进了相关基础地质和致密油气勘探理论的发展(Abouelresh and Slatt, 2012; Loucks and Ruppel, 2007)。在充分吸收并借鉴国外细粒岩研究经验的基础上, 近年来我国学者针对我国海相与陆相细粒岩发育区进行了详细的调研, 并与北美各盆地含油气细粒岩的分布、生油条件及储集条件等进行了类比, 在细粒岩的矿物学特征(Guo et al., 2015; 陈尚斌等, 2015b; 李钜源, 2013), 岩性-岩相(付金华等, 2013; 梁超等, 2012b; 王玉满等, 2016; 王志峰等, 2014; 张顺等, 2015), 储层特征(陈尚斌等, 2015a; 耳闯等, 2013; 聂海宽等, 2014; 杨峰等,

2013; 于炳松, 2013) 及沉积特征 (Guo et al., 2011; Jiang et al., 2013; 李娟等, 2013; 梁超等, 2012a; 张海全等, 2013; 张鑫刚等, 2013) 等方面均取得了一系列认识。

20 世纪 80 年代以来, 晚第四纪或现代细粒沉积研究进一步加深, 并在生物化学和沉积机理等方面取得了重要的进展。Dean 等对深海细粒沉积进行了三端元分类 (钙质生物颗粒、硅质生物颗粒和非生物颗粒) (Dean et al., 1985)。Dimberline 认为半远洋沉积是以粉砂级颗粒为主的层状细粒沉积, 可以夹砂级或泥级的浊流沉积, 也可形成独立沉积相, 并提出半远洋细粒层是浮游生物繁盛与粉砂充注交替进行的结果, 这种交替作用通常是季节性或年度性的 (Dimberline et al., 1990)。袁选俊等 (2015) 对鄂尔多斯盆地延长组长 7 油层组开展了细粒沉积体系、泥岩与页岩组构特征、古环境恢复等研究, 建立了以湖侵-水体分层为主的湖相富有机质页岩的沉积模式, 提出“沉积相带、水体深度、缺氧环境、湖流”是鄂尔多斯盆地富有机质页岩分布的主控因素 (袁选俊等, 2015)。

在海洋环境中, 细粒沉积物的分布受海洋环流的控制, 而沉积则受到浮游生物的过滤、富集和再改造作用的影响。细粒沉积物的早期成岩作用主要受细菌作用过程的控制。大部分细粒沉积物最初沉积在大陆边缘, 然后通过物质坡移和高密度流等再次转移到深海平原地区。细粒沉积物在平缓陆架斜坡上的稳定性主要取决于其中含水量的多少, 沉积物块体的运动可以是缓慢的蠕动, 也可以是大规模突发的灾难性运动。其中沉积物形态的差异可以导致块体各种形式的运动。区域性沉积环境模式的重建则需要多种类型的资料, 如地球物理数据, 古生物数据, 沉积岩基本性质数据和地球化学数据等, 过去的重大洋流模式和高生物生产力地区沉积模式可能需要更新 (Gorsline, 1984)。

细粒岩大多数沉积在较深水地区, 盆地内的细粒陆源物质以风成粉尘或低密度的悬浮沉积物的形式被搬运而来。在湖泊沉积环境中, 细粒岩多数发育在深湖、半深湖以及湖湾环境中; 而在海洋环境当中, 深海-半深海沉积, 浑浊的羽状流体, 低密度的重力流, 低层流和风暴流等都可以形成细粒岩, 其中主要为黑色页岩 (O'Brien, 1989)。对于黑色页岩的沉积作用, Stow 等 (1998) 做了较为详细的描述, 他们认为黑色页岩的沉积作用主要包括远洋沉积、半远洋沉积、半浊积作用、平流沉积作用、超重流、浊流和碎屑流等。其中远洋沉积过程中, 在表层水中存在很多生物成因物质、细粒陆源或其他碎屑物质, 它们在缓慢的沉积过程中形成远洋沉积体。在碎屑等颗粒沉积过程中, 垂直沉降是主要的沉积过程, 重力作用是其主要的沉积动力, 其中絮凝作用和有机物质的团粒可以提高沉降和沉积物堆积速率, 尤其是在生产力较高的地区。半远洋沉积除了垂直沉降过程外, 还包括沉积物在水柱中缓慢横向平流的复杂过程 (Stow and Tabrez, 1998), 这种横向平流的驱动力包括浊流层羽状物和河流羽状物的惯性, 冰川融水扩散, 波浪, 内潮以及其他缓慢移动的水体中层的水流, 如形成的内波和内潮汐沉积 (何幼斌等, 2004)。半远洋沉积随着生物生产力、陆源物质输入量和碎屑物质的颗粒大小等性质变化, 其沉积速率是可变的。Stow 和 Wetzel (1990) 认为半浊积作用是指沉积最后阶段由稀释浊流和与海底障碍物作用产生的负浮力和向上弥散作用形成的沉积过程。在这一沉积过程中, 浊流产生的细粒物质, 与远洋或半远洋物质混合后, 在重力作用下慢慢地垂直沉降下来。超重流是在洪水期河口和高纬冰期时期, 河口和冰川等供给体系产生的悬浮状羽状物在近底层水的排泄作用下形成的。超重流通常可以向前长距离搬运, 通过前三三角洲斜坡到达深水区, 而底流是由高密度沉积

物引起的,通常它能被冲散,并且沉积在离河口不远的地方(Stow and Wetzel, 1990)。黑色页岩也可由平流沉积作用形成, Hollister 和 Heezen(1972)认为这种作用是在可变强度的底层流影响下产生的沉积作用,温度和盐度差异是这些底层流循环流动的驱动力,此外还包括风成深海流的影响(Hollister and Heezen, 1972)。弱的底层流对远洋和半远洋沉积影响很小,中东海流有能力长距离搬运细粒碎屑物质,形成规模较大的平流沉积物,而强海流则可以簸选砂、砾,甚至产生深海范围较大的间断和侵蚀面。由高浓度的沉积碎屑物质和水的混合物形成的碎屑流,具有很强的搬运能力,这种黏性介质可以携带大量碎屑(如岩石漂砾、页岩碎屑和软沉积物碎屑),这种碎屑流的沉积物厚度有的可达 50m。另外一种沉积作用是浊流,它是细粒(包括一些中粒至粗粒)物质从浅水进入深水的一种最重要的搬运途径,此外浊流也有可能形成携带砾级物质以及泥质的高浓度流体,这些物质的携带驱动力通常是重力滑坡作用。

海相细粒岩中黑色页岩的形成主要受物源和水动力条件控制,滞流海盆、陆棚区局限盆地、边缘海斜坡等低能环境是其主要发育环境。海相富有机质的黑色页岩形成必须具备两个重要条件:表层水中浮游生物生产力高;沉积条件必须有利于有机质保存、聚积与转化(Stow et al., 2001)。“海洋雪”作用和藻类爆发是海相富有机质细粒沉积物的主要形成原因(Macquaker and Keller, 2005)。

细粒沉积通常包括异地细粒沉积和原地细粒沉积两种类型。海洋深水区经横向运移而形成的沉积即为深水异地细粒沉积;而原地细粒沉积主要由垂直降落沉积作用形成。通常前者形成的沉积物比后者的粒度粗,深水异地沉积主要包括重力流沉积和深水牵引流沉积,近年来在这些沉积中发现了深部热液沉积和凝灰岩等沉积体(庞军刚等, 2014)。

通过多年的努力,细粒沉积物的研究已经取得了长足的进步,然而由于粒度小,观察难度大,以及受超微观实验条件的限制,细粒物质的沉积、成岩作用是沉积学界乃至地质学界研究的薄弱领域(姜在兴等, 2013)。细粒物质沉积成岩研究不仅具有重要的科学意义,同时对能源矿产和金属矿产的勘探开发也具有重要的意义。姜在兴(2013)等认为细粒岩沉积学研究目前存在以下几个问题:①细粒岩相关概念模糊,术语使用不准确,如部分学者将细粒物质狭隘地理解为黏土矿物,另外页岩一词在使用上概念模糊或笼统地将所有细粒岩称为页岩,这些均不具科学性;②细粒岩的岩石类型复杂,缺乏系统科学的分类,细粒物质沉积动力学过程复杂,目前还没有较为合理的沉积模式;③深水细粒岩对海/湖平面响应识别难度大;④目前尚未形成层序地层划分方法,细粒沉积物在埋藏成岩中物质转化的条件、过程及有机无机相互作用机制尚不明确。贾承造等(2014)从非常规油气(如页岩油、页岩气)勘探的角度指出,细粒沉积的研究应关注几个主要的结合点:①建立细粒沉积体系的分类方案,从沉积结构、构造、沉积环境、矿物组分和化学成分等方面开展致密沉积相带研究;②从非常规油气有利储集条件角度研究细粒沉积体系的源-储配置关系,分析单独聚油气模式和混合聚油气模式,通过加强细粒沉积相带研究,识别具有非常规油气资源潜力的细粒岩系;③研究细粒沉积体系与非常规油气储集体系的组合关系,对非常规油气和常规油气是否进行整体研究和联合勘探开发做出准确判断(贾承造等, 2014)。

由于细粒岩岩石类型复杂,不同地区细粒岩的矿物成分复杂多变,因此造成细粒岩的

命名出现困难。传统的细粒岩类型主要依据粒级和沉积构造特征进行划分，由于受超微观实验条件的限制，人们对细粒岩的矿物成分认识不够，地质工作者运用 X 射线衍射分析与扫描电镜分析等技术对我国海相与陆相各盆地细粒岩的研究表明，细粒岩多由石英、长石、黏土矿物与碳酸盐矿物等混合组成，此外还含有黄铁矿、石膏与方沸石等自生矿物。随着非常规油气勘探与开发的兴起，从研究的重要性来看，细粒岩可以与研究较多的碎屑岩、火山碎屑岩及碳酸盐岩等并列，它在矿物组成、形成环境、水动力条件、气候与物源等方面均有其独特性(周立宏等，2016)。研究区岩石与岩相类型分类方案将在第四章中详细讨论。

1.3 细粒碎屑物质的形成与来源

陆源颗粒直径小于 $4\mu\text{m}$ 的黏土级物质主要来自地球表面岩石的化学风化作用，此外还包括一些火山灰和冰川作用产生的岩石粉屑(Potter et al., 2005)。粉砂级($4\sim 62\mu\text{m}$)细粒物质的来源和黏土级的细粒物质有很大不同，粉砂级的细粒物质主要是由物理作用过程产生的，如岩屑在搬运过程中的破碎、切削、冰冻及融化、热扩张、表面脱落和围岩压力的释放等。动植物等生物作用可以使较大的颗粒物质破碎，形成粉砂级物质。泥岩特别是中生代以来的泥岩中还包含黏土和粉砂级的生物成因碳酸盐和硅酸盐物质。图 1-1 说明了黏土和粉砂级物质的来源。

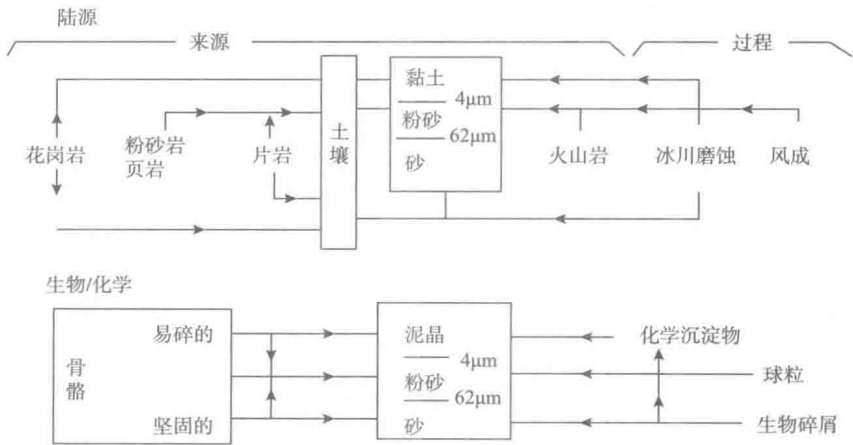


图 1-1 陆源、生物、化学作用来源的细粒物质的产生过程(Potter et al., 2005)

陆源的泥和粉砂级物质包括：土壤，河间地带未固结的粉砂和黏土级物质，水沟和溪流沿岸的崩塌，火山灰，干旱-半干旱地区风吹蚀作用产生的粉砂和泥土，以及冰川作用所形成的细粒冰水沉积物等。此外，水下风化作用(如富铁和镁的皂石、绿鳞石)和海底所形成的海绿石也可以提供一些细粒物质。其中，来自于土壤、火山喷发的细粒物质和冰川磨蚀作用产生的黏土-粉砂级物质是细粒物质最为重要的来源。

从根本上讲，黏土和粉砂级物质主要源自两种基本的火山岩，即花岗岩和玄武岩(Potter et al., 2005)。这两类火山岩中的长石、角闪石、辉石和火山玻璃质是黏土矿物最主要

的贡献者,而粉砂质碎屑主要来自石英和长石,两者皆主要来自于花岗岩和片麻岩。粉砂级的物质主要来自于长英质的岩石,而黏土级物质可以来自长英质岩石,也可以来自铁镁质的岩石。Potter 等(2005)对岩石在自然界中的循环做了解释(图 1-2),细粒物质搬运到湖盆或海盆中后,经由压实和成岩作用形成泥岩,深埋后通过高级变质作用可以形成片麻岩或花岗岩。后期的构造抬升和风化作用使这些结晶岩进一步产生泥、粉砂、砂和砾等物质,进而开始了一个新的循环。

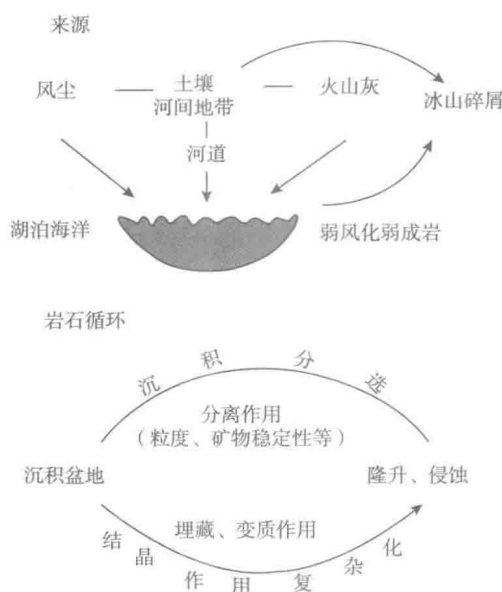


图 1-2 陆源细粒物质来源及岩石循环略图(Potter et al., 2005)

1.3.1 沉积分选作用

地球表面沉积分选作用使地表的花岗岩、片麻岩、玄武岩和长石砂岩等转化为泥、粉砂、砂和砾质物质(Potter et al., 2005)。沉积分选作用是指风化和搬运过程中沉积物的粒度和矿物组成等发生变化的作用。沉积分选作用开始于潮湿气候(指年降水量在 500mm 以上)条件下的风化剖面上,其过程是,母岩和雨水中的阳离子产生次生的黏土矿物、石英以及 Fe 和 Mn 的氧化物,随着沉积分选作用的进行产生更多的阳离子并且有硅质溶出(Chamley, 2013)。沉积分选作用使高温高压条件下形成的矿物,在低温低压条件下转化为细粒的较为稳定的黏土矿物,结果造成石英、高岭石以及铝和铁的氧化物在地球表面富集。这种沉积分选作用过程中的矿物转化过程主要发生在土壤或地表的冲积层。原生矿物在风化带中停留的时间越长,矿物在山区和遥远的海盆之间的转化可能就越彻底。

在半干旱气候条件下(年降水量在 100 ~ 500mm), Na^+ 和 K^+ 基本全部溶解,但是 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 和 H_4SiO_4 则是部分溶解,结果是矿物的转化不够彻底。在干旱气候条件下(年降水量 < 100mm),一些土壤层(或表层黄土、沙漠等)由于强蒸发作用,钙质以及蒸发矿物沉淀下来,进一步形成钙质结砾岩和石膏质壳(常华进等, 2012; 彭勇民等, 2012; 漆滨汶等, 2006; 许志强, 1990; 薛平, 1986)。蒙脱石和混层的黏土矿物也可以形成,

这个过程使阳离子和硅质在低洼排水差的地区进一步富集，并造成阳离子重新进入到黏土矿物晶格中。

黏土矿物是风化作用最主要的终极产物，同时也是泥岩中代表性的矿物成分(Ngombi - Pemba et al. , 2014; Potter et al. , 2005; 常华进等, 2012; 王茂桢等, 2015)。黏土矿物的黏结性和塑性使其在工业中具有广泛的用途。黏土的概念还可以用来指示粒度小于 $4\mu\text{m}$ 的颗粒，这些颗粒本质上大多数是黏土矿物，但也可以是石英、长石、铁的氧化物和碳酸盐颗粒(Potter et al. , 2005)。

1.3.1.1 沉积分选作用的影响因素

沉积物的滞留时间、地形高低和降水量对沉积分选作用具有很大的影响。沉积物在不同的条件下可以产生不同的物质，在潮湿的高原地带可以形成大量的粉砂和泥质物质，而在干旱的高原地带则仅有少量到中等数量的泥和粉砂物质产生；在潮湿的低洼地区可形成少量的含三水铝矿的泥质和高岭土，而在干旱的低洼地区除了风所携带的泥和粉砂外，几乎不产生细粒沉积颗粒。风化地区的构造稳定性是决定碎屑物质停留时间的决定性因素。被动大陆边缘和稳定的克拉通地带地形起伏相对较小，而汇聚大陆边缘地形起伏大，而且常有陡峭且不稳定的斜坡，陆块和陆块的碰撞产生大量的泥质碎屑。如地势较高的亚洲地区，该地区是印度板块和亚洲板块碰撞的结果，它们是亚洲地区细粒碎屑物质的主要来源区。

汇聚型板块边缘主要包括3种类型，大洋-大洋板块边缘、大洋-大陆板块边缘和大陆-大陆板块边缘。三种类型的板块边缘抬升速度都较快，通常伴生有断裂作用，因此在潮湿气候条件下，这类板块边缘侵蚀速度很快，并伴生有大量的碎屑物质产生。在这种条件下，基岩物质在风化区停留时间短，使得碎屑物质通常由不成熟的矿物组成。世界上约70%的侵蚀碎屑输出来自亚洲东南部(Milliman and Meade, 1983)，原因是该地区地势高、斜坡陡并且季节性降水多。该地区的恒河、雅鲁藏布江、湄公河和伊洛瓦底江等携带大量的泥砂碎屑入海。另外，火山喷发不仅能够产生大量的火山灰，而且底部的热液活动使山脉边缘的火山岩变的不稳定，进而为后期剥蚀搬运等提供了良好的条件。

稳定克拉通和被动大陆边缘地区，地表的抬升主要是因为造陆运动或者海平面的变化引起的(李忠权等, 2014)。除大陆边缘或克拉通内部局部断裂活动带之外，其他地区剥蚀速度均很慢，地表岩石存留时间长，土壤层较为发育。这两种构造区沉积物输出量少，在赤道附近的热带地区这些岩石会形成石英、高岭石、三水铝矿、铁和锰的氧化物等，这些物质是风化过程中最稳定的产物(Edmond et al. , 1996)。

土壤、风化产物和碎屑物的产生量在降水量稀少的沙漠地带或低纬度地区会发生很多变化(图1-3)。地形起伏大的地区具有较高的潜在剥蚀能力，但稀少的降水导致化学风化作用微弱，土壤层发育和侵蚀作用较差，进而造成邻区的盆地充填速度缓慢。由于沉积物的输入量少，在干旱区的碳酸盐甚至化学沉淀物质会在盆地边缘逐步得到聚集。

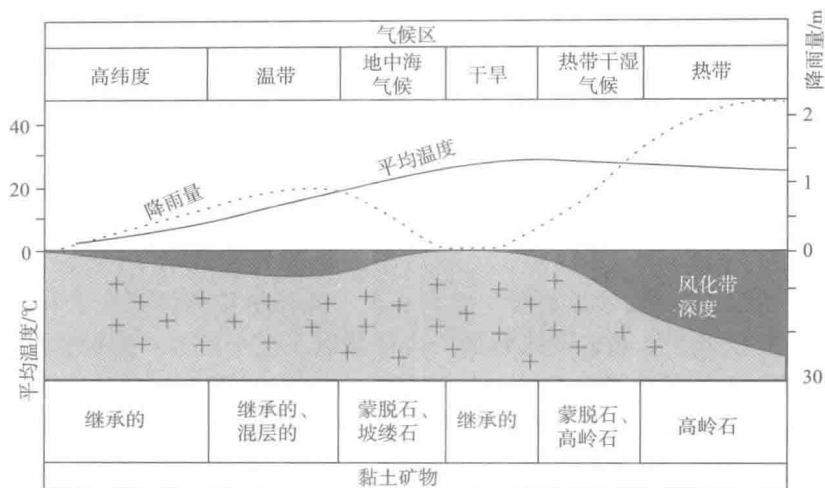


图 1-3 地球南北地区风化带深度和主要的黏土矿物(Thiry, 2000)

1.3.1.2 源岩的控制作用

源岩对黏土矿物的组成具有非常重要的控制作用,母岩的组成控制了其产生碎屑物质的成分特征(顾雪祥等,2003;邵磊等,2013;王世虎等,2007)。在南大西洋南部地区,来自南极洲的伊利石和来自南美地区的绿泥石占主导地位,但在南大西洋的北部地区高岭石是典型的黏土矿物,因为他们是赤道附近巴西和非洲地区风化作用的最终产物(非母岩控制)。与热带地区风化作用相反的是冰川作用,冰川磨蚀所形成的粉末细粒物质与风化作用无关,这些地区的黏土和粉砂级的碎屑主要由长石、角闪石和石英组成。据测算目前约有 20% 注入海洋的碎屑物质来自冰川作用(Potter et al., 2005)。

火山作用在活动大陆边缘对泥岩的形成起到重要作用,包括风所携带的火山灰、火山碎屑流、火山灰流、火山岩浆流等,其中直接的贡献是风所携带的大量火山灰,这些火山灰主要是由于富硅质的酸性岩浆喷发产生的。火山喷发所形成的火山灰在顺风的方向能够搬运 10~100km。这些火山灰形成的薄层的大面积的毯状沉积层是非常好的地层标志层,如鄂尔多斯盆地延长组的凝灰岩层(陈永峤等,2011;庞军刚等,2010;邱欣卫等,2009)。火山灰如果能够富植物的沼泽地带沉积下来,将会在后来的煤层中形成富高岭石的薄层(刘长龄,1993;赵蕾等,2016);如果它们沉积在海底,将会形成富蒙脱石的沉积层即斑脱岩层(胡艳华等,2009;苏文博等,2002;王振涛等,2015)。

火山岩浆流、火山碎屑流和火山灰形成的凝灰岩是泥质物质的次要来源,因为它们是由高温物质迅速冷凝所形成的块状岩石。它们对泥岩形成的作用主要体现在后期岩石土壤化上。水流对未固结的火山灰和火山喷发形成的火山泥流的侵蚀产物可能是泥岩中火山物质的重要来源。火山泥流和凝灰质碎屑沿着峡谷能够延伸 10~100km,这些物质循环往复的改造将使火山碎屑物质大规模散播,因此,具有火山特性的海相泥岩在活动大陆边缘非常常见。在海洋中,多孔性低密度的浮石在沉积到泥质海底之前能够漂浮数百千米,进而在海底形成反粒序层理。

古生代甚至更早的泥岩中火山物质所占的比例尚不清楚，但是中生代泥岩中含有的火山物质是很可观的 (Zimmerle, 1998)。埋藏成岩作用使火山黏土物质转化为伊利石和绿泥石，因此古老的泥岩中火山物质的含量很难评估。古生代已经确认的很多斑脱岩的出现和一些泥岩中火山碎屑物质的出现，说明泥岩中含有的火山喷发成分比我们想象的要多得多。

1.3.2 粉砂级细粒物质

粉砂级颗粒是指直径在 4 ~ 62 μm 的物质，陆源和生物作用是它们的主要来源 (表 1-4)。非火山成因的粉砂级物质主要是石英，此外粗粒的长石在水和风的作用下也可以形成一些粉砂级物质。粉砂级颗粒的产生包括以下几个因素：磨蚀作用、风化作用、生物作用、变质作用和再循环作用。这些过程所形成的粉砂颗粒的数量还不清楚，比如河流中的磨蚀作用和沙漠中风的磨蚀作用，它们之间产生粉砂颗粒的效率仍存有争论。沙漠地区的磨蚀速度可能比河流源头地区慢。粉砂颗粒的产生量与侵蚀速率、面积和停留时间成正相关关系。但其他因素对粉砂级颗粒的产生可能也有重要的作用。

表 1-4 粉砂级颗粒的来源

磨蚀作用	水流	多晶石英颗粒碎屑和变质岩碎屑；单个石英颗粒的碎裂，长石解理的破裂
	风	跟水流作用相似，但是范围更广并且在磨蚀环境中的时间更长
风化作用	古老泥岩的风化作用	古老细粒岩石中粉砂物质的再循环，这可能是粉砂的最大的来源
	酸性火山岩的风化作用	玻璃质及细粒的基质释放出粉砂级的石英
	片岩的风化作用	100 ~ 300 $^{\circ}\text{C}$ 时的自生和变质作用下粉砂级的石英颗粒的生长，表层云母和长石风化作用产生的细粒物质
	冰冻破碎作用	石英和长石的热胀冷缩破碎作用形成细粒物质
生物作用	土壤层中	生物成因的蛋白石在地表很容易侵蚀，并搬运至湖泊和海洋中，埋藏后转化为石英
	水环境下	硅藻、放射虫、海绵等分泌出无定型的硅质颗粒，在浅埋藏环境下重结晶形成石英颗粒

生物作用形成的大量的硅质是细粒石英碎屑的重要来源，这些物质可能是湖泊或海洋中硅藻的直接沉积，也可能是由表层土壤侵蚀作用形成。多数泥土中含有生物来源的硅质，在某些情况下其体积含量可能大于 5% (Clarke, 2003)。生物蛋白石在风和水侵蚀、再沉积作用下经由成岩作用转变为微晶石英。这类生物碎屑多数出现在陆源粉砂和泥质含量少的地带，如低悬浮负载河流注入的干旱区盆地的边缘，处于洪泛期的盆地边缘和陆架边缘等地区。

近年来一些学者利用背散射技术、阴极发光和氧同位素证实了在古老岩石中确实含有生物来源的石英颗粒，他们发现泥盆系黑色页岩中多达 100% 的细粉砂来自放射虫和硅藻，这些结果说明利用各种技术和设备研究细粒岩的组成具有很强的实用性，关键问题是如何确定这些生物硅质在其他泥岩，特别是在那些有机质含量少的泥岩中的转移过程 (Schieber et al., 2000)。

对黏土矿物来讲，石英长石质粉砂主要来自降雨量多的温暖地区，以及热带具有高地形起伏的地区。活动大陆边缘安山质火山喷发是粉砂级物质的另一个重要来源。这些主要

由玻璃质、角闪石和斜长石组成的粉砂级物质质量很大,其中小于 $10\mu\text{m}$ 的火山灰在高空可以搬运至很远的地方。

细粒粉砂级物质黄土的形成主要是由风携带的 $20\sim 50\mu\text{m}$ 的粉砂级颗粒沉积而成的。冰川消融物在风蚀作用下聚集,也可在大陆沙漠中聚集沉积,如中亚、中国北部、北非等地区。无论是在沙漠还是冰川环境,粉砂的形成都是风的分选作用的结果。在高的丘陵地带,黄土不易被侵蚀掉,而在斜坡地带很容易被侵蚀,并被河流携带至海洋方向沉积。中国北部黄土覆盖区森林的砍伐导致大量沙尘的产生。撒哈拉沙漠产生的沙尘每年大约有 $(200\sim 700)\times 10^6\text{t}$,这些沙尘被搬运至大西洋。巴哈马群岛的红土壤层即证实这些物质来自撒哈拉沙漠。

沙漠背风方向黄土的延伸范围和数量比冰川边缘要大的多。在中亚和中国 100m 到大于 200m 厚的黄土区面积很大,这里既有峡谷内充填的黄土层,也有来自沙漠和半干旱草原地区的黄土形成的高原。在这些厚层沉积物中有来自不同物源的颜色各异的泥土,有的还含有碳酸盐的小球体或团块。古土壤层对恢复古气候具有很重要的价值(Bronger et al. 1998; 安芷生, 1980)。长时间的干旱气候条件可能是古土壤层形成的重要条件。

很多泥岩中含有由生物作用产生的钙质,这些粉砂级的碳酸盐颗粒可以由小的生物体组成,也可以由介形虫碎片、鱼类骨骼等形成。这些颗粒也可以通过海藻的黏结作用,泥晶灰岩和生物排泄物混合等形成。新生代以来的泥岩中细粒的碳酸盐很普遍,因为白垩纪以后浮游壳类生物体大量出现并繁殖。

地形的起伏和构造特征对砂泥的产生及在地表的停留时间具有重要的控制作用,此外地表植被覆盖的时间、生物演化和大气中氧的作用对粉砂和泥的产生也具有重要的控制作用。从现今热带非洲地区可以了解到森林的荒漠化造成侵蚀速度的加快,侵蚀速度的加快可能跟地震和地表坡度有关(刘松波等, 2009; 张国平等, 2001)。从地质角度来讲,这种侵蚀速度的增加在达到平衡之前可能是一个很短暂的过程,也有可能是一个长期的过程,但地球表面由风化作用而形成的斜坡比当今要多。在干旱或者极度寒冷的气候条件下,侵蚀搬运风化产物的速度大于风化作用剥蚀碎屑的速度。因此风化作用控制的地形坡度会减小,这种斜坡称为风化作用主导的斜坡。在植被覆盖多的温暖潮湿气候区,厚层的风化残留物慢慢聚集,这种斜坡称为搬运作用主导的斜坡。在泥盆世之前,植物没有大规模发育,此时的地表斜坡应该是风化作用主导的斜坡。

在地表条件变化过程中,粉砂的产生量比黏土产生量可能会少一些,更多的泥质和粉砂质矿物颗粒可能是基岩的继承而不是地表土壤层的改造。古老海相或湖相泥岩中风所携带的细粒物质比泥盆世以后的泥岩可能会多。上泥盆统大量黑色页岩的形成可能跟大量植物根的渗滤作用有关,这使地表具有更深的风化作用,进而使更多的营养物质进入到海洋中(Algeo and Scheckler, 1998)。

1.4 细粒沉积物的搬运与沉积

河流携带的碎屑物质是细粒沉积物的主要来源,其次为火山灰、风力搬运的碎屑物、生物碎屑物质以及少量的化学沉淀物和宇宙物质(Gorsline, 1984)。细粒碎屑物质由陆地