

中扬子台地边缘上震旦统 沉积成岩作用研究

郭成贤 等著



地质出版社

中扬子台地边缘上震旦统 沉积成岩作用研究

郭成贤 胡明毅 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书简要介绍了中扬子台地区地质概况及台地边缘上震旦统的划分、对比成果,重点阐述了上震旦统沉积作用与沉积相,在此基础上分析了该区的成岩作用、成岩相以及油气储集条件。本书可供石油地质、沉积地质专业的教学、科研人员参考。

图书在版编目 (CIP) 数据

中扬子台地边缘上震旦统沉积成岩作用研究/郭成贤、胡明毅著.-北京:地质出版社,

1999.7

ISBN 7-116-02811-0

I. 中… I. ①郭… ②胡… II. 沉积岩-成岩作用-研究-中国-震旦纪 IV. P581

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (1999) 第 23647 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑:江晓庆 渠洁瑜 白 铁

*

北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:787×1092¹/₁₆ 印张:11.375 图版:2 页 字数:277000

1999 年 7 月北京第一版·1999 年 7 月北京第一次印刷

印数:1—500 册 定价:24.00 元

ISBN 7-116-02811-0

P·2017

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

前 言

《中扬子台地边缘上震旦统沉积成岩作用研究》是作者在江汉石油学院任教期间，在完成教学任务的同时，主持并积极参与中扬子台地“七五”、“八五”国家重点科技攻关项目及部级科研项目所获成果的总结。

具体项目如下：

①中扬子台地东南缘震旦系至奥陶系重点层段斜坡带沉积相及成岩作用与储集条件关系的研究；

②江汉盆地西南缘晚震旦世至奥陶纪沉积相、含油性研究；

③中扬子台地北缘下古生界斜坡带重点层段沉积、成岩作用及储集条件研究；

④南方下古生界深水斜坡及台地边缘碳酸盐岩储层类型和孔隙演化研究；

⑤长江三峡剖面微缩工程。

中扬子区是我国南方重要矿产地，也是石油资源重点找寻、评价、勘探、开发的目标区。举世闻名的三峡剖面是我院石油专业学生历年的地质实习基地，对促进教学质量的提高起到了很好作用。作者曾积极参加了有关中扬子区的地质科研项目，原因之一是为促进教学质量的提高，使更多学生受益。由于研究区的地质学已有许多学者做过扎实工作，并有许多专著问世，故本书将重点放在沉积、成岩作用研究方面。本书作者以事件地层学的观点厘定了区内晚震旦世地层的顶底界线；论述了事件沉积和正常沉积的岩石学、沉积相特点以及区内岩相古地理演化；最后对区内的成岩作用、成岩相进行了概括性论述。

本书前言及第一、二、三章由郭成贤撰写，第四章由胡明毅和郭成贤两人共同撰写，第五章由胡明毅撰写。郭成贤对全书修改、定稿。限于作者水平及时间紧迫，不当和谬误之处在所难免，恳请同行、专家和读者指正。

本书所引用的资料，系作者和同校教师十几年来带领历届地质专业部分毕业班学生通过踏实的工作所获得的成果。这里应感谢各项目负责人白光第、高振中、朱忠德教授对作者的指导、关心；感谢罗柳忻、李增华、刘贵、李罗照、刘秉理等并肩战斗的老教师；感谢王正允、李建明、郑秀才、瞿永红、肖传桃、邹华耀、唐子军、刘逸等许多中、青年教师对作者的鼎力相助，尤其要感谢刘贵、王方平、谢宁等老师，他们提供了研究区南缘4个上震旦统实测剖面的资料。

在本书的撰写过程中，得到了高振中、朱忠德、刘秉理等老师的指导、帮助。感谢郭宝凤等为本书的图表制作、文字润色和录入等所付出的艰辛劳动，也感谢院、系各级领导对本书出版的关心、支持。

目 录

前 言	
第一章 区域地质概况	(1)
第一节 区域构造	(1)
第二节 区域地层	(4)
第二章 地层	(6)
第一节 概述	(6)
第二节 剖面介绍	(10)
第三节 地层划分、对比	(30)
第三章 沉积作用及沉积相	(44)
第一节 沉积作用类型	(44)
第二节 岩石分类及主要岩石类型	(47)
第三节 相标志	(67)
第四节 沉积相概述	(83)
第五节 台地北缘沉积相	(87)
第六节 台地西缘沉积相	(109)
第七节 台地南缘沉积相	(125)
第八节 岩相古地理	(136)
第四章 成岩作用及成岩相	(148)
第一节 主要成岩作用类型	(148)
第二节 成岩环境和成岩序列	(155)
第三节 成岩相概念及其应用	(159)
第五章 孔隙演化与油气储集条件	(165)
第一节 影响孔隙发育的主要因素	(165)
第二节 储集空间及组合特征	(166)
第三节 孔隙演化模式	(167)
第四节 储集层评价	(170)
参考文献	(173)
图版说明及图版	(176)

第一章 区域地质概况

第一节 区域构造

一、构造格局

研究区位于扬子板块中段。扬子板块是中国南方一个规模较大的古板块之一，它北邻华北板块，南靠华夏板块。凤县-商南-西峡-应山-黄陂断裂带为扬子板块与华北板块的对接带（杨森楠等，1990）；绍山-江山-宜春-萍乡断裂带为扬子板块与华夏板块的对接带（蒲心纯等，1993）。在漫长的地质历史时期中，扬子板块与相邻板块经历了早震旦世、晚古生代和新生代的“张开”以及早古生代晚期、中生代的“闭合”（表 1-1）的复杂演化之后，才

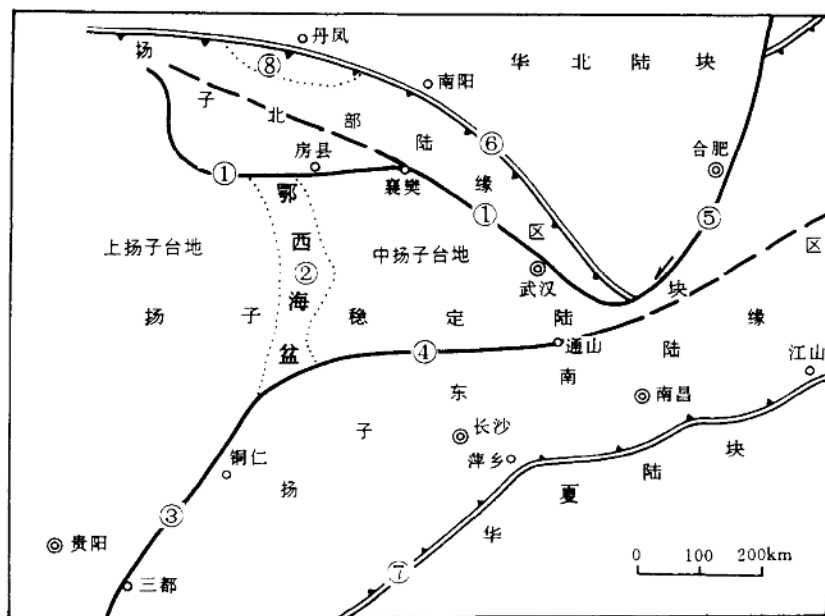


图 1-1 研究区邻区加里东期构造格局略图

(据高振中等① 1994 年资料修改)

- ①—青峰-襄广断裂带（同期或后期断裂）；②—武陵断裂带；③—湘黔断裂带（同期断裂）；④—江南断裂带（同期断裂）；⑤—鄯庐断裂带（后期走滑断层）；⑥—凤县-商南-应山-黄陂断裂带（板块对接带）；⑦—江山-绍兴-萍乡断裂带（板块对接带）；⑧—两郟-浙川台地；⑨—南秦岭海盆；⑩—黔湘桂海盆

① 高振中等，南方下古生界深水斜坡及台地边缘碳酸盐岩储层类型和孔隙演化研究，“八五”石油天然气总公司重点科技项目“中国油气储层评价研究”，专题编号 85-103-06-03。

表 1-1 中扬子地区大地构造发展简表^①

地质年代				构造发展阶段		构造期	主要构造运动	对上震旦统一奥陶系碳酸盐岩储层的主要影响		
代	纪	世	代号	年龄 Ma	扬子南、北部陆缘区					
新生代				陆内汇聚阶段		喜马拉雅期				
中生代	白垩纪	晚	K ₁	65	断块作用	燕山期	—四川运动	—局部沉降, 埋藏成岩, 部分暴露地表 —再次隆升至地表, 遭受强烈的褶皱, 断裂作用, 对储层强烈改造, 中扬子北部斜坡带大部分被逆掩		
		早	K ₂	135			—燕山运动			
	晚	J ₃	208	—桂南运动						
	侏罗纪	中		J ₂		A型俯冲	印支期		—安源运动	
		早		J ₁					—桂西运动	
	三叠纪	晚	T ₃	—苏皖运动						
中		T ₂	—东吴运动							
晚古生代	二叠纪	晚	P ₂	250	板内活动阶段		海西期	—云南运动	—多次升降, 但未升至近地表, 深埋藏成岩	
		早	P ₁	290				—昆明运动		
	石炭纪	壶天	C ₂	362		陆壳伸展		—柳江运动		
		丰宁	C ₁					—百越运动		
	泥盆纪	晚	D ₃					409		—湘桂运动 (广西运动)
		中	D ₂					424		闭合隆升
早	D ₁	439	—云贵运动							
早古生代	志留纪	晚	S ₃		445		板块活动阶段	东 期	—惠亭运动 (织金运动)	
		中	S ₂	468	—雪峰运动					
		早	S ₁	490	—中扬子台地及北缘、上扬子台地, 局部隆升, 织金等地隆升, 进入近地表成岩改造					
		奥陶纪	钱塘江	O ₄	510	被大 陆边缘			成 熟 期 ^② 幼 年 期 ^③	
艾家山	O ₃		523	—中条运动						
早古生代	寒武纪	晚	Є ₃	536	裂谷作用	晋宁期	—四堡运动 (武陵运动)			
		中	Є ₂	570			—中条运动			
		早	Є ₁	700			—中条运动			
新元古代	震旦纪	晚	Z ₂	800	裂谷作用	晋宁期	—中条运动			
		早	Z ₁	1000			—中条运动			
中元古代	青白口纪	Qb		1400	闭合造山	晋宁期	—中条运动			
		蓟县纪	Jx	1800			—中条运动			
中元古代	长城纪	Chc		1800	闭合造山	晋宁期	—中条运动			
		晋宁期	Jx	1800			—中条运动			
古元古代				Pt ₁	陆核形成阶段	扬子期				

①据高振中 1994 年资料并略加修改; ② 扬子东南陆缘区; ③ 扬子北部陆缘区。

形成现今这种构造格局（图 1-1）。

震旦纪—古生代隶属于加里东构造期。研究区内加里东期扬子板块可进一步分为 3 个二级构造单元，即扬子克拉通（稳定陆块）、扬子东南大陆边缘和扬子北部大陆边缘（图 1-1）。扬子克拉通与东南陆缘区的界线为江南断裂和湘黔大断裂（杨志坚，1987）；而与北部陆缘区的界线则看法不一，但大多数学者倾向于以房县—城口断裂（即青峰断裂）、襄樊—广济断裂为分界。中扬子南部湘西北—鄂东南一带位于扬子克拉通及其东南缘中段，主要处于构造稳定区与活动区的过渡地带；中扬子北部地区位于扬子克拉通及其北缘中段。扬子克拉通在早古生代以主要发育碳酸盐台地为特征。

二、主要断裂带

研究区内断裂构造十分发育，空间上纵横交错，时间上大多具继承性长期活动的特征。由于篇幅所限，现就中扬子台地周缘与早古生代沉积盆地形成及沉积相展布有密切关系的边界断裂，如青峰—襄广断裂带、武陵—湘黔断裂带和江南断裂带等，依次简介如下。

1. 青峰—襄广断裂带

青峰—襄广断裂带是一条横贯中扬子北部规模宏大的区域性大断裂。襄樊以西一段，习称青峰大断裂，自东向西先呈 NEE 向，然后以弧形拐弯呈近 EW 向，在北大巴山褶皱带以低角度（ $20^{\circ}\sim 45^{\circ}$ ）平缓地逆掩于扬子克拉通核部。襄樊以东一段，习称襄广断裂，呈 NW 向展布；经物探及区调工作证实，该断裂在近地表大致贯穿枣阳耿集、随州新阳店、三里岗、京山三阳、云梦、孝感、武汉、黄冈、广济（武穴）等地。沿断裂带，碎裂岩、角砾岩、糜棱岩、硅化岩发育，“飞来峰”、“构造窗”时有出露，断裂带卫星影像清晰，地球物理场反映明显，显示出断裂深部平缓向北倾斜的特征（湖北省区域地质志，1990），这与地表观测将其视为巨大的推覆构造的结论是一致的。

值得注意的是，这条大断裂的深部位置比地表位置向北推移了 20 km 以上，具有明显的磁异常（郭颖等，1991）。最近，中国地质大学应用地球物理研究所在宜都—云梦做了一条大地电磁剖面，由于区域性断层两侧岩石电磁性质发生突变，在等值线图上显示为梯度带。据此在该剖面北段勾绘的襄广断裂大致在孝感肖家港通过，它与该断裂的地面位置不重合：东段（三里岗）向北约偏移了 20 km；西段（竹山一带）向北偏移了 25 km 以上。因此，襄广断裂在深部位置都较地表部位偏北，它大致从孝感肖家港、随州均川、枣阳吴店附近向北西延伸，西段可能相当于十堰公路断裂位置。十堰公路断裂在重、磁场特征上表现较清楚，为一较缓的梯度带，断面产状显示为上陡下缓的梨状；它往下可能与两郧断裂汇合，属同一断裂带，此断裂两侧地壳结构也有很大的区别（邓清录等，1991）。

从目前所见的形变特征分析，青峰—襄广断裂主要活动期为印支—燕山期；但该断裂具长期活动的历史，对南北不同大地构造性质的形成、发展和演化都有重要的控制作用。至少自中元古代起，它导致两侧“地槽”的分化，北部为火山岩系发育的“优地槽”，南侧为藻礁碳酸盐岩建造为主的“冒地槽”。在古生代时，它是两侧岩相、古生物的转变带，北为秦岭“再生地槽”，南为扬子稳定的“地台区”（湖北省区域地质志，1990）。由于印支—燕山期大规模的自北向南的逆冲推覆作用，导致北缘斜坡带保存极不完整或消减；因此，青峰—襄广断裂带只反映改造了的扬子克拉通与北侧陆缘区的界线，并不代表原先的边界。这一断裂西段沿大巴山南缘抵汉南地块，向东与中生代走滑断层郧庐断裂相连。

2. 武陵—湘黔断裂带

分布于鄂西山区，南延至武陵山地的武陵断裂带，以及向南经吉首、铜仁、凯里、百色西等地，基本上沿湘黔省界分布的湘黔断裂带，合称之为武陵-湘黔断裂带。该断裂带自南向北呈NE30°方向（南段），经鹤峰转为NNE向，切过青峰-襄广断裂带，与太行山东麓紫荆关断裂相连（湖北省地质矿产局，1990；杨巍然等，1986）。这是中国东部最引人注目的太行-武陵-铜仁重力梯度带的西缘与恩施幔陷的交接部位。此重力梯度带，延长达数千公里，宽50~60 km，重力值变化在 $(80\sim 100)\times 10^{-5}\text{ m/s}^2$ ；在深层构造图上是极为醒目的太行-武陵深层构造变异带，莫霍面深度为34~39 km，最大变化率每千米向西加厚0.14 km，表明此带莫霍面具向西陡倾的特点。

这些特点表明，武陵-湘黔断裂带存在并具有巨大的规模；但是这条巨大重力梯度带在地表只显示为一些规模较小的断裂（如呈NNE向雁行排列的鄂西新华断裂等6条断裂），故为切至莫霍面的巨大隐伏断裂。这条断裂带自晚震旦世以来对两侧的沉积相和古地理有时强时弱的控制作用，断裂的强烈活动期为燕山期，晚近时期仍有一定活动性，如常有5级以上地震活动和温泉出露，巨大岩崩堵塞河道等现象也常沿此带出现。

3. 江南断裂带

江南断裂带从湘西北吉首与湘黔断裂带分离后，向NE至NEE呈弧形拐弯变成近EW向，经大庸、澧县、华容北、岳阳、临湘，进入湖北境内的崇阳、通山，延入江西九江、安徽泾县、江苏无锡等，大致沿长江南岸分布。在加里东期，它是我国南方一条重要的地层、岩相、古生物突变带（杨志坚，1987）。近些年来，许多地学工作者对江南断裂进行了研究；其结果表明，无论从地质特征上，还是从地球物理、地球化学特征上都有明显的断裂反映。据大地电磁资料分析，这条断裂带宽30~50 km，近地表倾向N、倾角达70°以上，向下变缓，为20°~30°，反映该断层是一条总体上陡下缓的梨状断裂。

江南断裂和湘黔断裂带在早古生代为扬子碳酸盐台地的边界断裂，它控制了台地边缘相和斜坡相的发育；但是，它主要是控制了台地边缘、斜坡的初始位置。断裂活动较弱时，随着碳酸盐沉积的进积作用，台地边缘和斜坡之间界线有不断向东南方向推进的趋势，这一点值得说明。

第二节 区域地层

一、地层分区原则

在板块理论和构造地层学的理论指导下，由地壳活动性、古地理条件和生物群变化等基本因素所决定的综合地层特征和沉积变化是地层区划的准则，其中地壳活动性尤为重要。因此，大的地层分区应为构造地层分区，次级分区则为岩相古地理环境因素，均属沉积地层分区（高振中，1994）^①。

二、分区方案

根据上述原则（夏文杰等，1994），将我国南方地区震旦纪地层划分为扬子地层区（I）和华夏地层区（II）。其中扬子地层区又分为扬子北部分区（I₁）、扬子中部分区（I₂）及扬子南部分区（I₃），见图1-2。研究区包括扬子中部分区的鄂中小区（宜昌、南

① 见本书第1页。

第二章 地 层

第一节 概 述

研究区内上震旦统出露广泛,见图 2-1。长江三峡东部的西陵峡区是建立震旦系标准剖面的地点,我国震旦系剖面层型亦位于此。扬子区震旦系的研究始于 1924 年。李四光教授将长江三峡东部沿江一带不整合覆于变质的“三斗坪系”之上,整合于寒武系底部含三叶虫化石的石牌页岩之下的一套未变质地层命名为震旦系;并在其内部划分出“南沱粗砂岩及冰碛层”、“陡山沱统”、“灯影石灰岩”等 3 个地层单位(李四光、赵亚曾,1924),后来分别称为南沱组、陡山沱组、灯影组,并一直被视为中国南方震旦系划分、对比的依据。

1949 年以来,刘鸿允(1963、1973)、王曰伦(1963)、卢衍豪(1973)、黄汲清(1973)、王鸿祯(1974)、崔盛芹(1973)、湖北省三峡地层研究组(1978)、赵自强、邢裕盛等(1980)、马国干、王砚耕等(1983)以及湖北省区调所与天津地质矿产研究所(1984)等均对湖北震旦系进行过较详细的研究,并提出各自的划分方案(表 2-1)。

文中所选的 8 个剖面(见图 2-1)表明:湖北随州薛家店上震旦统剖面和湖北南漳朱家峪上震旦统剖面分别代表中扬子区北缘的东段和西段地区的地层特点;湖北峡东宜昌南沱上震旦统剖面和湖南石门杨家坪上震旦统剖面分别代表中扬子区西缘的北段和南段地区的地层特点;湖南大庸的三岔和四都坪的上震旦统剖面和湖北通山高草坪、崇阳双港的上震旦统剖面分别代表中扬子南缘的西段(北带和南带)和东段(北带和南带)的地层特点。前人对上述各剖面上震旦统的顶底界线及内部陡山沱组、灯影组的划分已作了许多工作,尤其是长江峡东地区晚震旦世生物地层学的工作十分扎实,并有专著问世(赵自强等,1985);这给我们十几年来在上述各剖面进行实测、描述打下了良好的基础,对相应层位中的生物化石也都很有利用价值。

对于上震旦统顶底界面,笔者主张用事件地层学的观点来确定,即以具有全球性影响的地质事件所形成的自然界面作为顶底界,亦就是上震旦统底界划在具有全球性冷事件所形成冰碛沉积物(岩)的结束处;而上震旦统的顶界则划在大洋缺氧事件所形成的全球性广布的黑色岩系出现的底部所夹的界线粘土层或多门类小壳动物突然绝灭处,此二者的界线通常是一致的。用上述观点来确定地层界线具有下列明显的优点。

1. 特征醒目,易于辨认和对比

由于事件地层学是以非连续的灾变论为基础,所强调的无机界、生物界演化,主要是通过急速、不连续的灾变进行;因此,这种灾变特征在沉积记录上非常直观,且易于确定和划分。如研究区内早震旦世南沱期冷事件造成的冰碛岩和早寒武世水井沱期大洋缺氧事件形成的黑色岩系,在野外均非常醒目;与其相邻的岩系无论是在颜色、岩石组合上、还是在沉积构造上,都存在巨大差别。这种划法不仅易于进行,而且在整个扬子区乃至全球

图 2-1 中扬子台地边缘震旦系
上统露头分布图

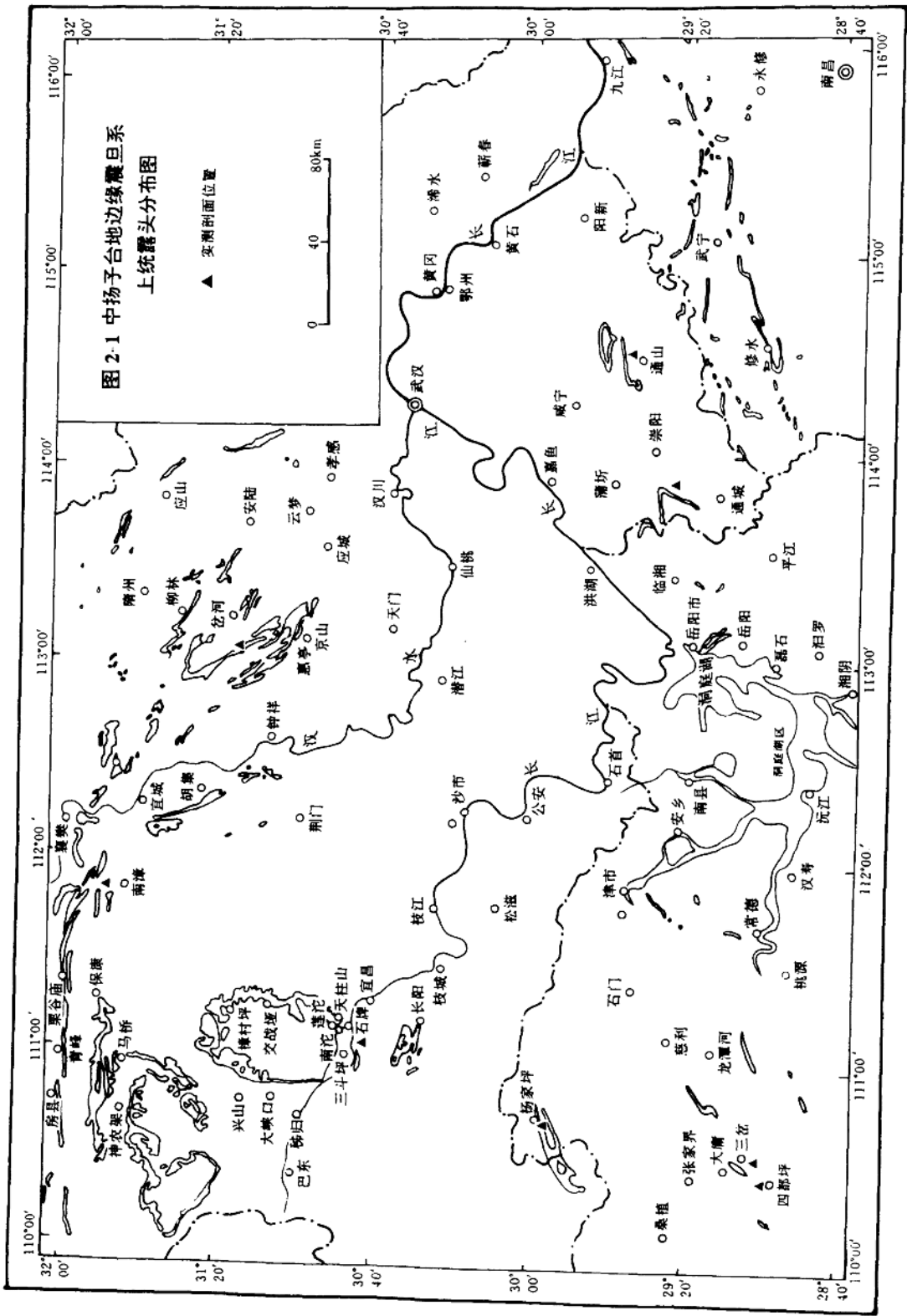
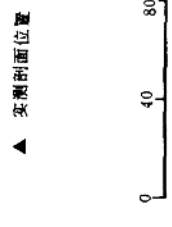


表 2-1 中扬子台地上震旦统划分沿革表

		鄂 中 小 区 (峡东—神农架—大洪山、黄石)				恩施 湘西北—鄂东南小区			
李四光 1924	石牌页岩	灯影灰岩		陡山沱统		南沱粗砂岩及冰碛层			
	下寒武统			震旦系					
刘鸿允 1963	水井沱组	灯影组		陡山沱组		南沱组			
	下寒武统			震旦系					
王曰伦 1960	水井沱组	灯影组		陡山沱组		南沱组			
	下寒武统			震旦系					
赵自强、 邢裕盛等 1980	水井沱组	天柱山段	白马沱段	石板滩段	蛤蟆井段	陡山沱组		南沱组	
	下寒武统			震旦系					
湖北区调所 天津地矿所 1984	水井沱组	西蒿坪组		灯影组		陡山沱组		南沱组	
	下寒武统			震旦系					
湖北省区域 地质志 1986	水井沱组	天柱山组	西蒿坪组	灯影组		陡山沱组		南沱组	
	下寒武统			震旦系					
本 文	水井沱组	天柱山段	白马沱段	石板滩段	蛤蟆井段	陡山沱组		南沱组	
	下寒武统			震旦系					
通山幅 湖北省区调所 1966	东坑组	灯影组		陡山沱组		南沱组			
	下寒武统			震旦系					
湖南省资料 1984	把榔组	牛蹄塘组		灯影组		陡山沱组		南沱组	
	下寒武统			震旦系					
湖北省区域 地质志 1986	东坑组	灯影组		陡山沱组		南沱组			
	下寒武统			震旦系					
本 文	东坑组	牛蹄塘组		灯影组		陡山沱组		南沱组	
	下寒武统			震旦系					
古生界				元古宙					

都具有广泛的对比作用。

2. 避免地层界线的不确定性

显生宙以来地层的界线，特别是界的界线，以往采用的是传统地层学的方法，即以最早出现某种生物而定界的，笔者则是以各门类生物大量绝灭作为界线。如震旦系与寒武系的界线不应以小壳化石的出现来标志古生代的开始，因为新的生物刚出现时数量总是较少的，它的保存、生存和发展受到岩相、后期构造变动和地层出露情况以及研究程度等诸多条件的限制，因此地层界线难以准确划定。为了不影晌其它地质工作，这个界线又不得不划定。但随着研究程度的深入，更低层位的小壳化石不断地被发现，使震旦系与寒武系的界线不断下移，由此带来各项地质工作的返工和资源量的重新评价。现采用事件地层学的观点，震旦系与寒武系的界线应处于各门类小壳化石突然绝灭之处，即以下寒武统水井沱组的黑色岩系底部小壳化石集群式突然绝灭之层位，而在上扬子区这个界线应处于相应层位的下寒武统筲竹寺组八道湾段底界（张勤文等，1984）。因为各门类生物的突然绝灭是代表某种重大灾变事件的来临，造成在极短时间内全球性环境（尤其生态环境）的重大变革，必然使大量生物不能在短期内适应极剧变化的恶劣环境而大量死亡。这种界线显然要比以某种生物出现为标志更容易发现和确定，因为这种灾变事件所形成的界线，必然伴有醒目的岩性标志，且具有全球性；再者，从理论上讲，生物大量绝灭之处，才是真正能反映地质历史阶段划分的界线（徐道一、张勤文、孙亦因，1987）。

3. 便于区域性乃至全球性地层的划分与对比

灾难性事件往往给地球表层留下了深深的痕迹，全球性的灾变事件更是如此。许多学者发现了地质历史中的三大地质界线，即元古宇—古生界（震旦系—寒武系）、古生界—中生界（二叠系—三叠系）、中生界—新生界（白垩系—第三系）等。在这3条界线的附近，都有具特征性的粘土岩层出现，笔者认为那是与外星撞击地球有关。因此，外星撞击形成的事件界线与界线粘土岩层几乎成了同义词（吴瑞棠，1989）。有人曾做过计算模拟，当外星撞击地球时，物质被掀到天空，经数小时便能扩散到极大范围，若扩散至全球并降落到地面则需数月，而落到海底也只需数年或数十年（吴瑞棠，1986）。这从地质时间标尺来看，从撞击开始到粘土岩层形成，可视为瞬间性。许多学者研究了包括我国南方在内的震旦系与寒武系的界线粘土岩层，它具有如下特点：①它夹在黑色岩系的底部（张勤文，1984），且其氧碳同位素值在垂向剖面上具有异常（许靖华、孙枢等，1986；高计元，1988；周浩达等，1991）；②包括铀在内的铂族元素的含量也具异常（徐道一，1989），而这些异常高含量的铂族元素只在陨石中才出现；③具有丰富的宇宙微球粒（张勤文等，1986）；④具有多门类小型具外壳的动物群，且以集群式突然灭绝，而在此处之上不远处就有另一些生物群体却爆发性新生（徐道一等，1987；徐道一，1989）。这些特征均表明，夹在黑色岩系底部的特征粘土岩层是与外星撞击地球有关。这种特征明显的界线粘土岩层，具有全球性和等时性，以此作为全球性地层划分、对比具有特别重要的意义。

4. 显示了地球发展的自然阶段

地质历史阶段的划分应是以反映地球发展的自然阶段为依据。地球在其形成、发展过程中不断受到地外事件和地内事件的影响，而地内事件又可分为外力事件和内力事件。由于地外事件和地内事件类型的不同，其规模和强度也不等，因此对地球表层无机界、有机界所产生的影响（即留下的地质记录及其分布范围）也就不一样。而人们要识别事件作用

的类型、规模和强度，就必须对事件作用所留下的无机的、有机的沉积记录进行深入、综合的分析。重大的地质事件必然会导致地球表层无机界、有机界发生重大变革，也必然会对地球的演化过程产生重要影响。例如外星撞击地球可在全球表层留下具特征的粘土层和各类生物的集群式绝灭。由于生物对环境的反映最为灵敏，也就是说，生物是地球演化最灵敏的感受者和显示者（殷鸿福，1986）；因此，在判断事件作用时，地学工作者常常利用生物（化石）演化过程中的突变去发现、判断在某个地质时期是否发生过事件作用，并以此为先导，去发现更多的突变现象，从多方面论证事件作用的存在。这是倒因为果的反演法，为此绝不能把生物演化阶段看成是地质历史阶段划分的决定因素。

第二节 剖面介绍

一、随州薛家店上震旦统剖面

1992年，曾对随州薛家店上震旦统剖面进行了实测，该剖面位于随州西南隅；上震旦统自下而上依次由吴家湾、薛家店、白果树、汪家湾等处相接而成。

上覆地层：下寒武统天河板组

128-I、下部为灰黄色薄层含云硅质泥岩，中上部为灰色的中层粉晶含硅云岩与

128-II，薄层含细砂屑-粉屑粉晶云岩。

4.5 m

———平行不整合———

上震旦统灯影组(18~128-I层,厚1204.4 m)

第六段 上白云岩段(92~128-I层,厚555.1 m)

126~128-I.

浅灰色薄层粉晶云岩，夹数层向上变细的中厚层亮晶含砾砂屑云岩、粉晶残余砂屑云岩，具中一大型槽状交错层、平行层理及底冲刷面。

36.2 m

123~125. 浅灰色中层亮晶砂屑鲕粒云岩和含砾砂屑云岩互层，并与灰色薄层粉晶云岩、细砂屑粉晶云岩交替沉积。

24.3 m

119~122. 浅灰色薄层粉晶云岩与薄层粉屑粉晶云岩等厚互层，夹灰色中层粉晶细砂屑云岩，下部夹黄灰色薄层粉砂粉屑含泥云岩。

42.6 m

115~118. 浅灰色薄一中层纹层状泥粉晶云岩，夹灰色薄层含砂粉屑粉晶云岩，具水平层理、水平波状层理。

73.9 m

105~114. 浅灰色薄层、中一厚层粉晶云岩与粉屑云岩互层，夹多层具向上变细的中层含砾砂屑云岩、藻粘结砂屑云岩，具大中型交错层，底冲刷面发育；本层普遍夹有藻叠层石云岩，且以波状、缓波状为主，局部有石膏假晶。

100.3 m

103~104. 灰白色中一薄层粉晶云岩夹数层灰色中层藻粘结含砾砂屑云岩与中一厚层波状、穹状藻叠层云岩、粉晶鲕粒云岩，交错层、底冲刷面发育。

58.7 m

102. 中下部浅灰色薄一中层粉晶云岩，上部与灰色中层含砾砂屑云岩等厚互层；顶部为中层泥晶云岩与中层藻叠层云岩互层，夹薄层细晶含砾砂屑云岩。

31.9 m

101. 中上部为浅灰色薄一中层纹状粉晶云岩夹灰色薄层细晶残余细砂屑云岩，具槽状交错层，层厚4~5 cm，具底冲刷面；下部为灰色薄层藻叠层石粉晶云岩夹薄层砂粉屑粉晶云岩，藻叠层略有起伏。

13.2 m

100. 紫红色含铁硅质水云母页岩，夹含藻鲕硅质水云母页岩和薄层亮晶藻鲕硅化岩。

5.6 m

99. 灰白色中厚层亮晶核形石硅质云岩,单层厚 37~80 cm,核形石大小为 0.5~2 mm,含量 70%;顶底部为亮晶砂屑云岩与亮晶核形石云岩互层,并夹中层亮晶砾屑核形石云岩。 2.2 m
- 97~98. 浅灰色薄—中层具次生溶孔粉晶云岩,顺层缝合线发育,偶夹具水平层理的薄层含砂屑、粉屑云岩,砂屑含量 10%,粉屑 20%。 54.8 m
- 95~96. 灰色薄至厚层粉晶含灰云岩,夹中与粗晶灰岩条带或斑块,条带或斑块呈不规则顺层展布,其宽数厘米,长数十厘米到 1 m。 61.4 m
- 92~94. 下部为灰色薄层纹层状泥粉晶含铁含泥云岩,夹薄层纹层状含粉砂粉晶云岩;上部为浅灰色中—厚层粉晶云岩夹条带状砂粉屑粉晶含灰云岩,后者砂屑含量为 15%、粉屑 20%。 50.0 m
- 第五段 上灰岩段(90~91层,厚 24.4 m)**
- 90~91. 深灰色薄层粉晶含碳灰岩夹浊积页岩至薄层粉砂粉屑粉晶含泥灰岩。后者陆源颗粒占 10%~30%,粘土矿物含量 10%,砂屑 10%。 24.4 m
- 第四段 中白云岩段(81~89层,厚 79.0 m)**
- 81~89. 灰色薄—中层纹层状粉晶云岩,偶夹浊积灰色页岩至薄层砂粉屑粉晶云岩,颗粒含量为 35%~45%,偶见核形石,顶部的浊积岩层有较多陆源石英砂及碳屑。 79.0 m
- 第三段 中灰岩段(57~80层,厚 193.0 m)**
- 76~80. 下部为深灰色薄层纹层状粉晶灰岩夹薄层细晶灰岩,上部为深灰色薄层细晶灰岩;本层顺层面有红色铁质薄膜。 57.3 m
- 69~75. 深灰色薄层纹层状粉晶灰岩夹浊积灰色页岩至薄层残余细砂屑粉晶灰岩,砂屑含量占 30%~45%,具底截切面;本层下部偶见细晶灰岩透镜体。 54.6 m
- 67~68. 深灰色薄层纹层状粉晶灰岩与灰色薄层至页状细晶灰岩等厚互层;上部顺层缝合线发育,下部偶夹灰色细晶灰岩透镜体,纹层贯穿透镜体,大小(10~20)cm×(15~40)cm。 22.3 m
- 62~66. 深灰色薄层细晶含云灰岩夹深灰色中层粉晶含灰云岩,下部偶夹细晶灰岩透镜体,大小(15~20)cm×(30~40)cm,纹层穿过透镜体。 31.3 m
- 57~61. 深灰色薄层粉晶含云灰岩与灰色薄层细晶灰岩等厚互层,具水平纹层,有压溶缝合线顺层分布。 27.5 m
- 第二段 下白云岩段(39~56层,厚 231.4 m)**
- 51~56. 深灰色薄层纹层状粉晶云岩,水平纹层发育。 61.3 m
- 48~50. 深灰色薄中层粉晶云岩,见水平纹层,夹灰色薄层细晶云岩,上部次生孔洞发育,孔径 2~5 cm,形状不规则,多被粗晶方解石充填,面孔率为 5%~7%。 64.5 m
- 42~47-Ⅰ. 深灰色中层、薄层粉晶云岩,具水平纹层,次生孔隙发育,溶孔形状不规则,孔径数毫米至 40 cm,下部孔径小,上部孔径大,并发育为喀斯特溶洞,大者可达 2 m×4 m,面孔率中部最大达 10%~15%,少数达 30%,上部夹有少量钙屑浊积岩。 92.5 m
- 39~41. 深灰色、灰色中薄层粉晶含灰云岩,水平纹层和次生溶孔发育,下部和上部夹浊积灰色中层砂屑粉晶云岩,单层厚 20~25 cm,中部夹碎屑流沉积灰色厚层粉晶砂砾屑云岩,具截切面。 13.1 m

第一段 下灰岩段(18~38层,厚 121.5 m)

- 31~38. 浊积灰色中层砂屑粉晶含云灰岩,少数层有细砾屑,单层厚 10~20 cm;本层下部和顶部夹灰色中薄层粉晶含碳云质灰岩,具水平纹层。 41.5 m
- 28~30. 上下部为碎屑流沉积深灰色厚层、巨厚层砾砂屑粉晶云质灰岩,砾屑大者可达 12~25 cm,成分为浅灰色含石膏假晶粉晶云岩,中部为深灰色中层粉晶含云灰岩,具水平层理,偶见巨大滑动岩块。 20.6 m
- 23~27. 浊积深灰色中至厚层含砾砂屑粉晶灰岩,夹碎屑流沉积灰色厚层含砾砂屑云质灰岩以及灰色中层纹层状粉晶灰岩,后者水平纹层发育,偶见准同生滑动变形与砾屑级滑动岩块。 47.8 m
- 18~22. 深灰色中层纹层状粉晶灰岩,水平纹层发育,常发生准同生滑动变形;本层夹数层浊积页状细砂屑粉晶灰岩。 11.6 m

—————整 合—————

陡山沱组(1~17层,厚 112.7 m)

第二段 黑色页岩段(5~17层,厚 85.1 m)

- 16~17. 深灰色薄板状含碳水云母页岩,中下部均夹浊积暗灰色页状含粉屑泥晶云岩,粉屑含量为 20%。 2.0 m
- 14~15. 灰黑色薄板状含碳水云母页岩,薄板厚 2~3 cm,水平纹层发育。 19.7 m
13. 灰黑色薄板状含碳水云母页岩夹浊积暗灰色页状碳质、磷质砂屑粘土岩,具浊积正粒序。 9.8 m
- 7~12. 灰黑色薄板状含碳水云母页岩,具水平纹层,富浸染状黄铁矿,纹层由碳质显示,中部夹含石英粉砂碳质水云母页岩。 34.3 m
- 5~6. 灰黑色薄板状含碳水云母页岩,水平纹层发育,局部纹层发生准同生滑动变形。 19.3 m

第一段 白云岩段(1~4层,厚 27.6 m)

4. 褐灰色中层粉晶含铁、含锰白云岩,与暗灰色薄层页状含碳硅质水云母页岩等厚互层,水平纹层发育。该层向北 1 km 相变为黑色碳质水云母页岩与褐色薄层锰矿层等厚互层,厚度略变薄。 2.3 m
3. 浅灰色中厚层粉晶云岩,上部硅质条带发育,顶部(1.2 m)具黑色不规则状含锰白云石条带,易遭风化。 12.6 m
2. 灰色中层具不规则硅质条带粉晶云岩,下部夹灰色薄层细晶砂屑云岩,具底冲刷面,中部夹薄层含砾砂屑粉晶云岩。 9.0 m
1. 灰色薄中层粉晶云岩,横向厚度不太稳定,底部 0.5 m 为灰色薄层粉晶含陆源砂、砂屑云岩夹页状粉晶云岩,陆源砂级石英含量为 10%,砂级内碎屑为粉晶云岩,含量达 65%,具底冲刷面。 3.7 m

-----平行不整合-----

下伏地层:下震旦统南沱组

0. 灰绿色冰碛中层泥质含砾砂岩,不显层理,砾石成分复杂,以灰绿色页岩为主,次为石英岩,无分选,无粒序,磨圆差,基质为绿泥石、水云母等粘土矿物。 2.8 m

二、南漳县朱家峪上震旦统剖面

于 1993 年,曾实测了朱家峪上震旦统剖面,本剖面生物化石资料系采用湖北省地质矿产局区调队 1980 年 1:20 万南漳幅区域地质报告。