泊星石 www.bxsdl.com

序

鄂尔多斯地区位于华北地台的西部，是华北地台的一部分。

1975 年，我和我校的师生以及校外的广大协作者一起，开始华北地台早古生代岩相古地理研究，至今已 16 年。其研究成果《华北地台早古生代岩相古地理》❶业已出版。

1980 年，开始鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理研究，至今已 10 年。开始时，是把它作为华北地台早古生代岩相古地理的一部分进行研究的，这一成果已反映在《华北地台早古生代岩相古地理》中。

1985 年，麒参 1 井和洲 1 井的工业气流，终于冲开了鄂尔多斯地区早古生代碳酸盐岩地层这块长眠的处女地的阀门。1987 年，鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理研究又东山再起。这是华北地台和鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理研究的继续和深入。本书《鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理》就是这 3 年研究成果的总结，是《华北地台早古生代岩相古地理》的补充和完善，是它的续篇。

积此 3 年、10 年和 16 年的经验，知鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理的基本格局为：

陆外为坪，坪外有滩，

滩外为海，滩外为槽。

坪包括泥砂坪、砂泥坪、泥坪、云坪等；滩包括鲕粒滩、竹叶滩等；海为开阔海；槽为深水海槽，即祁连海槽和秦岭海槽。当然，有的时期，如张夏期，无坪，即古陆之外即为滩和滩间海；有的时期，如苏峪口期，无滩，坪外即为开阔海；有的时期，如马二、马四、马六期，开阔海广布，坪和滩都相当不发育；然而，这个十六字的四重结构的格局仍是基本的。

关于鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理与油气以及其他沉积矿产的关系，亦可用十六个字来概括：

坪中有膏，坪中有盐，

坪中有油，坪中有气。

这里所说的坪主要是指准同生白云岩发育的云坪，诚宝坪也。

在以前，我总自觉或不自觉地把本区早古生代的油气潜景寄托在高能量的滩上；现在，我也不否定滩中有油气的可能性，但是，滩的油气潜景远不如坪。以前和现在，也有一些人把本区油气潜景寄希望于礁(?)或什么"丘状体"的礁(?)上，我也希望能如此。但是，从造礁生物的发展情况看，从岩相古地理的基本格局及其演化规律看，在早古生代，在鄂尔多斯地区，还难以出现规模可观的礁体，那些"丘状体"很可能并不是什么礁，而是滩或其他的沉积岩体。另外，在其他的古地理单元如在深水斜坡带的重力流沉积岩体中，也可以有油气。但总的看来，还是以云坪中的油气潜景最大，最好。因此，要想使鄂尔多斯地区早古生代的油气勘探有新的大的突破，应当把勘探和研究的重点放在坪上，把坪研究透，把这个宝坪(瓶)的盖子打开。这就是我从沉积学和岩相古地理学这一侧面对鄂尔多斯地区早古生代油气勘探工

❶ 《华北地台早古生代岩相古地理》为中国岩相古地理丛书之一。

泊星石 www.bxsdl.com

作的看法和建议。

这两个十六字律来之不易，是在近3年、10年以及16年的广大志同道合者的辛勤劳动的基础上，总结提炼出来的。一得之见，或有利于鄂尔多斯地区油气勘探工作乎？是所愿也。

冯增昭

1990年3月于石油大学（北京）

泊星石 www.bxsdl.com

PREFACE

Ordos is in the west of North China Platform and itself is a part of the platform.

In 1975, with many teachers and students from our university and many other co-workers from other institutions, I began the study of the lithofacies paleogeography of Early Paleozoic of North China Platform. Since then, sixteen years has past. The result of this study, 《Lithofacies Paleogeography of Early Paleozoic of North China Platform》, has now come out.

In 1980, we began to study the lithofacies paleogeography of Early Paleozoic of Ordos, since then, ten years has past. At the beginning, it was studied as a part of the lithofacies paleogeography of Early Paleozoic of North China Platform, and the results have also been reflected in the 《Lithofacies Paleogeography of Early Paleozoic of North China Platform》.

In 1985, the commercial gas flow of Well Qican 1 and Well Zhou 1 finally gushed out of the virgin land of the carbonate rocks of Lower Paleozoic of Ordos.

In 1987, the study of the lithofacies paleogeography of Early Paleozoic of Ordos was renewed. This is a continuation and deepening of the study of the lithofacies paleogeography of Early Paleozoic of North China Platform and Ordos. This book, 《Lithofacies Paleogeography of Early Paleozoic of Ordos》, is the generalization of the study results in the past three years. It is the supplement and perfection and hence a sequel of 《Lithofacies Paleogeography of Early Paleozoic of North China Platform》.

Based on the experience of the three years, ten years and sixteen years, I know that the basic pattern of the lithofacies paleogeography of Early Paleozoic of Ordos is;

Outside the land were flats;

Outside the flats were banks;

Outside the banks were seas;

Outside the seas were troughs.

The flats include mud sand flats, sand mud flats, mud flats, dolomite flats, etc.; banks include ooid banks, bambo-leaves banks, etc.; seas were open seas; troughs were deep marine troughs, i. e., the Qilian Trough and Qinling Trough. Certainly, in some ages, such as in Zhangxia Age, there were no flats, and outside the land were immediately banks and interbank seas; in some ages, such as in Suyukou Age, there were no banks, and outside the flats were immediately open seas; in some ages, such as in Majiagou Age 2, 4 and 6, both flats and banks were not developed. However the fourfold-structure pattern was still fundamental.

The relationship between the lithofacies paleogeography of Early Paleozoic of Ordos and the oil and gas and other sedimentary mineral deposits can be generalized as follows;

In the flat, there is gypsum;

In the flat, there is halite;

In the flat, there is oil;

In the flat, there is gas.

泊星石 www.bxsdl.com

The "flat" mentioned here, is meant dolomite tidal flats where penecontemporaneous dolostones are developed. Truly, it is a precious flat indeed!

In the past, I always consciously or unconsciously thought that high energy banks had high potential of oil and gas in the Lower Paleozoic of Ordos; now I still do not deny this possibility. But the oil and gas potential of banks is much lower than that of flats. Previously and now, some people think that oil and gas in Ordos are reserved in reefs(?) or so-called "mound-shaped body reefs (?)". I also hope it could be. Nevertheless, from the evolution of reef-building organisms in geological history and from the basic pattern and evolution of lithofacies paleogeography of the Early Paleozoic in Ordos, the large-scale reefs were difficult to develop. The "mound-shaped bodies" in seismic sections are probably not reefs, but banks or other sedimentary bodies. In addition, it is also possible to find oil and gas in other paleogeographic units, such as gravity flow sediments on deep water slopes. But on the whole, the oil and gas potential of dolomite flats is the largest and best. Therefore, in order to make a breakthrough in oil and gas exploration in the Lower Paleozoic of Ordos, the focus of exploration should be on flats. The flats should be thoroughly studied. The cover of the precious flat(bottle*) should be opened.

It is not easy to get the above two generalizations. They were derived through our hard works in the past three years, ten years and sixteen years. Would my humble opinion be beneficial to the oil and gas exploration in Ordos. This is my hope.

Feng Zengzhao
University of Petroleum (Beijing)
March, 1990

* The "flat(坪)" and "bottle(瓶)"are both pronounced as "ping" in Chinese.

泊星石 www.bxsdl.com

目　录

第一章　绪言……（1）
第二章　地层……（4）
第一节　寒武系……（4）
一、研究简史……（4）
二、各组特征……（4）
三、存在问题……（5）
第二节　奥陶系……（6）
一、研究简史……（6）
二、各组特征……（7）
三、存在问题……（9）
第三章　岩石……（12）
第一节　石灰岩……（12）
一、颗粒石灰岩……（13）
二、灰泥石灰岩……（15）
三、其它特征的石灰岩……（15）
四、晶粒石灰岩……（16）
第二节　白云岩……（16）
一、准同生白云岩……（17）
二、准同生后白云岩……（19）
第三节　蒸发岩……（21）
一、膏岩……（21）
二、盐岩……（23）
第四节　硅岩……（24）
第五节　碎屑岩……（25）
第六节　其它岩石类型……（25）
第四章　岩相古地理研究方法……（26）
第一节　沉积相分析……（26）
一、岩相标志……（26）
二、古生物标志……（27）
三、地球化学标志……（28）
第二节　测井相分析……（29）
第三节　地震相分析……（37）
第四节　单因素分析及综合作图法……（39）
一、概述……（39）
二、各单因素简介……（39）

泊星石 www.bxsdl.com

第五章　早寒武世岩相古地理 …… (42)
第一节　早寒武世苏峪口期岩相古地理 …… (42)
一、沉积相分析 …… (42)
二、单因素分析 …… (43)
三、岩相古地理 …… (43)
第二节　早寒武世馒头组岩相古地理 …… (44)
一、沉积相分析 …… (44)
二、测井相分析 …… (45)
三、单因素分析 …… (46)
四、岩相古地理 …… (46)
第三节　早寒武世毛庄期岩相古地理 …… (47)
一、沉积相分析 …… (47)
二、测井相分析 …… (48)
三、单因素分析 …… (49)
四、岩相古地理 …… (49)
第六章　中寒武世岩相古地理 …… (51)
第一节　中寒武世徐庄期岩相古地理 …… (51)
一、沉积相分析 …… (51)
二、测井相分析 …… (52)
三、单因素分析 …… (53)
四、岩相古地理 …… (53)
第二节　中寒武世张夏期岩相古地理 …… (54)
一、沉积相分析 …… (54)
二、测井相分析 …… (55)
三、单因素分析 …… (56)
四、岩相古地理 …… (57)
第七章　晚寒武世岩相古地理 …… (58)
一、沉积相分析 …… (58)
二、测井相分析 …… (59)
三、单因素分析 …… (60)
四、岩相古地理 …… (60)
第八章　早奥陶世岩相古地理 …… (62)
第一节　早奥陶世冶里期岩相古地理 …… (62)
一、沉积相分析 …… (62)
二、测井相分析 …… (63)
三、单因素分析 …… (63)
四、岩相古地理 …… (64)
第二节　早奥陶世亮甲山期岩相古地理 …… (64)
一、沉积相分析 …… (64)
二、测井相分析 …… (65)

泊星石 www.bxsdl.com

三、单因素分析 …… (66)
四、岩相古地理 …… (66)
第九章 中奥陶世马家沟期岩相古地理 …… (68)
第一节 中奥陶世马家沟一期岩相古地理 …… (68)
一、沉积相分析 …… (68)
二、测井相分析 …… (69)
三、单因素分析 …… (69)
四、岩相古地理 …… (70)
第二节 中奥陶世马家沟二期岩相古地理 …… (71)
一、单因素分析 …… (71)
二、岩相古地理 …… (72)
第三节 中奥陶世马家沟三期岩相古地理 …… (72)
一、单因素分析 …… (72)
二、岩相古地理 …… (73)
第四节 中奥陶世马家沟四期岩相古地理 …… (74)
一、单因素分析 …… (74)
二、岩相古地理 …… (74)
第五节 中奥陶世马家沟五期岩相古地理 …… (75)
一、单因素分析 …… (75)
二、岩相古地理 …… (76)
第六节 中奥陶世马家沟六期岩相古地理 …… (77)
一、沉积相分析 …… (77)
二、测井相分析 …… (77)
三、单因素分析 …… (78)
四、岩相古地理 …… (79)
第十章 中奥陶世平凉期岩相古地理 …… (80)
第一节 中奥陶世平凉早期岩相古地理 …… (80)
一、沉积相分析 …… (80)
二、测井相分析 …… (81)
三、单因素分析 …… (81)
四、岩相古地理 …… (82)
第二节 中奥陶世平凉晚期岩相古地理 …… (83)
一、沉积相分析 …… (83)
二、测井相分析 …… (84)
三、单因素分析 …… (85)
四、岩相古地理 …… (85)
第十一章 晚奥陶世背锅山期岩相古地理 …… (86)
一、沉积相分析 …… (86)
二、测井相分析 …… (86)
三、单因素分析 …… (87)

泊星石 www.bxsdl.com

四、岩相古地理 …… (87)
第十二章 鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理演化 …… (89)
第十三章 从岩相古地理论鄂尔多斯地区油气生储盖条件及潜景 …… (93)
第一节 生油气条件 …… (93)
第二节 油气储集条件 …… (94)
一、储集空间 …… (94)
二、白云岩的储集性 …… (96)
三、其它岩石的储集性 …… (101)
四、各期的油气储集条件 …… (102)
第三节 油气盖层条件 …… (103)
第四节 油气生储盖组合及潜景 …… (104)
参考文献 …… (106)
附图 …… (108)
鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组厚度(m)等值线图 …… (109)
鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组陆源物质含量(%)等值线图 …… (110)
鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组准同生白云岩含量(%)等值线图 …… (111)
鄂尔多斯地区早寒武世苏峪口期岩相古地理图 …… (112)
鄂尔多斯地区下寒武统馒头组厚度(m)等值线图 …… (113)
鄂尔多斯地区下寒武统馒头组陆源物质含量(%)等值线图 …… (114)
鄂尔多斯地区下寒武统馒头组准同生白云岩含量(%)等值线图 …… (115)
鄂尔多斯地区早寒武世馒头期岩相古地理图 …… (116)
鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组厚度(m)等值线图 …… (117)
鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组陆源物质含量(%)等值线图 …… (118)
鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组陆源砂含量(%)等值线图 …… (119)
鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组颗粒含量(%)等值线图 …… (120)
鄂尔多斯地区早寒武世毛庄期岩相古地理图 …… (121)
鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组厚度(m)等值线图 …… (122)
鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组陆源物质含量(%)等值线图 …… (123)
鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组准同生白云岩含量(%)等值线图 …… (124)
鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组颗粒含量(%)等值线图 …… (125)
鄂尔多斯地区中寒武世徐庄期岩相古地理图 …… (126)
鄂尔多斯地区中寒武统张夏组厚度(m)等值线图 …… (127)
鄂尔多斯地区中寒武统张夏组颗粒含量(%)等值线图 …… (128)
鄂尔多斯地区中寒武世张夏期岩相古地理图 …… (129)
鄂尔多斯地区上寒武统厚度(m)等值线图 …… (130)
鄂尔多斯地区上寒武统准同生白云岩含量(%)等值线图 …… (131)
鄂尔多斯地区上寒武统颗粒含量(%)等值线图 …… (132)
鄂尔多斯地区晚寒武世岩相古地理图 …… (133)
鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组厚度(m)等值线图 …… (134)

泊星石 www.bxsdl.com

鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组陆源物质含量(%)等值线图…… (135)
鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组准同生白云岩含量(%)等值线图…… (136)
鄂尔多斯地区早奥陶世冶里期岩相古地理图…… (137)
鄂尔多斯地区下奥陶统亮甲山组厚度(m)等值线图 …… (138)
鄂尔多斯地区下奥陶统亮甲山组准同生白云岩含量(%)等值线图…… (139)
鄂尔多斯地区早奥陶世亮甲山期岩相古地理图…… (140)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组厚度(m)等值线图 …… (141)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组陆源物质含量(%)等值线图…… (142)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组准同生白云岩含量(%)等值线图…… (143)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组氧化色含量(%)及膏盐岩含量(%)等值线图…… (144)
鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟一期岩相古地理图…… (145)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟二组厚度(m)等值线图 …… (146)
鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟二期岩相古地理图…… (147)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟三组厚度(m)等值线图 …… (148)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟三组准同生白云岩含量(%)及膏盐岩含量(%)等值线图 …
…… (149)
鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟三期岩相古地理图…… (150)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟四组厚度(m)等值线图 …… (151)
鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟四期岩相古地理图…… (152)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟五组厚度(m)等值线图 …… (153)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟五组准同生白云岩含量(%)及膏盐岩含量(%)等值线图 …
…… (154)
鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟五期岩相古地理图…… (155)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组厚度(m)等值线图 …… (156)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组颗粒含量(%)等值线图…… (157)
鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组还原色含量(%)等值线图…… (158)
鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟六期岩相古地理图…… (159)
鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组下部厚度(m)等值线图 …… (160)
鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组下部陆源物质含量(%)等值线图…… (161)
鄂尔多斯地区中奥陶世平凉早期岩相古地理图…… (162)
鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组上部厚度(m)等值线图 …… (163)
鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组上部陆源物质含量(%)等值线图…… (164)
鄂尔多斯地区中奥陶世平凉晚期岩相古地理图…… (165)
鄂尔多斯地区上奥陶统背锅山组厚度(m)等值线图 …… (166)
鄂尔多斯地区晚奥陶世背锅山期岩相古地理图…… (167)
英文摘要 …… (169)
图版说明…… (186)
图版…… (191)

泊星石 www.bxsdl.com

CONTENTS

LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF EARLY PALEOZOIC OF ORDOS

Feng Zengzhao, Chen Jixin and Zhang Jisen

Chapter 1. INTRODUCTION …… (1)
Chapter 2. STRATIGRAPHY …… (4)
2.1 Cambrian …… (4)
2.1.1 Research history …… (4)
2.1.2 Characteristics of formations …… (4)
2.1.3 Problems …… (5)
2.2 Ordovician …… (6)
2.2.1 Research history …… (6)
2.2.2 Characteristics of formations …… (7)
2.2.3 Problems …… (9)
Chapter 3. PETROGRAPHY …… (12)
3.1 Limestones …… (12)
3.1.1 Grain limestones …… (13)
3.1.2 Limemud limestones …… (15)
3.1.3 Limestones with other Characteristics …… (15)
3.1.4 Crystalline limestones …… (16)
3.2 Dolostones …… (16)
3.2.1 Penecontemporaneous dolostones …… (17)
3.2.2 Post-penecontemporaneous dolostones …… (19)
3.3 Evaporite rocks …… (21)
3.3.1 Gypsum rocks …… (21)
3.3.2 Halite rocks …… (23)
3.4 Siliceous rocks …… (24)
3.5 Clastic rocks …… (25)
3.6 Other rocks …… (25)
Chapter 4. METHODOLOGY OF LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY …… (26)
4.1 Sedimentary facies analysis …… (26)
4.1.1 Petrologic facies indicators …… (26)
4.1.2 Paleontological indicators …… (27)
4.1.3 Geochemical indicators …… (28)

泊星石 www.bxsdl.com

4.2 Logging facies analysis ····· (29)
4.3 Seismic facies analysis ····· (37)
4.4 Single factor analysis and comprehensive mapping method ····· (39)
4.4.1 General remarks ····· (39)
4.4.2 Brief introduction of single factors ····· (39)
Chapter 5. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF EARLY CAMBRIAN ····· (42)
5.1 Lithofacies paleogeography of Suyukou Age of Early Cambrian ····· (42)
5.1.1 Sedimentary facies analysis ····· (42)
5.1.2 Single factor analysis ····· (43)
5.1.3 Lithofacies Paleogeography ····· (43)
5.2 Lithofacies paleogeography of Mantou Age of Early Cambrian ····· (44)
5.2.1 Sedimentary facies analysis ····· (44)
5.2.2 Logging facies analysis ····· (45)
5.2.3 Single factor analysis ····· (46)
5.2.4 Lithofacies paleogeography ····· (46)
5.3 Lithofacies paleogeography of Maozhuang Age of Early Cambrian ····· (47)
5.3.1 Sedimentary facies analysis ····· (47)
5.3.2 Logging facies analysis ····· (48)
5.3.3 Single factor analysis ····· (49)
5.3.4 Lithofacies paleogeography ····· (49)
Chapter 6. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF MIDDLE CAMBRIAN ····· (51)
6.1 Lithofacies paleogeography of Xuzhuang Age of Middle Cambrian ····· (51)
6.1.1 Sedimentary facies analysis ····· (51)
6.1.2 Logging facies analysis ····· (52)
6.1.3 Single factor analysis ····· (53)
6.1.4 Lithofacies paleogeography ····· (53)
6.2 Lithofacies paleogeography of Zhangxia Age of Middle Cambrian ····· (54)
6.2.1 Sedimentary facies analysis ····· (54)
6.2.2 Logging facies analysis ····· (55)
6.2.3 Single factor analysis ····· (56)
6.2.4 Lithofacies paleogeography ····· (57)
Chapter 7. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF LATE CAMBRIAN ····· (58)
7.1.1 Sedimentary facies analysis ····· (58)
7.1.2 Logging facies analysis ····· (59)
7.1.3 Single factor analysis ····· (60)
7.1.4 Lithofacies paleogeography ····· (60)
Chapter 8. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF EARLY ORDOVICIAN ····· (62)
8.1 Lithofacies paleogeography of Yeli Age of Early Ordovician ····· (62)
8.1.1 Sedimentary facies analysis ····· (62)
8.1.2 Logging facies analysis ····· (63)

泊星石 www.bxsdl.com

8.1.3 Single factor analysis …… (63)
8.1.4 Lithofacies paleogeography …… (64)
8.2 Lithofacies paleogeography of Liangjiashan Age of Early Ordovician …… (64)
8.2.1 Sedimentary facies analysis …… (64)
8.2.2 Logging facies analysis …… (65)
8.2.3 Single factor analysis …… (66)
8.2.4 Lithofacies paleogeography …… (66)
Chapter 9. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF MAJIAGOU AGE OF MIDDLE ORDOVICIAN …… (68)
9.1 Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 1 …… (68)
9.1.1 Sedimentary facies analysis …… (68)
9.1.2 Logging facies analysis …… (69)
9.1.3 Single factor analysis …… (69)
9.1.4 Lithofacies paleogeography …… (70)
9.2 Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 2 …… (71)
9.2.1 Single factor analysis …… (71)
9.2.2 Lithofacies paleogeography …… (72)
9.3 Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 3 …… (72)
9.3.1 Single factor analysis …… (72)
9.3.2 Lithofacies paleogeography …… (73)
9.4 Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 4 …… (74)
9.4.1 Single factor analysis …… (74)
9.4.2 Lithofacies paleogeography …… (74)
9.5 Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 5 …… (75)
9.5.1 Single factor analysis …… (75)
9.5.2 Lithofacies paleogeography …… (76)
9.6 Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 6 …… (77)
9.6.1 Sedimentary facies analysis …… (77)
9.6.2 Logging facies analysis …… (77)
9.6.3 Single factor analysis …… (78)
9.6.4 Lithofacies paleogeography …… (79)
Chapter 10. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF PINGLIANG AGE OF MIDDLE ORDOVICIAN …… (80)
10.1 Lithofacies paleogeography of Early Pingliang Age …… (80)
10.1.1 Sedimentary facies analysis …… (80)
10.1.2 Logging facies analysis …… (81)
10.1.3 Single factor analysis …… (81)
10.1.4 Lithofacies paleogeography …… (82)
10.2 Lithofacies paleogeography of Late Pingliang Age …… (83)
10.2.1 Sedimentary facies analysis …… (83)

泊星石 www.bxsdl.com

10.2.2 Logging facies analysis ..... (84)
10.2.3 Single factor analysis ..... (85)
10.2.4 Lithofacies paleogeography ..... (85)
Chapter 11. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF BEIGUOSHAN AGE OF LATE ORDOVICIAN ..... (86)
11.1.1 Sedimentary facies analysis ..... (86)
11.1.2 Logging facies analysis ..... (86)
11.1.3 Single factor analysis ..... (87)
11.1.4 Lithofacies paleogeography ..... (87)
Chapter 12. EVOLUTION HISTORY OF LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF EARLY PALEOZOIC OF ORDOS ..... (89)
Chapter 13. THE GENERATING, RESERVOIRING AND CAPPING CONDITIONS AND THE POTENTIAL OF OIL AND GAS OF EARLY PALEOZOIC OF ORDOS FROM THE VIEW POINT OF LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY ..... (93)
13.1 Oil and gas generating conditions ..... (93)
13.2 Oil and gas reservoiring conditions ..... (94)
13.2.1 Reservoiring space ..... (94)
13.2.2 Reservoiring characteristics of dolostones ..... (96)
13.2.3 Reservoiring characteristics of other rocks ..... (101)
13.2.4 Reservoiring conditions of Ages ..... (102)
13.3 Oil and gas capping conditions ..... (103)
13.4 Combination of generating, reservoiring and capping and potential of oil and gas ..... (104)
REFERENCES ..... (106)
APPENDIX MAPS (108)
Isopach map of Suyukou Formation of Lower Cambrian of Ordos ..... (109)
Isoline map of terrigenous material content(%) of Suyukou Formation of Lower Cambrian of Ordos ..... (110)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content(%) of Suyukou Formation of Lower Cambrian of Ordos ..... (111)
Lithofacies paleogeography map of Suyukou Age of Early Cambrian of Ordos ..... (112)
Isopach map of Mantou Formation of Lower Cambrian of Ordos ..... (113)
Isoline map of terrigenous material content(%) of Mantou Formation of Lower Cambrian of Ordos ..... (114)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content(%) of Mantou Formation of Lower Cambrian of Ordos ..... (115)
Lithofacies paleogeography map of Mantou Age of Early Cambrian of Ordos ..... (116)
Isopach map of Maozhuang Formation of Lower Cambrian of Ordos ..... (117)

泊星石 www.bxsdl.com

Isoline map of terrigenous material content(%) of Maozhuang Formation of Lower Cambrian of Ordos ····· (118)
Isoline map of terrigenous sand content(%) of Maozhuang Formation of Lower Cambrian of Ordos ····· (119)
Isoline map of grain content(%) of Maozhuang Formation of Lower Cambrian of Ordos ····· (120)
Lithofacies paleogeography map of Maozhuang Age of Early Cambrian of Ordos ····· (121)
Isopach map of Xuzhuang Formation of Middle Cambrian of Ordos ····· (122)
Isoline map of terrigenous material content(%) of Xuzhuang Formation of Middle Cambrian of Ordos ····· (123)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content(%) of Xuzhuang Formation of Middle Cambrian of Ordos ····· (124)
Isoline map of grain content(%) of Xuzhuang Formation of Middle Cambrian of Ordos ····· (125)
Lithofacies paleogeography map of Xuzhuang Age of Middle Cambrian of Ordos ····· (126)
Isopach map of Zhangxia Formation of Middle Cambrian of Ordos ····· (127)
Isoline map of grain content(%) of Zhangxia Formation of Middle Cambrian of Ordos ····· (128)
Lithofacies paleogeography map of Zhangxia Age of Middle Cambrian of Ordos ····· (129)
Isopach map of Upper Cambrian of Ordos ····· (130)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content (%) of Upper Cambrian of Ordos ····· (131)
Isoline map of grain content (%) of Upper Cambrian of Ordos ····· (132)
Lithofacies paleogeography map of Late Cambrian of Ordos ····· (133)
Isopach map of Yeli Formation of Lower Ordovician of Ordos ····· (134)
Isoline map of terrigenous material content(%) of Yeli Formation of Lower Ordovician of Ordos ····· (135)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content(%) of Yeli Formation of Lower Ordovician of Ordos ····· (136)
Lithofacies paleogeography map of Yeli Age of Early Ordovician of Ordos ····· (137)
Isopach map of Liangjiashan Formation of Lower Ordovician of Ordos ····· (138)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content(%) of Liangjiashan Formation of Lower Ordovician of Ordos ····· (139)
Lithofacies paleogeography map of Liangjiashan Age of Early Ordovician of Ordos ····· (140)
Isopach map of Majiagou Formation 1 of Middle Ordovician of Ordos ····· (141)
Isoline map of terrigenous material content(%)of Majiagou Formation 1 of Middle Ordovician of Ordos ····· (142)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content(%) of Majiagou Formation 1 of Middle Ordovician of Ordos ····· (143)

泊星石 www.bxsdl.com

Isoline map of oxidizing color content(%) and gypsum halite rock content(%) of Majiagou Formation 1 of Middle Ordovician of Ordos ····· (144)
Lithofacies paleogeography map of Majiagou Age 1 of Middle Ordovician of Ordos ····· (145)
Isopach map of Majiagou Formation 2 of Middle Ordovician of Ordos ····· (146)
Lithofacies Paleogeography map of Majiagou Age 2 of Middle Ordovician of Ordos ····· (147)
Isopach map of Majiagou Formation 3 of Middle Ordovician of Ordos ····· (148)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content(%) and gypsum halite rock content(%) of Majiagou Formation 3 of Middle Ordovician of Ordos ····· (149)
Lithofacies paleogeography map of Majiagou Age 3 of Middle Ordovician of Ordos ····· (150)
Ispach map of Majiagou Formation 4 of Middle Ordovician of Ordos ····· (151)
Lithofacies paleogeography map of Majiagou Age 4 of Middle Ordovician of Ordos ····· (152)
Isopach map of Majiagou Formation 5 of Middle Ordovician of Ordos ····· (153)
Isoline map of penecontemporaneous dolostone content(%) and gypsum halite rock content(%) of Majiagou Formation 5 of Middle Ordovician of Ordos ····· (154)
Lithofaices paleogeography map of Majiagou Age 5 of Middle Ordovician of Ordos ····· (155)
Isopach map of Majiagou Formation 6 of Middle Ordovician of Ordos ····· (156)
Isoline map of grain content(%) of Majiagou Formation 6 of Middle Ordovician of Ordos ····· (157)
Isoline map of reducing color content (%) of Majiagou Formation 6 of Middle Ordovician of Ordos ····· (158)
Lithofacies paleogeography map of Majiagou Age 6 of Middle Ordovician of Ordos ····· (159)
Isopach map of Lower Pingliang Formation of Middle Ordovician of Ordos ····· (160)
Isoline map of terrigenous material content(%) of Lower Pingliang Formation of Middle Ordovician of Ordos ····· (161)
Lithofacies paleogeography map of Early Pingliang Age of Middle Ordovician of Ordos ··· (162)
Isopach map of Upper Pingliang Formation of Middle Ordovician of Ordos ····· (163)
Isoline map of terrigenous material content(%) of Upper Pingliang Formation of Middle Ordovician of Ordos ····· (164)
Lithofacies paleogeography map of Late Pingliang Age of Middle Ordovician of Ordos ····· (165)
Isopach map of Beiguoshan Formation of Upper Ordovician of Ordos ····· (166)
Lithofacies paleogeography map of Beiguoshan Age of Late Ordovician of Ordos ····· (167)
ABSTRACT ····· (169)
EXPLANATIONS OF PLATES ····· (186)
PLATES ····· (191)

泊星石 www.bxsdl.com

第一章 绪 言

鄂尔多斯地区位于华北地台的西部，西至贺兰山西麓，南至秦岭，东至吕梁山，北至阴山，包括甘肃的东部、陕西的中部和北部、宁夏的大部、内蒙的西南部以及山西的西部，面积约 32 万 km^2。

早古生代地层在本区的西部、南部和东部广泛出露，一般厚度 1000m，最大厚度达 2000m 以上；在本地区中部的大部分地区，通过钻井和物探资料，知亦有早古生代地层广泛分布于地下；在本地区的北部部分地区未见早古生代沉积。它主要由碳酸盐岩组成，生油气条件良好，储集岩类型多，而且分布广，盖层条件好，保存条件亦佳，是华北地台早古生代油气潜景最好的地区。麒参 1 井、洲 1 井、天 1 井以及陕参 1 井的高产气流就是本地区下古生界良好油气潜景的预告。

1976 年以前，已有许多地质工作者曾对本地区的下古生界进行过调查研究[1-13]，初步奠定了本地区下古生界古生物地层学的基础。

1976—1979 年，长庆油田组织队伍，开展了本地区下古生界的地层学、岩石学、岩相古地理学及石油地质学的研究。他们先后观察并实测了内蒙桌子山、宁夏同心青龙山、甘肃环县石板沟、陕西陇县景福山、千阳、岐山、泾阳铁瓦殿、富平赵老峪及金粟山、山西河津西喂口、蒲县乔家湾、离石三川河、偏关等十几条剖面，研究了环 14、庆深 1、龙 1、龙 2、永参 1、耀参 1、刘庆 7、任 1、任 2、任 3 等十几口探井资料，并在此基础上对本区奥陶纪地层的划分对比进行了初步的统一工作，对奥陶纪的岩相古地理也进行了初步的探讨。

1980 年，长庆油田与华东石油学院协作，在冯增昭教授、王锡福高级工程师、宋国初高级工程师和张吉森高级工程师的带领下，组织队伍，对桌子山、泾阳铁瓦殿、河津西喂口、偏关以及岐山、富平赵老峪和金粟山等剖面进行重点观察、补测或重测工作，并重点进行了岩石学及岩相古地理学研究。在此基础上，以新的沉积学尤其是碳酸盐沉积学的理论为指导，以自己实测的基干剖面为立足点，以单因素分析综合作图法为方法论，编制了本地区奥陶纪冶里期、亮甲山期、马家沟早期、马家沟中晚期以及平凉期的 1∶120 万的单因素基础图件 22 幅、岩相古地理图 5 幅和油气评价图 1 幅，撰写了总结报告及论文[14]，并对本地区下古生界的油气潜景进行了预测。当时，曾这么说：

> 本地区正位于早古生代奥陶纪古华北碳酸盐台地的西部，在其西及西南缘为古祁连秦岭海槽，台地本身也有广阔的正常海和局限海，生油环境十分有利。同时，大小古陆的边缘线甚长，仅在马家沟早期、马家沟中晚期以及平凉期的岩相古地理图中，就达 1800km 以上。在此漫长的古陆边缘地带，正是良好的储集岩发育地带，而且也不乏盖层。因此，可以说本地区的石油地质有利条件，在整个华北地区的早古生代碳酸盐岩地台中，是其他地区所不能比拟的。
>
> 本地区的早古生代奥陶纪碳酸盐岩石油勘探工作刚刚开始，其岩相古地理研究这一侧面的序幕方才揭开，新的探索方才开始，广大面积的处女地正待开垦。打开此古老油区的新阀门，是时候了。
>
> 在制定整体规划时，可以考虑在靖边偏关局限海的中央布一口探井探测其心腹深处的秘密。

泊星石 www.bxsdl.com

1985 年，位于“靖边偏关局限海”中央地区的麒参 1 井和洲 1 井的气流，终于冲开了鄂尔多斯早古生代碳酸盐岩地层这块长眠的处女地的阀门，唤起了人们的重视。我们的预测开始被证实了。本地区下古生界油气研究及勘探工作又东山再起了。

1987 年，长庆油田与石油大学再次协作，以冯增昭教授和张吉森高级工程师为首的科研组承担了“陕甘宁盆地下古生界油气分布规律”这一国家“七五”攻关项目的“地层与岩相研究”(75-54-01-10-06)任务。

在此两年中，我们实测了山西临汾、山西柳林以及贺兰山三条下古生界剖面，共 4150m，观察薄片约 700 片，还作了相应的阴极发光、电镜、氧碳同位素、物性等研究，完成了野外描述资料、薄片鉴定资料、修正资料、1∶500 的岩石学及沉积环境分析柱状图、文字总结报告(或论文)、照片图版及其说明等六大项工作。这是十分珍贵的第一手的定量及定性资料。这 3 条基干剖面和以前实测的十几条基干剖面奠定了本地区地层划分和对比的基础。

我们还对李 1、天深 1、环 14、庆深 1、耀参 1、米 1、牛 1、鱼 1、镇川 1、麒参 1、蒲 1、延深 1、吉 1、榆 1 和楼 1 井的岩心、岩屑和薄片进行了观察和研究，并编制出了这些井的 1∶500 的沉积环境分析柱状图，有的还写出了相应的文字总结报告。这也是十分珍贵的第一手的定量及定性资料。

在单剖面分析的基础上，我们进行了全区早古生代地层划分和对比工作。对寒武系，共划分出下统的苏峪口组和馒头组，中统的毛庄组、徐庄组和张夏组，以及上寒武统；对奥陶系，共划分出下统的冶里组和亮甲山组，中统的马家沟一组、马家沟二组、马家沟三组、马家沟四组、马家沟五组、马家沟六组和平凉组的下部和上部，以及上统的背锅山组。我们还在本区的西部、南部、东部和中部作了 8 条寒武系和奥陶系的地层柱状对比图。

我们还对苏峪口组、馒头组、毛庄组、徐庄组、张夏组、上寒武统、冶里组、亮甲山组、马家沟一组、马家沟二组、马家沟三组、马家沟四组、马家沟五组、马家沟六组、平凉组下部、平凉组上部以及背锅山组等 17 个作图单位的各剖面，进行了沉积相对比。这对全区的沉积相分析及对比是很有用处的。

我们还用测井相分析的方法，对牛 1、李 1 及镇川 1 井进行了认真的探索研究，取得了良好的效果。以此为基础，对本地区的 17 个作图单位的有关钻井剖面进行了沉积相分析。这是一项十分有用的新的尝试。

我们还对本地区的地震资料进行了分析研究，并试图进行地震相的解释，即对地震资料进行沉积相和沉积环境的解释。

在上述各项研究的基础上，采用单因素分析综合作图法[15~23]，按前述的 17 个作图单位，编制了各作图单位的单因素基础图件 42 幅。在这些单因素基础图件的基础上，并参考其他岩石学的定性及定量资料、区域地质及构造资料、测井资料和地震资料等，去粗取精，去伪存真，全面分析，综合判断，编制出了本地区的苏峪口期、馒头期、毛庄期、徐庄期、张夏期、晚寒武世、冶里期、亮甲山期、马一期、马二期、马三期、马四期、马五期、马六期、平凉早期、平凉晚期以及背锅山期的 1∶100 万的岩相古地理图，共 17 幅，并写出了相应的文字总结报告即本文的初稿，其中包括岩石照片 16 版 128 张及其相应的说明。

与此同时，我们还对本地区东部的马五组，尤其是对它的膏盐沉积，进行了专题研究，编制出了东部地区马五组及其第一、二、三、四段等 5 个作图单位的 1∶300 万各种单因素基础图件 20 幅和岩相古地理图 5 幅，并写出了相应的文字总结报告。这样，就加深了对东部地区

泊星石 www.bxsdl.com

马五组膏盐沉积成因及分布规律的认识。这具有重要的理论意义及生产实践意义。

同时，我们还对本地区西缘及南缘的平凉组，尤其是对其重力流沉积，进行了专题研究。首先对桌子山、贺兰山、牛首山、长流水、科学山以及大小罗山等剖面进行观察和研究，还对色 1、刘庆 1、天深 1、任 3、环 14 以及耀参 1 井等的薄片进行观察和研究，并参考区域地质、构造、钻井以及地震资料，编制出本区平凉组下段及平凉组上段的各种单因素基础图件及岩相古地理图，并着重对其中的重力流沉积的机理、类型、分布以及与油气的关系，进行了论述，写出了相应的文字总结报告。通过这一专题研究，我们对平凉组的岩石学特征尤其是重力流沉积特征、沉积相、沉积环境、古地理格局以及它们与油气的关系，有了更进一步的新的认识。这也是很有意义的。

参加本项研究工作的还有石油大学的田波硕士生、吴胜和讲师、王泽中硕士生、陈永红硕士生、温顺久实验员、袁志华硕士生、金勇讲师、王小波助教以及 87、88 年的应届大学毕业生陈雄炎、高怀林、邓爱居、肖超政、郭瑜和曾汇川等，还有长庆石油勘探局勘探开发研究院的齐天霞工程师、黄建松同志和雷广才同志等。两年来，石油大学师生在野外及油田工作了 1770 工作日；在北京的工作量大体与此相当。从这一点，可以大体反映出石油大学的师生们确实是认真对待这一重要研究任务的。油田的同志们亦同样付出了巨大的劳动。——这样，我们就按时地并超额地完成了协议书规定的研究任务。

在此两年的工作进程中，长庆石油勘探局的杨俊杰副局长，勘探开发研究院的李银德院长、张兴景书记、裴锡古副院长、王锡福副总地质师、宋国初主任地质师、张葆荣高级工程师、周季陶高级工程师、王少昌高级工程师、黄月明工程师、杨奕华同志、张绍平同志、刘晓丽同志，磨片室、制图室、电算室和司机队的同志们，钻三指挥部的赵松青高级工程师，宁夏地矿局地质研究所的郑昭昌高级工程师，临汾 213 地质队的包继忠副总地质师和王军生工程师，北京大学的王英华教授和张秀莲讲师，均给予了大力的支持。特此致谢！

1989 年元月，本项研究成果通过了长庆石油勘探局的鉴定。1989 年 10 月，本研究成果又通过了石油天然气总公司的鉴定。

在这一研究成果的基础上，博士生陈继新，在导师冯增昭教授的指导下，在杨俊杰高级工程师、李银德高级工程师、张吉森高级工程师以及长庆石油勘探局的其他有关同志的指导、支持和帮助下，又花费了将近一年的时间，进行了大量的补充、加工和提炼工作，撰写出了他的博士论文；并于 1989 年 12 月通过了博士论文答辩，获得了博士学位。

在陈继新同学的博士论文的基础上，又一次进行修改和提高，才完成了本书的最终定稿工作。

在这两次的补充、加工、修改和提炼工作过程中，陈月清同志、温顺久同志和赵玉栋师傅，在打字、洗像和绘图等方面，出了大力。特此致谢。

因此，可以这么说，本书已是三次大易其稿了。由此也可见撰写本书过程的一斑。

谨以此书献给从事鄂尔多斯地区以及整个华北地台的地层学、沉积学、岩相古地理学研究以及石油和天然气勘探工作的同志们！

第二章 地 层

鄂尔多斯地区的下古生界只有寒武系和奥陶系，缺失志留系。下寒武统缺失相当于南方的梅树村组和筇竹寺组，与南方下寒武统沧浪铺组或龙王庙组相当的苏峪口组或馒头组直接不整合于前寒武系之上。下寒武统毛庄组、中寒武统徐庄组和张夏组出露较为完整，只在伊盟和吕梁两地区缺失。上寒武统则在伊盟和吴旗两地区缺失。寒武系和奥陶系在东部为连续沉积，在西缘和南缘可能存在沉积间断。下奥陶统冶里组和亮甲山组只在东部、南部及贺兰山地区有分布，在本地区的内部则缺失。中奥陶统马家沟群分布最为广泛，除伊盟地区外其它地区均有分布。奥陶系下统与中统存在沉积间断。中奥陶统平凉组(广义)只分布在西缘和南缘，在内部则缺失。奥陶系中统与上统存在沉积间断。上奥陶统背锅山组只分布在南缘和北缘。上覆地层为中石炭统，其间缺失志留系、泥盆系和下石炭统。

第一节 寒 武 系

一、研 究 简 史

早在19世纪末，一些外国地质学家就开始对华北地台的寒武系进行研究。在本世纪初，我国地质界的老前辈相继作了大量的开拓性的研究工作。解放后，卢衍豪和董南庭(1953)[24]对山东寒武系标准剖面重新研究，建立了三统八组十七个化石带，从而奠定了华北地台寒武系划分对比的基础。关士聪和车树政(1955)[2]对内蒙古伊克昭盟桌子山区域的地层进行深入的研究，建立了鄂尔多斯地区西缘寒武系的地层系统。各省地质区测队、地质队及长庆油田等单位作了大量的工作，为本区寒武系的划分和对比打下了扎实的基础。卢衍豪(1962)[9]和项礼文等(1981)[6]先后两本专著《中国的寒武系》，是对全国各地寒武系古生物地层学研究的总结。因此，本区寒武系划分对比已基本清楚，参见表2—1。兹对本区寒武系各组的发育特征及存在问题简述如下。

二、各 组 特 征

1. 下寒武统

下寒武统自下而上分为苏峪口组、馒头组和毛庄组。

苏峪口组，仅分布在本地区西缘和南缘的贺兰山、老爷山、陇县、岐山至中条山一带，岩石为褐灰色、灰白色钙质长石石英砂岩、含磷砂岩、砂质白云岩、泥质白云岩等，底部一般含磷，产鲍格朗氏虫。厚度不大，一般不超过几十米。

馒头组主要分布在西部和南部。西部的岩石一般为灰色石英砂岩、紫灰色或紫色砂质白云岩、鲕粒白云岩、页岩及泥质白云岩等。南部的岩石一般为灰紫色泥质白云岩、紫红色页岩及灰色石灰岩，产 *Redlichia* 等。厚度一般不超过百米。

毛庄组的岩石在西部一般为紫红色页岩、浅灰色砂质白云岩、灰白色石英砂岩、鲕粒石

灰岩、竹叶石灰岩及泥质条带石灰岩。在南部一般为紫红色页岩、浅灰色泥质白云岩、鲕粒石灰岩及深红色石灰岩等。在东部一般为紫红色页岩、泥岩、泥质白云岩及褐灰色颗粒石灰岩。在北部为砂质页岩及白云岩、砂质石灰岩互层，底部为含砾石英砂岩，产 *Shantungaspis*, *Probowmania*, *Dongbeia* 等。厚度一般为几十米至一百多米，最厚在银川紫花沟，厚达 374.3m。

2. 中寒武统

中寒武统自下而上分为徐庄组和张夏组。

徐庄组的岩石在西部一般为灰绿色、紫红色页岩、灰色及深灰色泥晶石灰岩、砾屑石灰岩、鲕粒石灰岩等。在南部一般为紫红色泥页岩、深灰色鲕粒石灰岩、浅灰色白云岩等。在东部一般为灰绿色泥质粉砂岩、页岩、灰色泥晶石灰岩及鲕粒石灰岩等。在北部为粉砂质页岩，底部夹薄层白云岩，顶部为薄层白云岩、砂质白云岩，产 *Beiliella*, *Inouyia*, *Sunaspis*, *Kootenia*, *Eotrachoparia* 等。厚度一般为 100－200m，个别地方较厚。

张夏组岩石较单一，主要为鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩、泥质条带石灰岩及白云岩等，有的夹页岩，产 *Taitzuia*, *Damesella*, *Liaoyangaspis* 等。厚度一般 100－300m。

3. 上寒武统

上寒武统目前只有在桌子山、贺兰山、河津和清水河等剖面可划分出崮山组、长山组和凤山组三个组，在其余地区均不能详细划分；因此我们只能统称为上寒武统，并作为一个作图单位。上寒武统岩石一般为灰色浅灰色竹叶白云岩、泥质白云岩、细晶白云岩等。厚度一般为 100 余米，在贺兰山最厚达 380m。在东部地区，上寒武统凤山组和上覆奥陶系冶里组有确切的化石依据，证明寒武系与奥陶系为连续沉积。在南部的岐山、泾阳及西部贺兰山一带，也发现有相当于凤山组顶部的三叶虫组合，证明寒武系与奥陶系为连续沉积。西部除贺兰山地区外，其它地区如陇县、平凉至青龙山一带，无凤山组或崮山组以及奥陶系的冶里组和亮甲山组，其上覆地层为马家沟群。在庆阳、吴旗一带缺失上寒武统，中寒武统张夏组直接与马家沟群呈假整合接触。

从以上各组(统)的地层分布、岩石和厚度变化可以看出，从苏峪口组开始，各组地层从西、南两面逐渐向本区内部超覆。张夏期海侵范围最广，而到晚寒武世，海水又从中部古隆起区开始逐渐退缩。

三、存 在 问 题

1. 关于寒武纪最老的地层问题

苏峪口组是本区寒武纪最老的地层组，岩性可分为两段，下段为含磷碎屑岩，上段为碳酸盐岩。在下段含磷碎屑岩中含三叶虫 *Bergeroniellus*，在上段碳酸盐岩中含三叶虫 *Redlichia*；把它划为寒武纪的最老地层毫无问题。问题是其下的一套不含化石的沉积岩系的归属问题，即西部的正目观组的归属问题。一种观点认为它们是前寒武纪沉积，另一种观点认为是寒武纪海侵初期的沉积。

宁夏的正目观组白云岩角砾岩发育，分选磨圆极差，大小混杂，胶结疏松，不见生物化石，颜色为灰绿色、紫红色等；贺兰山苏峪口的正目观组具有冰碛特征，与上覆苏峪口组呈明显的不整合，且有风化壳，因此它应划为前寒武系。

2. 关于寒武系与奥陶系的分界问题

西部除贺兰山外，其它地区如桌子山、青龙山、平凉、陇县等地，寒武系顶部均缺失一部

分地层，有的缺失上寒武统凤山组，有的缺失崮山组－凤山组，庆阳地区缺失整个上寒武统和奥陶系的冶里组和亮甲山组，寒武系与奥陶系为不整合接触；因此寒武系奥陶系界线较易确定。在南部、东部及西部的贺兰山地区，上寒武统发育齐全，寒武系与奥陶系为连续沉积；在化石丰富的地区，寒武系奥陶系界线较易确定；但在化石稀少、白云岩又发育的地区，寒武系奥陶系的划分则不是那么容易。其划分办法在《华北地台早古生代岩相古地理》一书中已作了详细论述，其基本原则是利用化石确定大致的界线范围，然后在这个范围内找出一个岩性变化明显的界线作寒武系奥陶系的界线。我们在实测柳林和贺兰山苏峪口剖面时就是依据这一原则解决寒武系奥陶系分界问题的。最近长庆油田地质研究院对柳林剖面所做的牙形刺分析也证明了这一原则是适用的。

第二节　奥　陶　系

一、研　究　简　史

华北地台奥陶系的古生物地层学研究开始的较早，其划分地层的基础在20年代就已基本确定下来了。这一研究工作是叶良辅和刘季辰(1919)[25]、马底幼(1922)[26]、葛利普(1922)[27]、孙云铸(1923)[28]等在河北省东部的开平盆地和柳江盆地开始的。“冶里组”为孙云铸及葛利普命名，开始时叫“冶里石灰岩”。亮甲山组为叶良辅和刘季辰命名，当时叫“亮甲山石灰岩”。“马家沟石灰岩”这一地层名称由葛利普及孙云铸建立，当时是指亮甲山石灰岩与石炭系之间的含珠角石的石灰岩，有时亦称“珠角石石灰岩”。后来，尤其是解放以后，研究工作日趋深入，把冶里组和亮甲山组划归为下奥陶统，把“马家沟石灰岩”划归为中奥陶统；由于后者二分性明显，故又分为下马家沟组和上马家沟组[29]。

本区奥陶系研究也较早，本世纪20年代，法国人德日进(1923)曾在内蒙桌子山地区发现了奥陶系，并命名为磴口系。袁复礼(1923)[1]在平凉银洞官庄发现了奥陶系笔石页岩。解放以后，不少单位和作者陆续对这一地区的奥陶系进行了卓有成效的研究，如关士聪和车树政(1955)[2]将奥陶系按岩性及化石，自下而上划分为下奥陶统三道坎组、桌子山石灰岩、克里摩里石灰岩，中奥陶统乌拉力克层、拉什仲绿色岩系等五个地层单位；卢衍豪(1954)[30]和穆恩之(1954、1959)[31]先后对桌子山奥陶纪三叶虫和笔石进行了研究；张日东(1959、1962)[32,33]对桌子山和环县奥陶纪的头足类进行了研究；张文堂(1962)[29]综合穆恩之(1959)对笔石及张日东(1959)对头足类研究的成果，将桌子山奥陶系分为六个化石带；车福鑫(1963)[4]在陇县发现了晚奥陶世地层，并定为背锅山组；傅力蒲(1977)[34]在陇县龙门洞发现了中奥陶世晚期笔石动物群。近十年来，许多人对本区的奥陶纪生物地层作了更深入一步的研究，如陈均远(1980)[5]的关于中国北方奥陶纪地层的头足类研究，费安琦和张吉森(1983)[8]对本区西缘奥陶纪地层的系统研究，陆瑞如(1983)[9]对本区西南缘中奥陶统的对比，陈均远(1984)[10]对本区奥陶纪头足动物群的研究，王志浩等(1984)[11]对本区边缘奥陶纪牙形刺的研究，邓占球(1984)[12]对本区西缘中、上奥陶统珊瑚的研究，陈均远等(1984)[13]在研究桌子山奥陶系时又发现了公乌素组和蛇山组。这样桌子山地区的奥陶系可划分为下奥陶统三道坎组、桌子山组及克里摩里组，中奥陶统乌拉力克组、拉什仲组、公乌素组及蛇山组七个地层单位。所有这些研究成果都为本区的奥陶系划分与对比奠定了基础。

1977 年长庆油田勘探开发研究院与中国科学院南京古生物研究所协作，对桌子山、平凉、陇县、偏关、桃曲坡等剖面进行了详细的古生物地层学研究。1978 年至 1980 年又先后对泾阳、岐山、河津、三川河、陇县、富平、环县石板沟、车道坡、固原王洼等剖面及一些钻井剖面的奥陶系进行了沉积学及古生物地层学研究。1980 年长庆油田与华东石油学院协作，对桌子山、泾阳、河津、偏关、岐山及富平等剖面的奥陶系进行了岩石学及岩相古地理学研究。

1987－1988 年，石油大学北京研究生部与长庆油田再次协作，在前人的基础上，又作了一些工作，并进行全区的奥陶纪的地层划分与对比。根据古生物化石（包括牙形刺化石）、地层接触关系及沉积特征，把本区奥陶系划分为下奥陶统冶里组和亮甲山组，中奥陶统马家沟一组，马家沟二组、马家沟三组、马家沟四组、马家沟五组、马家沟六组、平凉组下部和平凉组上部，上奥陶统背锅山组等十一个地层单位，在西部马家沟一组、马家沟二至五组和马家沟六组又分别称为三道坎组、桌子山组和克里摩里组，参见表 2－2。

二、各 组 特 征

1. 下奥陶统冶里组

冶里组仅分布在东缘、南缘及西缘的贺兰山地区。在东缘，冶里组岩性为灰、浅灰、灰黄色泥质白云岩夹竹叶白云岩，厚 20－72m，由北向南厚度渐薄；在清水河和偏关产头足类 *Ellesmeroceras* sp. 及笔石 *Dendrograptus*。在南缘，冶里组岩石为灰、黄灰色薄至中层白云岩、泥质白云岩，厚 77－112m。在西缘贺兰山，冶里组岩石为灰色薄至中层含燧石白云岩、泥质白云岩夹竹叶白云岩，厚 11m。冶里组与下伏凤山组为连续沉积。

2. 下奥陶统亮甲山组

亮甲山组分布范围同冶里组，岩石为富含燧石条带及团块的中厚层白云岩。在清水河和偏关一带，下部夹黄绿色页岩，向南页岩消失。总的来说，亮甲山组含燧石白云岩在全区都较稳定。在清水河和偏关，产头足类 *Manchuroceras* cf. , *platyventrum*, *Linchengoceras* sp. 。在南缘岐山和泾阳，在含燧石白云岩中均采获牙形刺 *Chosonodina herfurthi*。由于怀远运动，亮甲山组顶部遭受不同程度的剥蚀。南缘最厚可达 121m，东缘南端一般厚 50m 左右，北端 110m 左右，但侵蚀程度最大的是中央地区，残余厚度仅约 30m。

3. 中奥陶统马家沟一组

马家沟一组分布在本区的东部、南部及西部，中央缺失。

在东部和北部，马一组岩石为灰黄色土黄色泥质白云岩、石膏质白云岩夹粉砂岩，厚 20－60m。

在西部，马一组又称三道坎组和麻川组，岩石为砂质白云岩、白云质砂岩及粉晶白云岩。在桌子山，包括 *Parakogenoceras* 和 *Pseudowutinoceras* 两个化石带。在固原和平凉，产三叶虫 *Hoisutelus* sp. ，厚度为 20－80m。

本区马一组底部存在底砾岩，与下伏地层亮甲山组为不整合接触。

4. 中奥陶统马家沟二至五组

马家沟二至五组分布范围最广，除伊盟地区小范围外，其它地区均有分布。

在东部，马家沟二组、马家沟三组、马家沟四组及马家沟五组，岩性变化很明显，马二组及马四组主要由石灰岩组成，马三组及马五组主要由泥质白云岩和膏盐岩组成，马二组至马五组构成两个海侵海退旋回。在马二组和马四组中有丰富的化石，如头足类、腕足类和藻类

等。在清水河和偏关发现华北马家沟群常见的三叶虫 *Eisotellus*, *Orientalis*, *Megistaspidella* sp. 等。厚度一般 400—600m，由北向南，厚度渐薄。

在西部和西南部，马家沟二组至五组相当于桌子山组或水泉岭组，岩性与东部很不相同，已不存在象东部那样明显的岩性旋回了，岩石基本上为灰色、深灰色泥晶石灰岩、球粒石灰岩、瘤石灰岩及少量颗粒石灰岩。在桌子山剖面包括了三个化石带，即①*Polydesmia Zuezishanensis* 带，②*Ordosoceras quasilineatus* 带，③*Dideroceras undulatus-Pomphoceras* 带，在前两带中华北型生物仍占一定数量，但后一带则含有许多扬子型生物。厚度由北往南逐渐减薄，厚 150—500m。

在南部，马家沟二组至五组岩性变化不明显，主要为灰、深灰色中厚层粉晶白云岩、藻灰结核白云岩、球粒白云岩、泥晶石灰岩、球粒石灰岩等。在泾河剖面，本组顶部产有丰富的牙形刺 *Tangshanodus tangshanensis*，可与华北对比。

由于西部和南部的马家沟二组至五组不存在象东部那样明显的岩性旋回，这就给全区的地层划分对比带来很大困难。我们暂且采取武断的方法，即依据岩性和厚度，主要是依据厚度，大体地进行四分，把西部和南部的马家沟二组至五组划分出马家沟二组、马家沟三组、马家沟四组及马家沟五组，以便于全地区的地层对比和作图。这是不得已而为之。

5. 中奥陶统马家沟六组

中奥陶统马家沟六组已遭受剥蚀，在西部和南部较厚，发育尚好，东部只残余一二十米厚，中部则无马六组。

在东部，马六组岩石为灰、深灰色厚层块状泥晶石灰岩。山西柳林剖面产牙形刺 *Erismodus typus*, *Microcoelodus* sp.，可与华北的马六组直接对比。

在西部，马六组又称克里摩里组、三道沟组、米钵山组等。在桌子山剖面，该组岩石为黑灰色薄层泥晶石灰岩夹黑色页岩，厚 203m，包括 *Pterograptus elegans* 和 *Amplexograptus confertus* 两个化石带。在陇县、平凉、环县一带，岩石为灰、深灰色厚层块状泥晶石灰岩、含藻石灰岩及少量砂屑石灰岩，厚 100—200m。

在南部，马六组岩石为灰、深灰色厚层块状粉细晶白云岩夹颗粒白云岩、藻白云岩及泥晶石灰岩。在岐山、泾阳、富平，产有 *Erismodus typus*, *Microcoelodus* sp. 等牙形刺组合，可与华北马六组对比，厚 150—250m。

在中部和东部，马六组与上覆地层中石炭统呈假整合接触。在西部和南部，该组与上覆地层中奥陶统平凉组呈假整合接触。

6. 中奥陶统平凉组下部

中奥陶统平凉组下部仅分布在西缘和南缘，中央大部分地区与东部则缺失。

在西部桌子山地区，平凉组下部相当于乌拉力克组和拉什仲组，岩石为灰黑色页岩、泥岩、粉砂岩夹石灰岩角砾岩和泥晶石灰岩，包括了(1) *Glyptograptus teretiusculus*，(2) *Nemagraptus gracilis*，(3) *Climacograptus pertifer* 三个笔石带，厚 322m，向西急剧增厚。

在贺兰山地区，平凉组下部相当于该区平凉组四个岩性段的下两段，即砂岩、页岩段和页岩夹角砾石灰岩段，厚度大于 954.8m。

在同心大、小罗山一带，该组岩性为变质砂岩和页岩，地层厚度大，小罗山厚达 1058m，未见顶底。

到平凉—陇县一带，平凉组下部(相当于狭义的平凉组)岩性为黑灰色灰质页岩、灰色页

岩、灰质砂岩、泥晶石灰岩、角砾石灰岩夹凝灰岩，富含长石和重力流沉积，富含笔石，厚 300—500m。

在岐山—扶风地区，该组岩性以泥岩为主，夹石灰岩、石灰岩角砾岩、凝灰岩等，但凝灰岩和砂岩已大大减少，厚 500m。

在南部泾河地区，本组又称西陵沟组，岩性已大不相同了，为一套灰白色厚层块状砂屑石灰岩、介壳石灰岩、泥晶石灰岩和凝灰岩，厚 157m。

在富平地区，该组岩性又不相同，为一套薄层泥晶石灰岩、云质石灰岩、石灰岩角砾岩夹遂石层和砂岩，厚 403m。

由此可见平凉组下部岩性变化甚大。在西缘，从北向南，砂泥岩逐渐减少，凝灰岩逐渐增多，厚度逐渐增大；南部则基本上为石灰岩，夹重力流成因的角砾石灰岩。与下伏马家沟六组为假整合接触。

7. 中奥陶统平凉组上部

平凉组上部分布范围较下部小，仅分布在西缘和南缘的狭窄地带。

在西缘桌子山地区，平凉组上部相当于蛇山组和公乌素组，包括了 *Amplexnograptus gansuensis* 和 *Climacograptus geniculatus* 两个笔石带，岩性为深灰色、绿灰色粉砂质泥岩、粉细砂岩、泥灰岩及颗粒石灰岩夹角砾灰岩，厚 95m。向西急剧增厚，在贺兰山西侧胡家台，厚度大于 1000m。

在贺兰山地区，平凉组上部相当于该区平凉组四个岩性段的上两段，即砂岩、页岩段和石灰岩段，厚度大于 700m。

到环县—陇县一带，本组又称龙门洞组或车道组，岩石为绿灰色、深灰色石英粉细砂岩、粉砂质泥岩、泥灰岩、颗粒石灰岩夹少量角砾石灰岩和凝灰岩，厚 200—700m。

在岐山—扶风地区，该组岩石为灰黄色、绿灰色中薄层泥岩、泥灰岩夹角砾石灰岩、凝灰岩和板岩，厚度为 362m。

在泾河地区，本组又称白王组，岩石为浅灰色、灰白色砂屑石灰岩、泥—粉晶石灰岩及介壳石灰岩，厚度为 395m。

在富平地区，该组岩石为灰黑色薄层石灰岩、泥灰岩夹角砾状石灰岩和凝灰岩，厚 312m。

由此可见平凉组上部的岩石变化规律与平凉组下部基本相同，所不同的是上部的重力流成因的石灰岩角砾岩和凝灰岩大大减少了。

6. 上奥陶统背锅山组

背锅山组仅分布在南缘的陇县、岐山、泾阳、耀县，西缘的固原，北缘的乌拉特前旗大余太一带。在南缘，该组岩性为浅灰色、灰白色块状泥—粉晶石灰岩、藻石灰岩、砾屑石灰岩、生物石灰岩，夹页岩和重力流成因的石灰岩角砾岩、含灰岩角砾泥岩。南部较厚，一般为 300—450m，泾阳最厚达 1324m，固原较薄为 129.5m，北部大余太最薄为 29m。本区背锅山组岩性无太大变化，都含有丰富的珊瑚化石。与下伏的平凉组上部为假整合接触，与上覆的中石炭统为假整合接触。

三、存 在 问 题

关于奥陶系的划分和对比，各家尚不一致；加上本区西缘处于槽台过渡区，生物和岩性

变化很大，故作全区的划分对比困难较大。兹将一些有争议的问题简述如下。

1. 关于"马家沟群"的划分

"马家沟石灰岩"是由葛利普(1922)[27]和孙云铸(1923)[28]建立的，当时是指亮甲山石灰岩与石炭系之间的含珠角石的石灰岩层，有时也称"珠角石石灰岩"。由于这套石灰岩二分性明显，张文堂(1962)[29]把这套石灰岩又分为下马家沟组和上马家沟组。1975年在河北峰峰举行的华北奥陶系专题会议上，在原来的"马家沟石灰岩"(即下马家沟组和上马家沟组)之上和石炭系之下，新发现的一套碳酸盐岩地层，确定为峰峰组。这样，马家沟石灰岩就包含了三个组，即下马家沟组、上马家沟组和峰峰组。

其实，峰峰组的建立并没有使华北地台中奥陶统的划分问题得到合理的解决。

笔者在《华北地台早古生代岩相古地理》[23]中，曾把亮甲山组与石炭系之间即在两个不整合面之间的一套碳酸盐岩地层，称作"马家沟群"，并把它划归中奥陶统。在马家沟群中，自下而上，又分出六个组，即马家沟一组、马家沟二组、马家沟三组、马家沟四组、马家沟五组及马家沟六组，可简称马一组、马二组、马三组、马四组、马五组及马六组；马一组及马二组可称作下马家沟群，马三组及马四组可称作中马家沟群，马五组及马六组可称作上马家沟群。

这套划分方案在本区中东部基本适用，在南部也勉强可用。长庆油田已为此做了大量的工作，采集了大量牙形刺化石，与东部利用牙形刺组合进行划分对比。

问题在于西缘。西缘这套地层，在古生物组合及岩性方面，都与东部存在很大差异。在西缘，已有一套独立的地层系统，由下往上分别称为三道坎组、桌子山组和克里摩里组，在陇县又分别称为麻川组、水泉岭组和三道沟组。大量的古生物资料表明，东部的马一组相当于西部的三道坎，东部的马二组至马五组相当于西部的桌子山组或水泉岭组，东部的马六组相当于西部的克里摩里组或三道沟组。马一组或麻川组底界有一不整合面，马六组或克里摩里组顶界也有一不整合面。因此，这套地层的顶底界线在全区还是一致的和可靠的。因此，马家沟群这一地层单位在整个华北地台都是可以对比的。问题在于马二组至马五组，在华北地台西缘，即在鄂尔多斯西部，难以划分和对比。如前所述，在本地区西部和南部，把相当于马二组至马五组的桌子山组，大体按其厚度武断地进行四分，以便在全地区范围内与马二组、马三组、马四组和马五组进行对比和作图。这是不得已而为之。待以后的工作补正。

2. 关于奥陶系中、下统的划分

奥陶系中、下统的划分存在着很大的分歧。有的把界线放在马家沟群与亮甲山组之间，其间存在一不整合面，象华北油田、大港油田、胜利油田及华北石油地质局就是这样划分的，我们在《华北地台早古生代岩相古地理》[23]一书中也采用这一划分方案。有的把界线放在克里摩里组与平凉组之间，其间也存在一不整合面，象长庆油田就是这样划分的。本文仍把中、下统界线放在亮甲山组与马一组之间。

我们所划出的克里摩里组是一套石灰岩、泥灰岩夹泥页岩，局部夹角砾石灰岩，富含生物化石，井下也采获了大量牙形刺化石。关于这套地层的归属问题，存在着不同意见。我们从岩性、电性等方面看，这套地层可与桌子山剖面的克里摩里组对比，这样对比与古生物资料并不矛盾，因为牙形刺组合可划在克里摩里组顶或乌拉力克组底。虽然有些牙形刺组合在井下大都出现在乌拉力克组底部，但地面工作做得不够详细，可能在克里摩里组顶部也会出现这些牙形刺组合。因此，我们暂把这套地层放在克里摩里组。

3. 关于平凉组上、下部的划分

本区的平凉组(广义的),在桌子山剖面包括了乌拉力克组、拉什仲组、公乌素组和蛇山组,因此,平凉组实际上是"平凉群"。以此作为一个作图单位显然太大了。本文暂且把平凉组划分为上下两个部分。平凉组下部相当于桌子山的乌拉力克组和拉什仲组、陇县的平凉组、泾阳的西酸沟组;平凉组上部相当于桌子山的公乌素组和蛇山组、环县的车道组、陇县的龙门洞组、泾阳的白王组。平凉组上、下两部可在全区对比。重力流基本上分布在下部,上部很少有重力流沉积。

第三章　岩　　石

鄂尔多斯地区下古生界岩石类型甚多，有碳酸盐岩、蒸发岩、硅岩、碎屑岩、磷酸盐岩和凝灰岩等，以碳酸盐岩为主。碳酸盐岩又可进一步分为石灰岩和白云岩。

第一节　石　灰　岩

石灰岩是本区下古生界分布最广的岩石类型之一，几乎每个组段都有分布。

石灰岩可进一步分为颗粒－灰泥石灰岩类、晶粒石灰岩类及其它特征的石灰岩类等[35]。在颗粒－灰泥石灰岩类中，可根据颗粒与灰泥相对含量，又进一步地分为颗粒石灰岩、颗粒质石灰岩、含颗粒石灰岩及无颗粒石灰岩四大类，前三者可统称为有颗粒石灰岩。有颗粒石灰岩还可根据颗粒的类型再进一步地划分。参见表 3－1。

表 3－1　鄂尔多斯地区下古生界石灰岩岩石类型

岩石特征 / 岩石类型				灰泥含量(%)	颗粒含量(%)	颗粒类型				晶粒	其他特征
						内碎屑	鲕粒	藻灰结核	生屑		
颗粒—灰泥石灰岩	颗粒石灰岩	亮晶颗粒石灰岩	亮晶＞灰泥	25	75	亮晶内碎屑石灰岩	亮晶鲕粒石灰岩	亮晶藻灰结核石灰岩	亮晶生屑石灰岩	晶粒石灰岩	其他特征的石灰岩
		灰泥颗粒石灰岩	灰泥＞亮晶	50	50	灰泥内碎屑石灰岩	灰泥鲕粒石灰岩	灰泥藻灰结核石灰岩	灰泥生屑石灰岩		
	颗粒质石灰岩	颗粒质灰泥石灰岩		75	25	内碎屑质灰泥石灰岩	鲕粒质灰泥石灰岩	藻灰结核质灰泥石灰岩	生屑质灰泥石灰岩		
	含颗粒石灰岩	含颗粒灰泥石灰岩		90	10	含内碎屑灰泥石灰岩	含鲕粒灰泥石灰岩	含藻灰结核灰泥石灰岩	含生屑灰泥石灰岩		
	无颗粒石灰岩	灰泥石灰岩				灰泥(泥晶)石灰岩					

本区石灰岩含各种各样的颗粒，有砾屑(或竹叶状砾屑)、砂屑、藻屑、鲕粒、藻灰结核、生

物碎屑和粪球粒等，生物碎屑和藻屑在本区特别发育。

在晶粒石灰岩中，可根据晶粒大小，再细分为泥晶石灰岩、粉晶石灰岩、细晶石灰岩和中晶石灰岩等。

其它特征的石灰岩是指具有其它岩性或构造特征的石灰岩，如各种叠层石石灰岩、藻粘结石灰岩、泥质条带石灰岩、石膏假晶石灰岩、鸟眼石灰岩和云斑石灰岩等。

兹对本区下古生界石灰岩的岩性特征、成岩作用及成因简要叙述如下。

一、颗 粒 石 灰 岩

1. 砾屑石灰岩

砾屑石灰岩在上寒武统及下奥陶统分布甚广，在中、下寒武统也有出现。

砾屑一般在平面上呈圆饼状，在纵向上呈竹叶状，因此又称竹叶状砾屑，简称竹叶。竹叶的成分有泥晶石灰岩、粉晶石灰岩、砂屑石灰岩、鲕粒石灰岩、生物碎屑石灰岩和泥质石灰岩等。既有单成分的竹叶石灰岩，也有复成分的竹叶石灰岩。竹叶磨圆较好，分选好到中等，常伴有砂屑、生屑和鲕粒等，参见图版 I—1，2，3。有的竹叶具有红色氧化圈。竹叶多平行层面排列，有的呈不同角度与层面斜交，甚至呈旋涡状和菊花状排列。充填物常为灰泥，有的为灰泥—亮晶或亮晶。

竹叶是先成岩石或沉积物被水流、波浪甚至风暴打碎、搬运、磨蚀，然后再沉积下来的产物。因此，竹叶石灰岩一般形成于波浪作用强烈的潮下环境。有的竹叶具有褐红色氧化圈，说明水浅，曾出露于大气，形成于潮坪浅水环境。有的竹叶呈旋涡状、放射状、菊花状和人字形等排列，岩层底面凹凸不平，竹叶具有正粒序；这些是风暴成因的特征。

有的竹叶在纵向上的排列方式呈有规律的变化，由下往上依次呈叠瓦状、杂乱状、叠瓦状、水平状、叠瓦状排列；这种纵向上的排列变化反映了其沉积环境水流方向的多变性。

在本区还可见到一些水平排列、若断若续、远看似条带、近看呈长条状的砾屑，可称之为准竹叶[36]。它应是薄层石灰岩或条带石灰岩被海浪打碎或部分打碎就地堆积下来的产物，也可能与成岩压实作用有密切的关系。

竹叶石灰岩埋藏后会发生程度不同的成岩变化。在准同生期，在竹叶还没完全固结时，在压实作用下，竹叶发生塑性变形和嵌入现象。在压溶作用下，竹叶间可呈缝合线接触，并在颗粒下方沉淀出亮晶，即产生出压力影。竹叶石灰岩也会发生白云化作用，一般是竹叶内部先白云化，基质后白云化。

2. 砂屑石灰岩

砂屑石灰岩在本区很常见，尤其是在中、下寒武统和中奥陶统马家沟群。

砂屑成分主要为灰泥，有的由粉晶方解石组成，形状多呈球形，分选和磨圆较好。常伴有砾屑、粉屑、鲕粒、生屑、石英粉砂和海绿石等。砂屑间常为亮晶胶结，有时为灰泥—亮晶充填。参见图版 I—4，5，6，7，8 及图版 II。

亮晶砂屑石灰岩一般形成于高能环境，如潮间间歇高能或潮下高能环境。灰泥砂屑石灰岩则多形成于低能环境。

砂屑石灰岩在压实作用下，砂屑可发生变形，呈椭球形，并定向排列；若压实作用进一步加强，砂屑可呈长条状、弯曲状和蝌蚪状，甚至难以辨认（图版 II—1，2，3）。在重结晶作用下，砂屑变成多晶粒、单晶粒或连生晶粒，有时难以与基质区分。在白云化作用下，常是砂屑内部

先白云化，胶结物后白云化；当白云化较强时，白云化越出砂屑边界，使之呈锯齿状；当白云化更强时，砂屑和胶结物全部白云化，此时砂屑形状难以辨认。

3. 藻屑石灰岩

藻屑系指含藻石灰岩经过破碎和磨蚀而成的碎屑。

藻屑粒径一般较大，可达粗砂级；形状不甚规则，磨圆差，常伴有鲕粒、砂屑和生屑等，亮晶胶结为主(图版 II－4,5,6)。它应形成于开阔潮下环境。

藻屑具有可塑性，在压实作用下发生变形。由于它富含有机质，其内部易发生白云化，从而形成晶粒较粗的白云石，有的为铁白云石。

4. 粉屑石灰岩

粉屑石灰岩的特征与砂屑石灰岩基本相似，只是粒径较小而已。其沉积环境的水动力弱于砂屑石灰岩。

5. 鲕粒石灰岩

鲕粒石灰岩是本区寒武系中常见的岩石类型，它主要出现在张夏组、徐庄组和毛庄组。

鲕粒类型很多，根据鲕粒核心和同心层的相对大小可分为正常鲕和表皮鲕；根据鲕粒形状可分为球形鲕、椭球形鲕、棒形鲕、冬瓜形鲕、花瓣形鲕、齿形鲕等；根据鲕粒内部结构可分为泥晶鲕、多晶鲕和单晶鲕等，参见图版 III 及图版 IV －1。

鲕粒核心有砂屑、生屑、石英碎屑等，大多数只有一个核心，也有两个或多个核心，甚至有一个大鲕粒包含两个或多个小鲕粒，即复鲕。大多数鲕粒核心在鲕粒中心，也有的不在鲕粒的中心，即偏心鲕。

正常鲕粒具同心层结构。有的鲕粒具放射状结构，即放射鲕，其放射状晶体有细针状和粗晶状，细针状放射鲕的成因可能与藻有关，粗晶状放射鲕可能是重结晶作用形成的。

鲕粒之间的充填物有的为亮晶，有的为灰泥，有的为灰泥和亮晶兼有。胶结方式多样，一种是方解石呈马牙状或短柱状胶结，可呈现两个世代；第二种是方解石呈针状或纤维状等厚环边胶结，可呈现两个世代；第三种是方解石呈次生加大胶结或共轴增生胶结；第四种是方解石呈等轴粒状胶结。

但不同环境形成的鲕粒石灰岩的特征不尽相同。在潮下高能滩形成的鲕粒石灰岩多为厚层或块状，常见交错层理、斜层理和平行层理，以正常鲕为主，含量高，亮晶胶结。滩前和滩后形成的鲕粒石灰岩多为中层或中厚层，以正常鲕为主，常伴有藻灰结核、藻鲕和藻团块，灰泥充填。近岸浅滩形成的鲕粒石灰岩多为中薄层，以藻鲕、放射鲕和表皮鲕为主，粒径较小，含石英粉砂，灰泥或灰泥－亮晶充填。局限海和潮坪形成的鲕粒石灰岩多为中薄层，鲕粒类型复杂，并有异地搬运来的破碎鲕，灰泥充填。

鲕粒对成岩作用很敏感，鲕粒沉积后先发生胶结作用；在白云化作用下，鲕粒先白云化，基质后白云化，最后全部白云化；在压实作用下，可产生缝合线，有的鲕粒被缝合线切割，有的发生变形、剥离和破碎；在重结晶作用下，鲕粒形成单晶鲕和多晶鲕，甚至形成晶粒石灰岩；在淋滤作用下，鲕粒被溶蚀，经淡水沉淀充填，形成单晶鲕和多晶鲕。参见图版 IV－2,3,4,5,6,7。但这与重结晶作用形成的单晶鲕和多晶鲕不一样，溶蚀再充填鲕较干净明亮，氧碳稳定同位素值 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 偏低，而且鲕粒周围常析出铁质[37]，有的还保留部分溶孔。

6. 藻灰结核石灰岩

藻灰结核石灰岩主要分布在中、下寒武统。藻灰结核由核心和同心层组成，这与鲕粒相

似，但它的同心层和外形常不规则，个体也较大，有的大藻灰结核包含几个小藻灰结核。有时在藻灰结核内部可见到藻丝体。参见图版Ⅳ－8。

藻灰结核常与其它颗粒伴生，如鲕粒、生屑和砂屑等。藻灰结核之间多为灰泥充填。一般形成于潮间带下部间歇高能环境。

7. 生物碎屑石灰岩

生物碎屑（简称生屑）石灰岩在本区很发育，尤其是在中寒武统和中奥陶统中。

生物门类繁多，有三叶虫、介形虫、头足类、瓣鳃类、腹足类、腕足类、苔藓虫、珊瑚、海绵和海林檎等。参见图版Ⅴ、Ⅵ、Ⅷ。藻类在本区奥陶系也很发育，除由藻成因的生物构造和粘结的藻颗粒外，还有个体形态清晰的蓝藻、绿藻和褐藻等。参见图版Ⅷ，Ⅸ。

生物组合在不同时代有不同的方式。徐庄组的生物以三叶虫、腕足类和棘皮类为主，并伴有石英砂、海绿石等颗粒，灰泥充填，中层为主。张夏组的生物种类较多，以三叶虫、棘皮类、腕足类和介形虫为主，磨圆和分选较好，常与鲕粒和砂屑共生。马家沟群的生物组合较复杂，有三叶虫、腕足类、腹足类、头足类、海绵骨针和藻类等，生屑一般欠磨圆，分选也较差，常与砂屑共生。

生屑石灰岩可形成于不同的沉积环境，生屑磨圆和分选较好、含量较高、长轴定向排列、亮晶胶结的生屑石灰岩形成于动荡浅水环境；生屑磨圆分选较差、定向排列、生物种类多、灰泥充填的生屑石灰岩形成于静水低能环境。

生屑石灰岩也易发生成岩后生作用。在胶结作用下，在生屑周围常形成包壳状方解石；在白云化作用下，常是基质先白云化，然后生屑白云化，但不同生物门类白云化难易程度不同，一般是藻类、瓣鳃类、腕足类、三叶虫和介形虫等容易白云化，而棘皮类和海绵骨针等较难白云化；在淋滤作用下，生物可被溶解，形成体腔孔。

二、灰泥石灰岩

灰泥石灰岩是指颗粒含量小于10%、灰泥含量大于90%的石灰岩，也可称作泥晶石灰岩。灰泥石灰岩在本区非常发育，几乎每个组段都有。

除成分纯的泥晶石灰岩外，有的泥晶石灰岩还含少量泥和砂等，有的还含少量生屑。

泥晶石灰岩形成于各种不同的低能环境。潮坪环境形成的泥晶石灰岩多呈灰黄色或浅灰色，薄板状和条带状，泥质含量较高，有时含泥一粉晶白云石、石英粉砂等，层面上常有垂直虫孔、干裂等构造；这在中、下寒武统中较常见。局限海形成的泥晶石灰岩，颜色一般为灰色或浅灰色，藻类发育，生物门类较单一，垂直虫孔、水平虫孔发育，偶尔见到生物搅动构造。开阔海形成的泥晶石灰岩常为深灰色、灰黑色，厚层至块状，含丰富的正常海生物化石，水平虫孔发育，常见生物搅动构造；这在奥陶系中较常见。

泥晶石灰岩的成岩后生作用一般不易观察到，常见的有压溶作用产生的缝合线，重结晶作用形成的晶粒石灰岩，白云化作用形成的云斑石灰岩等。

三、其它特征的石灰岩

其它特征的石灰岩包括各种形态的叠层石石灰岩、生物粘结石灰岩、纹层石灰岩、泥质条带石灰岩、云斑石灰岩和含石膏假晶石灰岩等。

云斑石灰岩在本区马家沟二、四、六组非常发育，斑的形态各种各样，有花斑状、弯曲状、

树枝状、网状等，还有虫迹形状的。云斑大都由粉一细晶白云石组成，与周围灰泥的界线呈过渡关系，有的白云石沿裂缝或泥质条带分布，有的云斑内残留有生屑。云斑是次生的，即白云化形成的，不反映沉积环境，但虫迹形态的云斑则可以，如平行层面的虫迹云斑石灰岩形成于局限潮下或开阔海。

含石膏假晶石灰岩，假晶的形态有长方形、正方形、三角形、浑圆形、交叉形、细长条形或针形等。假晶成分为细粉晶一粗粉晶方解石，在边缘的晶粒较细，在中央的晶粒较粗。假晶边界平直，与围岩的界线清晰，经常见到假晶切割砂砾屑、纹理和缝合线。这表明石膏假晶是沉积后形成的。其形成机理可能是粒间盐水和后期渗入的盐水逐渐浓缩并沉淀出石膏，石膏又被方解石交代，从而形成假晶；因此假晶一般不反映沉积环境。但是，一些针形、定向排列、平行纹理、不切割原始结构构造的假晶，可能是在沉积期或准同生期先形成石膏，尔后被方解石交代而成的；这可反映蒸发的沉积环境。

四、晶粒石灰岩

晶粒石灰岩是指方解石晶体达粉晶级以上的石灰岩，如粉晶石灰岩、细晶石灰岩、中晶石灰岩和粗晶石灰岩等。

晶粒石灰岩一般由重结晶作用形成，常有残余结构，如残余砂屑、残余砾屑、残余生屑和残余灰泥斑块等。有的则由去白云化作用形成的，并与粉晶白云岩共生，有时可见方解石成分的白云石晶形。由于晶粒石灰岩是次生的，又经过后期的改造，且易被溶蚀，故其孔隙发育，常见的有铸模孔、溶孔、溶洞和晶间孔等，孔隙度最高可达 20%，故可作为良好的油气储集岩。

总之，本区石灰岩非常发育，几乎每个组段都有分布，但各时期的石灰岩的特征却有所不同。从苏峪口期至徐庄期，石灰岩颜色较浅，大都形成于氧化、水浅、盐度偏高的环境，其氧碳稳定同位素 Z 值偏高，到徐庄期达到最高值。从张夏期至亮甲山期，水体逐渐趋于还原、流畅、盐度正常，Z 值偏低。马一期为潮上蒸发环境，但其 Z 值偏低，这可能是由于潮坪易受淡水影响的缘故。从马二期到马五期，水体逐渐咸化，Z 值降低。

第二节　白　云　岩

本区下古生界白云岩非常发育，几乎每个组段都有分布，尤其是在上寒武统、冶里组、亮甲山组和马家沟群中，其含量约占全区岩石的一半。此外，白云岩是本区下古生界的重要油气储集岩。因此，深入地研究白云岩具有重要的理论及生产实际意义。

本区白云岩的结构类型繁多，凡是在石灰岩中出现的结构组分均可在白云岩中出现，因此，石灰岩的分类命名原则也同样适用于白云岩。此外，白云岩还可依据白云化程度的强弱、残余结构、残余构造、晶粒大小、所含生物和其成因等进行分类。参见表 3－2。为叙述方便，先按成因把白云岩分为准同生白云岩和准同生后白云岩两大类。

表 3—2 白云岩类型

分类依据	白云化强弱	残余结构	残余构造	晶粒大小	生物	成岩阶段	
类型	白云岩 含灰白云岩 灰质白云岩 云质石灰岩 含云石灰岩 石灰岩	砾屑白云岩 砂屑白云岩 粉屑白云岩 颗粒白云岩 藻灰结核白云岩 生屑白云岩	块状白云岩 厚层白云岩 中层白云岩 薄层白云岩 斑状白云岩 角砾白云岩 鸟眼白云岩 纹层白云岩	粗晶白云岩 中晶白云岩 细晶白云岩 粉晶白云岩 泥晶白云岩	叠层石白云岩 藻粘结白云岩	（同生白云岩） 准同生白云岩	
						准同生后白云岩	成岩白云岩
							后生白云岩

一、准同生白云岩

准同生白云岩是指碳酸钙沉积物刚沉积不久，尚未脱离沉积环境时，即在准同生期，被白云石交代所形成的白云岩。由于白云化较早，是在原来的沉积环境中进行的，因此，准同生白云岩能反映其沉积环境。准同生白云岩主要形成于白云化的潮坪环境，如萨巴哈环境；但不是所有的准同生白云岩都形成于潮坪环境，这要根据准同生白云岩的具体特征才能判断。本区的准同生白云岩有以下三种类型。

1. 潮坪泥—粉晶白云岩

这类泥—粉晶白云岩具有以下特征：颜色为灰黄色、灰白色或土黄色等，即以氧化色为主；岩层较薄，呈页状、薄层或中层；白云石为泥晶至粉晶；泥质含量较高，可达 10—30%，有时含有陆源石英粉砂；常含石膏、石盐晶体或石膏、石盐假晶（图版 X—1，2，3），有时含量较高，可称膏云岩；常见纹理、波痕、鸟眼、干裂、层状或波状叠层石等构造；在阴极发光下，白云石呈褐色或红色；其氧碳稳定同位素值偏高。从图 3—1 可看出：准同生白云岩的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 分布在偏高值区。生物化石较少，偶尔有薄壳三叶虫和介形虫。有时与膏盐岩互层。因此，它形成于潮上云坪环境，是经过蒸发泵白云化作用形成的，是典型的准同生白云岩[38]。它容易遭受淡水淋滤作用，溶蚀孔隙发育，是重要的油气储集岩。主要分布在下寒武统、上寒武统、下奥陶统和马家沟群中。

2. 泻湖泥—粉晶白云岩

这类泥粉晶白云岩具以下特征：颜色为灰白色、白色，即以中性色为主；白云石自形或半自形，一般较干净明亮，在阴极发光下，呈深红色、蓝色和褐色；岩层为中层至薄层；含少量泥质，泥质均匀地分布于白云石晶粒之间；常含有石膏、石盐晶体或假晶；有时见到藻类或薄壳介形虫、三叶虫；纹理、鸟眼和干裂等构造常见；氧碳稳定同位素 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 值偏高；它常与膏盐岩互层。参见图版 X—4，5，6。它应形成于泻湖环境，其白云化较早，可能是在同生期中或准同生期白云化作用形成的。主要分布在马家沟群。

在本区马一、马三、马五组，常见到角砾状白云岩，角砾大小不一，排列无序，成分为泥、粉晶白云石，呈棱角状、半棱角状或不规则状，常为泥晶白云石或泥质充填。该岩层产状不稳定，常发生弯曲和垮塌，参见图版 X—6；其上下岩层为膏岩和盐岩。显然，这种角砾状白云岩是膏盐溶解垮塌形成的，即原来为白云岩与膏盐岩互层，随着埋藏深度的增加，膏盐岩溶解，

于是上覆的白云岩发生垮塌断裂，从而形成这种大小混杂的角砾状白云岩。该角砾状白云岩的角砾间孔隙很发育，目前已有几口井的角砾状的白云岩产出天然气，因此它是重要的油气储集岩和产层。

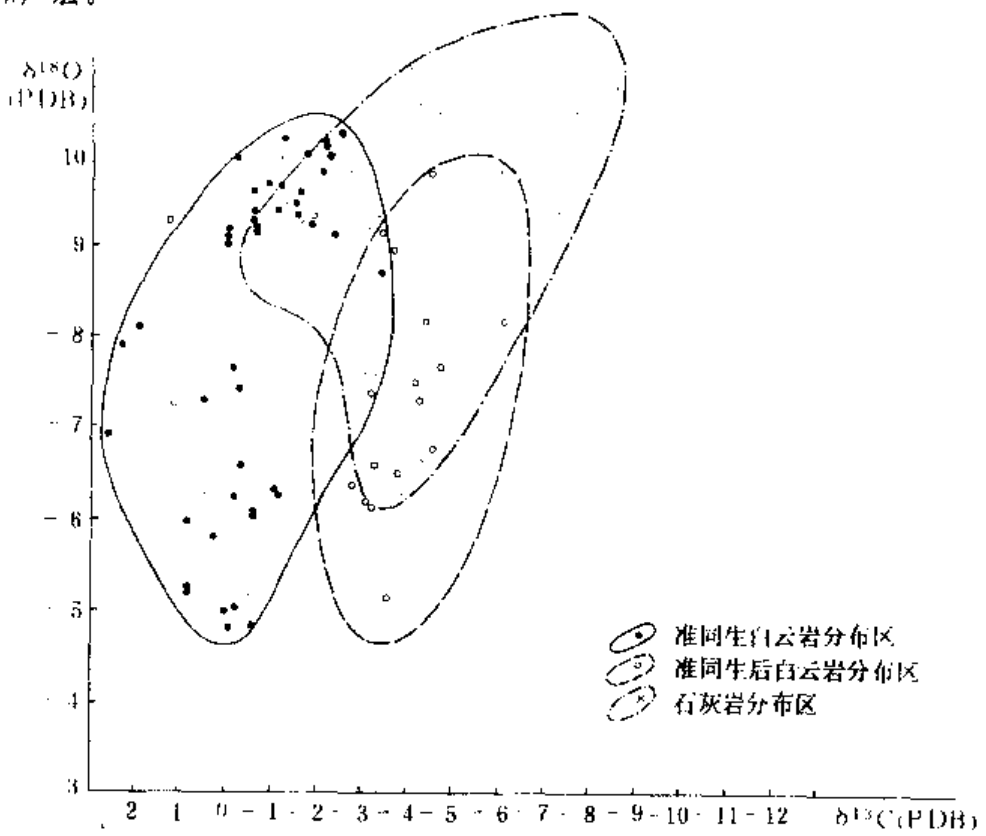


图 3—1　不同岩石类型的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 分布范围

3. 深水泥—粉晶白云岩

这类白云岩具以下特征：颜色为绿灰色、灰色和深灰色，即以还原色为主；岩层为中层至厚层；成分较复杂，有泥晶白云石、灰泥和粘土，且三者均匀搅混，有的呈瘤状分布；含化石较多，有三叶虫、介形虫、笔石和藻类等，其中三叶虫和介形虫呈破碎状，壳小，磨蚀严重，为异地搬运来的；主要出现在西缘中奥陶统平凉组底部，夹于重力流成因的角砾石灰岩之间。因此，它应形成于深水斜坡环境，其确切成因有待于今后研究。

本区各时代准同生白云岩的特征还不尽相同。第一，从早到晚，发育程度不同。从苏峪口期到馒头期，准同生白云岩发育；从毛庄期到张夏期，准同生白云岩逐渐减少；从晚寒武世到亮甲山期，准同生白云岩又逐渐增多；在马一、马三、马五期，准同生白云岩较多；在平凉早期，准同生白云岩亦较多；从平凉晚期到背锅山期，准同生白云岩很少。第二，各期准同生白云岩的岩性特征不一样。从苏峪口期到徐庄期，岩石颜色为黄色、淡红色、粉红色甚至紫色，含粘土和石英粉砂较多；从张夏期到亮甲山期，颜色为灰黄色、土黄色、黄灰色，含粘土和粉砂较少；在马家沟期，颜色为灰黄色、土黄色、灰白色、灰色、深灰色，含粘土、石膏和石盐；在平凉期，颜色为深灰色、灰黑色，含粘土和灰泥较多。第三，各期岩石的氧碳稳定同位素 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 值和 Z 值不一样，反映盐度不一样。从图 3—2 可看出：在苏峪口期和馒头期，Z 值逐渐减少；到晚寒武世，Z 值开始回升；从冶里期到亮甲山期，Z 值减少；从马一期到马五期，Z 值

逐渐升高；到马六期 Z 值又下降。这与颜色的变化基本一致，即氧化强烈的地方，Z 值较高。第四，其沉积环境呈有规律的变化。从苏峪口期到亮甲山期，它基本上为潮上云坪环境；在马家沟期，为潮上云坪和泻湖环境，在平凉期，为深水斜坡环境。第五，遭受成岩后生作用不一样。从苏峪口期到张夏期，它受成岩后生作用较弱；从晚寒武世至亮甲山期，它易受二次白云化作用，使晶粒增大；在马家沟期，它易受淡水淋滤作用，形成大量溶蚀孔隙，因此，它是很好的油气储集岩。

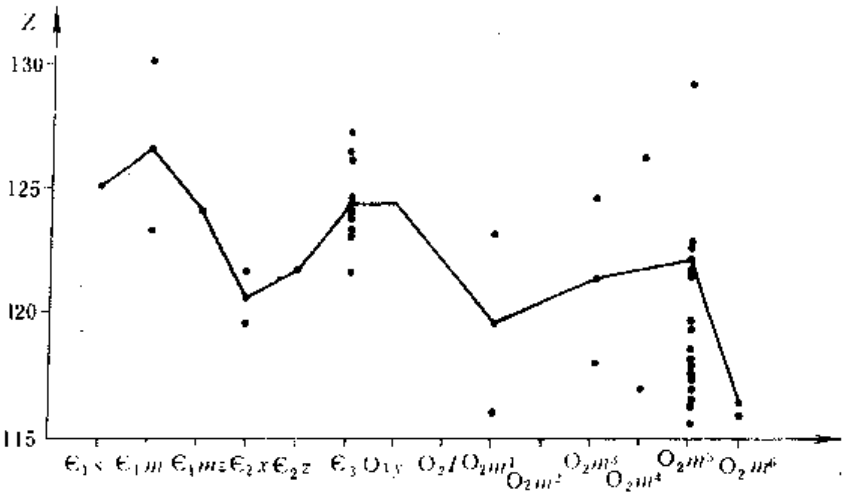


图 3－2 准同生白云岩 Z 值随地质时代变化

二、准同生后白云岩

准同生后白云岩是指在准同生期以后，主要是在成岩期和后生期所形成的白云岩。在本区常见的准同生后白云岩(石)有五种，即糖粒状白云岩(典型的准同生后白云岩)、受改造的准同生白云岩、埋藏白云石、淡水白云石和去膏化白云岩。

1. 糖粒状白云岩(典型的准同生后白云岩)

这类白云岩具以下特征：岩石颜色为灰色、褐灰色和深灰色；岩层中层至厚层，有时为块状；基本上由白云石组成，有时含方解石和燧石；白云石晶粒大小可从粉晶到中晶，有的有环带构造(图版 X－8)，有的为含铁白云石；在阴极发光下呈深红色，有的具有明亮的红、黄、褐等环带构造；电子探针分析表明，亮边贫 Mn，污心富 Fe^{2+}；氧碳稳定同位素 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 值偏低(参见图 3－1)；具有残余结构，如残余砂砾屑、鲕粒和生屑等，白云石侵蚀切割生屑的现象非常普遍。参见图版 XI－1，2，3，4。

本区的上寒武统至亮甲山组基本上由白云岩组成，厚一百多米，准同生白云岩与准同生后白云岩呈韵律出现。准同生白云岩是由毛细管浓缩白云化作用形成的，因此，准同生后白云岩很可能是上覆准同生白云岩中多余的高镁水向下回流渗透而引起的白云化作用形成的，其回流的高镁水除来自该组本身的准同生白云岩外，还可来自上覆马一组的准同生白云岩。此外，由于亮甲山组顶部存在一不整合面，在亮甲山组遭受风化剥蚀时，必然要受淡水的淋滤作用，这也会产生混合白云化作用。亮甲山组白云岩的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 值偏低，说明它受淡水的影响是比较强烈的，因此，这套白云岩是由不同形成机理和不同时期的白云化形成的[15－16]。

在本区的马二组及马四组中，常见到斑状白云岩和云斑石灰岩，并在剖面上呈有规律的变化，即由下往上，岩石为泥晶石灰岩、云斑石灰岩、灰质斑状白云岩、斑状白云岩，再往上为准同生白云岩。参见图版Ⅺ－5，6。关于这套云斑石灰岩的成因，早在60年代就有人提出了有见地的认识[39]，随着研究程度的深入，又有许多观点不断的提出[40－42]。上述的岩性变化序列表明白云化作用由下往上逐渐增强，上覆准同生白云岩中高镁水向下回流渗透，从而形成了上述的白云化序列。在斑状白云岩中，斑的白云石较粗，斑间的白云石较细，这表明有二次白云化，即第一次白云化作用形成云斑，第二次白云化使斑间的灰泥白云化，并使原来斑内的白云石增大，从而形成斑状白云岩。

2. 受改造的准同生白云岩

该类白云岩是指介于准同生白云岩和准同生后白云岩之间的一种过渡类型。它具有以下特征：为灰黄色、土黄色，中薄层，纹理、波痕及叠层石构造发育，含粘土和石英粉砂，$\delta^{18}O$和$\delta^{13}C$值较高；这些是准同生白云岩的特征。但其白云石晶粒较粗大，达细晶级，较污浊，自形程度较好，有的具有污心和环带，参见图版Ⅺ－7，8；这些是准同生后白云岩的特征。其上、下岩层为准同生后白云岩。因此，其成因原来可能是潮坪环境形成的准同生白云岩，后来由于上覆沉积物的多余高镁水的回流渗透或受到混合水的影响，再次白云化，使其晶粒加大，从而形成了这种过渡型的细晶白云岩。

3. 埋藏白云石

这类白云石主要分布在西部的三道坎组和桌子山组等层段的云斑石灰岩层中，常沿裂缝、缝合线分布，或者充填于溶洞中（图版Ⅻ－1至5）。白云石自形，干净明亮，粉晶至中晶。在阴极发光下发光明亮，说明含Mn多，这与深层粒间水有关。有的可见生长环带，发光较暗的为富Fe^{2+}，发光较亮的为贫Fe^{2+}，参见图版Ⅻ－6。有的可见白云石次生加大现象，白云石晶体发光红色－褐色，次生加大边为深红色或不发光。其形成机理很可能是：当岩石埋藏到较深部位时，由于粒间水的Mg/Ca比值较高，温度也较高，从而发生交代作用，形成埋藏白云石。由于孔洞、裂缝处粒间水活跃，所以容易形成埋藏白云石。

4. 淡水白云石

淡水白云石主要出现在马一、马三、马五组的准同生白云岩层中，沿孔洞分布，或呈条带分布。白云石自形较好，干净明亮，在阴极发光下较暗，或不发光，电子探针表明电含Fe^{2+}较多，说明它形成于氧化的环境。由于这类白云石出现于准同生白云岩的溶蚀孔洞中（图版Ⅻ－7），说明它埋藏较浅，易受淡水的影响，因此，在局部地区能形成淡水白云石。

5. 去膏化白云岩

在本区马家沟群，可见到一些白云岩的白云石具有石膏晶体的形态，即呈长条状、米粒状或纤维状，镶嵌接触（图版Ⅻ－8），成分很纯，有时含有石膏晶体。这是去膏化作用形成的白云岩。

本区的准同生后白云岩，尤其是马家沟群的准同生后白云岩，常发生去白云化作用。在镜下常见到呈白云石晶形的方解石，也可见到白云石晶体部分被方解石交代的现象，这在阴极发光下非常明显，等晶粒镶嵌状的方解石晶体在阴极发光下呈现出白云石菱面体晶形，方解石发光为橙红色，白云石发光昏暗。有时白云石菱面体占据几个方解石晶体；在胶结物中也可恢复出白云石晶体。去白云化作用一般伴随着溶解作用，由去白云化所产生的方解石容易被溶解，有时整个白云石去白云化后全部被溶蚀，其孔洞呈现白云石晶形。

氧碳稳定同位素分析表明：本区不同时期所形成的准同生后白云岩的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 值及 Z 值不一样。从苏峪口期至徐庄期，准同生后白云岩的 Z 值偏低；从张夏期至亮甲山期，其 Z 值偏高；而在晚寒武世，其 Z 值最高；在马家沟期，其 Z 值偏低。

总观上述各类白云岩的氧碳稳定同位素资料，知其 Z 值与沉积环境有密切的关系。从图3—3可看出：在潮上云坪、潮间带上部和局限潮下带三个环境，Z 值较高，说明水体盐度偏高；在潮间带下部、开阔潮下带和广海环境，Z 值偏低，说明水体盐度正常；在泻湖环境，其 Z 值偏高，但分析数据却不高，这可能是由于白云岩受到了淡水的影响，泻湖白云岩孔洞发育，证明是有淡水影响的。

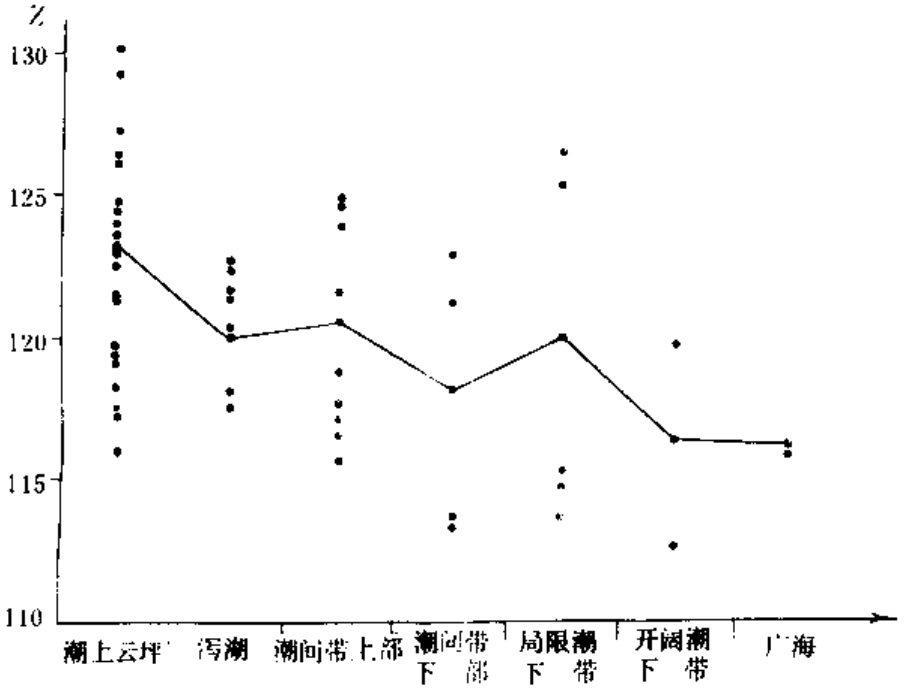


图 3—3　白云岩中 Z 值与沉积环境的关系

第三节　蒸　发　岩

本区下古生界蒸发岩相当发育，主要分布在中东部的马一、马三、马五组。在榆 9 井中，蒸发岩总厚度超过 350m。蒸发岩主要是膏岩和盐岩。兹分述如下。

一、膏　　岩

本区膏岩类型甚多，尤其是山西临汾的膏岩。按成因可把膏岩划分为原地沉淀型、异地沉积型、成岩交代型和脉状充填型四个类型。

1. 原地沉淀型膏岩

原地沉淀型膏岩主要是指硫酸钙直接从水体中沉淀出来而形成的。这类膏岩基本上没有经过水动力改造，其形成过程基本上是一种化学沉淀作用。这类膏岩包括纹层状膏岩、条带状膏岩和块状膏岩。它们主要发育于马五组。

纹层状膏岩的纹层是由颜色不同的石膏和准同生白云岩组成的。在露头上，这些纹层的颜色有黑色、黄色和白色等，厚度大多小于 0.1mm。黑色的纹层可能与潮上带藻席有关，但镜下未发现藻类，主要由白云石和石膏组成(图版 XIII—1)。黑色纹层的白云石较富集，其含量可达 90%左右。白色纹层主要为石膏，含量也在 90%以上。因此，白云石含量越高，其颜色越深；石膏的含量越高，其颜色越浅。由于石膏和白云石的沉淀是受水体盐度控制的，即盐度较高时以沉淀石膏为主、反之则以沉淀白云石为主，因此，纹层状膏岩实际上反映了沉积水体盐度频繁变化的过程。

条带状膏岩有三种不同的类型，一是由颜色不同的石膏呈条带状间互出现而成；二是由石膏和准同生白云岩呈条带状间互出现而成；三是由石膏、泥岩和准同生白云岩间互出现而成。其中以第一类型为最常见。条带状膏岩颜色不同也是其中所含白云石不同造成的，也反映沉积时水体盐度的变化。与纹层状膏岩不同的是，条带状膏岩沉积时，保持某种水体盐度的时间要长一些，所以石膏或白云岩的厚度也要大些。但条带的变化也同样反映了沉积时水体盐度的间歇性变化。

块状膏岩颜色和成分单一，既没有纹层，也没有条带，自下而上显示出非常均一的特点。块状膏岩呈黄色、褐黄色，厚度 1—3m，常夹在纹层状或条带状膏岩之间。块状膏岩的这些特征表明，其形成环境与条带状和纹层状膏岩的形成环境相似，不同的是在其形成过程中水体盐度基本保持不变。

纹层状膏岩、条带状膏岩和块状膏岩没有受水动力改造的痕迹，因此，这三种膏岩都是在基本上没有水动力参与的情况下直接从水溶液中沉淀出来的，都是原地沉淀的膏岩。

2. 异地沉积型膏岩

异地沉积型膏岩是指化学沉淀的石膏经过水动力搬运、改造后形成的膏岩。角砾状膏岩就是这种膏岩的典型代表(图版 XIII—5)。这类膏岩主要发育于马一、马三组。角砾成分有石膏、准同生白云岩和少量泥岩。白云岩角砾含 20%左右的粘土。膏岩角砾形状不规则，白云岩角砾有一定的分选和磨圆。填隙物为陆源泥，并有网状白色石膏充填。在剖面旋回中，这种角砾状膏岩常位于准同生白云岩之上，因此，这种角砾状膏岩是在浅水潮坪地区，半固结的石膏和准同生白云岩等在风暴或波浪作用下被打碎和搬运后再沉积而成的。有的还见到交错层理，说明该膏岩在形成过程中曾受到水动力的改造。

3. 成岩交代型膏岩

成岩交代型膏岩包括叠层石膏岩、鳞粒膏岩、瘤状膏岩和鸡笼铁丝状膏岩(图版 XIII—2,3,4,6)。

叠层石膏岩是石膏部分或全部交代叠层石白云岩的结果，而叠层石白云岩可能又是叠层石石灰岩白云化的产物。按叠层石的形态，可把叠层石膏岩分为柱状和波状两种，但实际上，柱状叠层石向上或向下均过渡为波状叠层石，均可见其由颜色深浅相间的纹层组成。颜色较深的纹层多为黑色、黄褐色，厚度小，多为 1—2mm，白云石含量低，石膏含量高；颜色较浅的纹层多为浅灰色、灰色，厚度较大，一般 3—4mm，最大可达 2cm，主要成分为白云石。波状叠层石的波纹层起伏不大，最大波高与波长比为 1∶2.5。综上所述，叠层石膏岩是由富石膏纹层和富白云石纹层组成的。这种特征表明，石膏是交代白云岩的结果。因此，叠层石膏岩的形成实际上经历了叠层石石灰岩的白云化和叠层石白云岩的膏化两个过程。

瘤状膏岩是石膏呈瘤状富集即呈瘤体，而白云岩或另一种颜色的石膏作为基质充填于

瘤体之间。如果瘤体很大以致其间的白云岩呈很窄的条带状或丝状，则瘤状膏岩就过渡为“鸡笼铁丝状膏岩”。这是萨巴哈膏岩的典型标志。尽管其成因尚未完全清楚，但其中残留的白云岩条带或斑块说明这类膏岩是石膏交代白云岩的产物。

鲕粒膏岩中的鲕粒由泥粉晶白云石组成，其中的部分白云石已被石膏交代(图版 XIII－6)，胶结物为石膏。很明显，这种鲕粒膏岩是鲕粒被搬运到成膏环境中被石膏胶结和交代的结果。

4. 脉状充填型膏岩

脉状充填型膏岩是指白色石膏呈脉状切穿白云岩或其它类型的膏岩(如角砾状膏岩)。石膏脉大都垂直层面或与层面呈高角度斜交。在白云岩与膏岩直接接触的部位常见石膏脉密集地刺穿白云岩。石膏脉由白色纤维石膏组成，脉宽 1－3cm，常向一个方向尖灭。这种石膏脉的成因与成岩期石膏向硬石膏转化时排水所产生的异常高压有关。

5. 膏岩的沉积后作用

膏岩埋藏后，最显著也是最重要的变化就是要转变成硬石膏。石膏转变成硬石膏后，固体矿物的体积要缩小 38%[43]，与此同时，将排出 48%的水。因此，石膏排水后虽然固体矿物的体积缩小了，但水的体积和硬石膏的体积之和却超过了原来石膏体积的 10%。如果石膏有一定的厚度，多余的水将在地层中产生强大的压力，从而形成盐丘、底辟和逆断层等构造。如果这些构造形成于油气二次运移之后，石膏不仅不能作为盖层，还能破坏原来的油气聚集。如果这种构造形成于油气二次运移之前，石膏不仅可以作为盖层，而且盐丘、底辟等构造本身就能形成圈闭，因此，弄清油气大规模运移和石膏向硬石膏转化的相对早晚是极为重要的。

二、盐　　岩

盐岩主要出现在中东部地区马一组、马三组及马五组。盐岩较纯时颜色为无色透明，常为白色或灰白色；若含有其它杂质则呈烟灰色、棕色、肉红色、灰黑色和杂色等。晶粒结构，有的晶体自形程度高，呈立方体，不少盐岩为溶解后的再结晶结构，大小一般为 5×10mm，大者可达 1.2×6cm。伴生的矿物有硬石膏、白云石、菱镁矿、黄铁矿及粘土。盐岩有的呈斑状、瘤状、角砾状结构，有的内部夹石膏或硬石膏条带；有的盐岩成层分布，有的充填于下伏白云岩孔洞或裂缝中；有的呈块状或透镜状，孤零地分布于膏岩中。在结构上，盐岩层之下的岩层一般为石膏岩，二者界线明显。盐岩一般形成于泻湖环境。盐岩与膏岩和准同生白云岩共生，但尚未见钾岩，只是有的盐岩中含有少量的钾。有的盐岩还可能形成于潮坪环境。

在纵向上，常出现沉积旋回，由下往上依次为准同生白云岩、膏岩、盐岩、准同生白云岩和泥晶石灰岩(图版 XIII－7，8)，这是一个逐渐咸化和淡化的过程。本区东部马一、马三、马五组的蒸发岩就是经过这样咸化和淡化的反复过程形成的。

本区马一、马三、马五组蒸发岩厚度较大，单层也较厚，主要分布在本区中东部的凹陷带内，因此，它不太可能全是在萨巴哈环境中形成的，但是，本区在早古生代一直是浅水碳酸盐台地环境，潮坪环境发育，在本区也见到许多浅水标志，如干裂、纹理、鸟眼、叠层石等，水体不会太深，因此，本区马一、马三、马五组的盐岩应是在广大陆表海中，在局部隆起和局部凹陷造成的浅水盐湖中形成的。这一“低隆低凹”的成盐环境模式是很独特的。

第四节　硅　　岩

硅岩主要分布在下奥陶统亮甲山组中，其含量虽少，但成因却比较复杂。

硅岩产状不稳定，多为透镜状、团块状和条带状；硅岩大都分布在准同生后白云岩中，很少成层出现，在准同生白云岩中较少出现。硅岩的成分主要为燧石，有时含白云石和方解石。燧石与围岩白云岩的关系是比较复杂的，可见白云岩侵蚀交代燧石的现象，也可见燧石侵蚀交代白云岩的现象。有的硅岩有各种结构，如晶粒结构、砂砾屑结构和鲕粒结构等（图版ⅩⅣ－1，2，3）；也可见到各种构造，如叠层石构造等。但没有发现深水沉积特征，如放射虫等。依据上述特征，可认为本区的硅岩是次生交代成因的，即硅化作用形成的。

硅化作用与围岩白云化作用是有密切关系的。硅岩大多分布在准同生后白云岩中，少部分分布在准同生白云岩中。这说明在准同生期也可发生硅化作用，这可称为第一次硅化作用。在山西柳林，亮甲山组有两层鲕粒硅岩和砂砾屑硅岩，硅岩成分很纯，全由燧石组成；硅岩呈透镜状或块状，在横向上逐渐过渡为准同生后细晶白云岩；在硅岩中有鲕粒和砂砾屑结构，而横向上同一层位的白云岩则没有这种结构；这说明该硅岩的硅化作用较早，是在准同生后白云化作用之前硅化的，从而使原岩的鲕粒和砂砾屑结构能保存下来，而白云化作用容易破坏原始结构。这是第二次硅化作用。在有的硅岩中，准同生白云石晶粒又被燧石侵蚀交代（图版ⅩⅣ－4），这说明在准同生后白云化之后又发生过一次硅化作用，即第三次硅化作用。有的燧石充填孔洞，形成燧石结核或团块，这是第四次硅化作用。因此，硅化与白云化一样，也是长期的和多次的（参见图 3—4）。

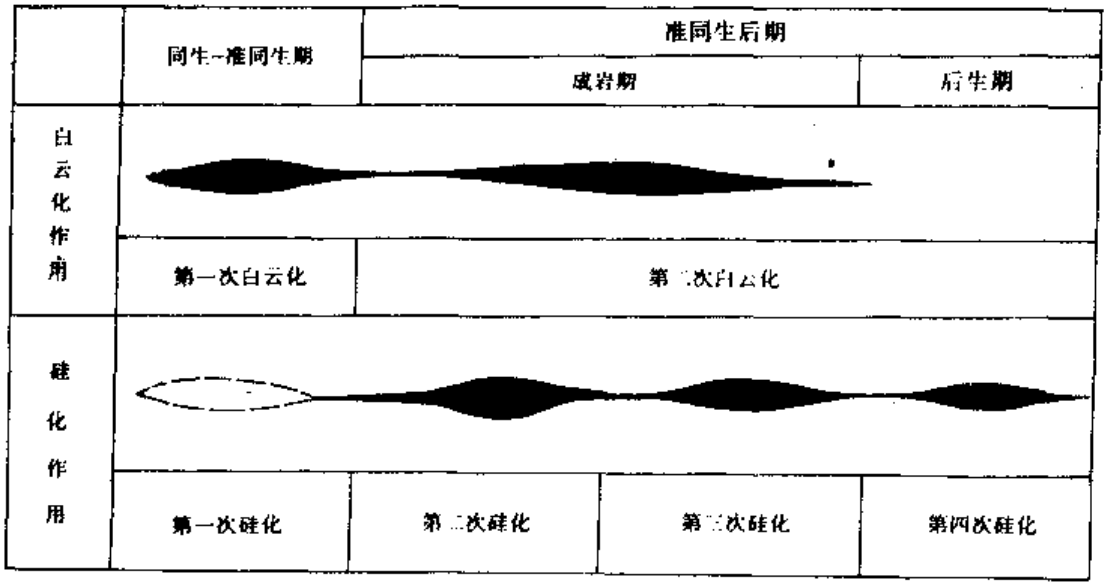


图 3—4　白云化作用与硅化作用系列图示

硅化由早到晚，由强到弱；早期硅化可形成很纯的硅岩，而晚期硅化只能形成硅质白云岩，再晚期则只能形成燧石结核或团块。

本区硅岩大都分布在亮甲山组顶部不整合面之下的白云岩中，这说明硅化与构造运动有关系，硅化很可能是由淡水与海水的混合作用引起的，即混合硅化作用引起的[44]。

第五节　碎　屑　岩

本区的碎屑岩远没有碳酸盐岩那样发育。它主要出现在中寒武统、下寒武统和中奥陶统平凉组中。常见的有泥(页)岩、粉砂岩、砂岩和砾岩。

1. 泥(页)岩

不同层位的泥(页)岩特征和成因有所不同。

下寒武统和中寒武统徐庄组的泥(页)岩，多为紫红色或褐色，含石英粉砂和白云母片，有的含白云石，常见石盐假晶、干裂和波痕等构造，常与准同生白云岩互层，为潮坪产物。

张夏组和上寒武统的泥(页)岩，颜色多为灰绿色、浅灰色，含灰泥即钙质，但石英粉砂较少，石盐假晶、干裂和波痕等潮上标志少见，常夹于颗粒石灰岩与白云岩之间，为局限海或滩间海的产物。

克里摩里组和平凉组的泥岩，多为灰黑色、黑色和绿色，富含钙球、放射虫、骨针、笔石等，黄铁矿和有机质也较多，为深水环境的产物。

2. 粉砂岩

粉砂岩的分布和发育特征与泥(页)岩基本相似。下寒武统和徐庄组的粉砂岩多为紫红色，为潮坪的产物。克里摩里组和平凉组的粉砂岩多为灰黑色、黑色，为深水环境的产物。

3. 砂岩

不同层位的砂岩，其特征和成因亦不相同。

苏峪口组底部的砂岩，砂的成分主要为石英，还有石英岩屑和长石等，分选和磨圆中等到较差，常为磷质钙质胶结，为海侵初期的近岸滨海沉积。

徐庄组的砂岩，砂的成分主要为石英，还有少量长石、岩屑、海绿石、白云母、方解石和粘土，有的含粉屑和砂屑，分选和磨圆较好，钙质胶结(图版 X Ⅳ－6,7)，为滨海砂坝沉积。

平凉组的砂岩，砂的成分主要为石英，还有长石、岩屑等，分选及磨圆中等，常与泥岩、粉砂岩及角砾岩呈韵律，为浊流沉积。

4. 砾岩

苏峪口组底部的砾岩，砾石成分以石英为主，还有片麻岩、石英岩、石英砂岩等，分选和磨圆较差，泥质胶结，有时为磷质胶结，横向上常不稳定，为滨海沉积。

平凉组的砾岩主要有两种，一种是石英砾岩，另一种是石灰岩砾岩。石灰岩砾岩的砾石成分复杂，有各种成因的石灰岩和白云岩，大小混杂，呈棱角状，故又称石灰岩角砾岩，夹于泥岩、粉砂岩之间，亦为重力流沉积。石英砾岩的成分以石英为主，分选和磨圆中等，与泥岩和粉砂岩互层，为重力流沉积。

第六节　其它岩石类型

此外，还有磷酸盐岩和凝灰岩等，仅在少数地区和少数层位中出现。

磷酸盐岩主要分布在本区西缘和南缘的苏峪口组的底部。磷酸盐多呈砂砾岩的胶结物，有的呈层状或块体出现，其成因一般是在古陆遭受长期风化剥蚀后，在海侵初期形成的。

凝灰岩主要出现在本区西缘的平凉组中，夹于重力流成因的石灰岩角砾岩或深水成因的泥岩之间，常具有玻纤结构和粒状结构，也可见到气孔构造，常含石英砂(图版 X Ⅳ－8)。

第四章　岩相古地理研究方法

岩相古地理的研究方法很多，本书主要采用单因素分析综合作图法[14-23]。

在沉积相的研究上，还采用沉积相分析、测井相分析及地震相分析等方法。这些都是单因素分析综合作图法的基础、扩展和补充。

第一节　沉积相分析

在各单剖面（尤其是基干剖面）的岩石学及岩相学研究的基础上，先收集各种沉积相标志，如岩性标志、古生物标志和地球化学标志，并根据这些标志对本区的西部、南部和东部的各剖面的各组段进行沉积相分析和对比，从而在纵向上和横向上了解各组段沉积相的特征及变化规律。这是岩相古地理研究的基础，也是单因素分析综合作图法的基础。

一、岩相标志

1. 颜色

颜色对水体的物理化学条件有良好的反映。在水体较浅和氧化的环境，如砂泥坪、云坪和浅水泻湖等，岩石颜色多为灰黄色、黄色、棕色、红色或紫红色等。在水体较深和还原的环境，如斜坡、开阔海和深水斜坡等，岩石颜色多为浅灰色、灰色、深灰色、灰黑色或黑色等，但在用颜色标志分析沉积环境时，必须注意区分自生色和次生色，次生色是由成岩后生作用或风化作用造成的，不反映当时沉积环境的水介质条件，只有自生色才能反映沉积环境的水介质条件。

2. 岩石类型

岩石类型虽然不是鉴别沉积相的良好标志，但一些岩石的发育和分布是有一定局限性的，是能反映某些沉积环境的。在本区，石英砂岩和砾岩出现于砂泥坪环境或岸边环境。准同生白云岩一般出现于潮坪环境，也可出现于泻湖和斜坡环境。颗粒石灰岩一般出现于浅水高能环境，但泥晶颗粒石灰岩出现于低能环境。膏岩和盐岩出现于泻湖环境。碳酸盐重力流沉积和碎屑浊流沉积出现于深水斜坡环境。

3. 自生矿物

自生矿物包括沉积矿物、同生矿物和成岩矿物，这些矿物在碳酸盐岩中常见到。海绿石分布很广，主要出现于较浅水的还原-弱氧化环境，如滩、潮坪和泻湖等，在颗粒石灰岩和石英砂岩中也常见到。鲕绿泥石主要出现于浅海环境。磷灰石主要出现于较深水环境。黄铁矿出现于较深水的还原环境，如深水斜坡、开阔海和泻湖等。萤石、天青石和重晶石出现于咸化泻湖环境。此外，其它一些自生矿物也可反映沉积环境。

4. 颗粒特征

碳酸盐岩的颗粒特征是反映沉积环境的一个良好标志，不同的环境形成不同的颗粒组合，同类颗粒在不同环境下形成的特征也不一样。内碎屑，尤其是竹叶状砾屑，形成于波浪作

用强烈的环境，如滩、潮汐水道等；若是风暴成因的，则在浅海或斜坡环境也可形成，但各环境形成的竹叶形状、排列组合和粒序等特征不一样。鲕粒形成于水体清洁的、动荡的环境，一般是浅滩环境，但有些鲕粒如放射鲕、藻鲕等则形成于低能环境。藻灰结核主要形成于潮间间歇高能环境。生物碎屑可形成于广大海域，但变盐度环境的生物会发生变态，数量也少，高能环境的生屑破碎磨蚀严重，深水或局限海的生屑保存较完整；此外，不同环境的生物组合也不一样，但应区分原地生物和异地生物。藻类分布较广，一般在盐度正常、氧气充足的环境藻类多。

5. 沉积构造

沉积构造是沉积水动力条件的直接反映，是很好的相标志。沉积构造有层理构造、层面构造、成岩构造、化学成因构造和生物成因构造等。水平层理、波状层理和交错层理分别形成于水体能量逐渐增强的环境，递变层理主要出现于重力流发育的斜坡环境。波痕和冲刷痕形成于水流较强的浅水环境，泥裂和雨痕形成于潮上干燥环境。槽模、揉皱、滑塌角砾和重荷模等出现于深水斜坡环境。石膏和石盐假晶出现于潮坪和泻湖环境。痕迹化石和生物搅动构造形成于静水环境。层状叠层石和波状叠层石出现于潮坪环境，锥状、柱状和球状叠层石出现于潮间和潮下高能环境。

二、古生物标志

对于海相碳酸盐岩，应用古生物组合可区分出一些大的沉积环境。

本区下古生界碳酸盐岩含有丰富的生物，包括大古生物、微古生物和藻类。

在大古生物中，笔石、珊瑚、腕足类、三叶虫、头足类和腹足类等有一定的指相性。笔石一般只出现于深水环境，如斜坡和盆地，在开阔海也可出现。珊瑚一般出现于正常浅海环境，如开阔海、浅滩和滩前斜坡等。腕足类、三叶虫、头足类和腹足类生活较广些，在深水和浅水环境均可出现，但主要出现在斜坡、开阔海和滩等环境。其它一些环境含生物较少，如云坪环境含生物少，泻湖和砂泥坪环境含生物更少。参见图 4－1。

在微古生物中，放射虫具有很好的指相性，一般出现于深水环境，如盆地和斜坡。其它的微古生物如疑源类、几丁虫、牙形刺和介形虫等分布较广些，在浅水和深水中均可出现，甚至在潮坪和泻湖环境也可出现，但介形虫在深水环境较少出现。

本区藻类很发育，如红藻、绿藻和孔层藻大量地出现于开阔海和浅滩等环境，隐藻类在浅滩、潮坪和泻湖等环境较发育，钙球一般出现于深水环境，叠层石一般出现于浅水环境如浅滩、潮坪和泻湖等。

此外，在本区下古生界岩石中，遗迹化石很丰富，在开阔海的泥晶石灰岩以及深水斜坡和深水盆地的泥页岩中，常见到各种形态的虫孔、爬行迹及生物搅动等生物遗迹化石。在较浅水的环境，钻孔（垂直层面的和斜交层面的）生物化石较发育。在较深水环境，爬行（平行层面的和在层面上的）生物遗迹化石较发育。

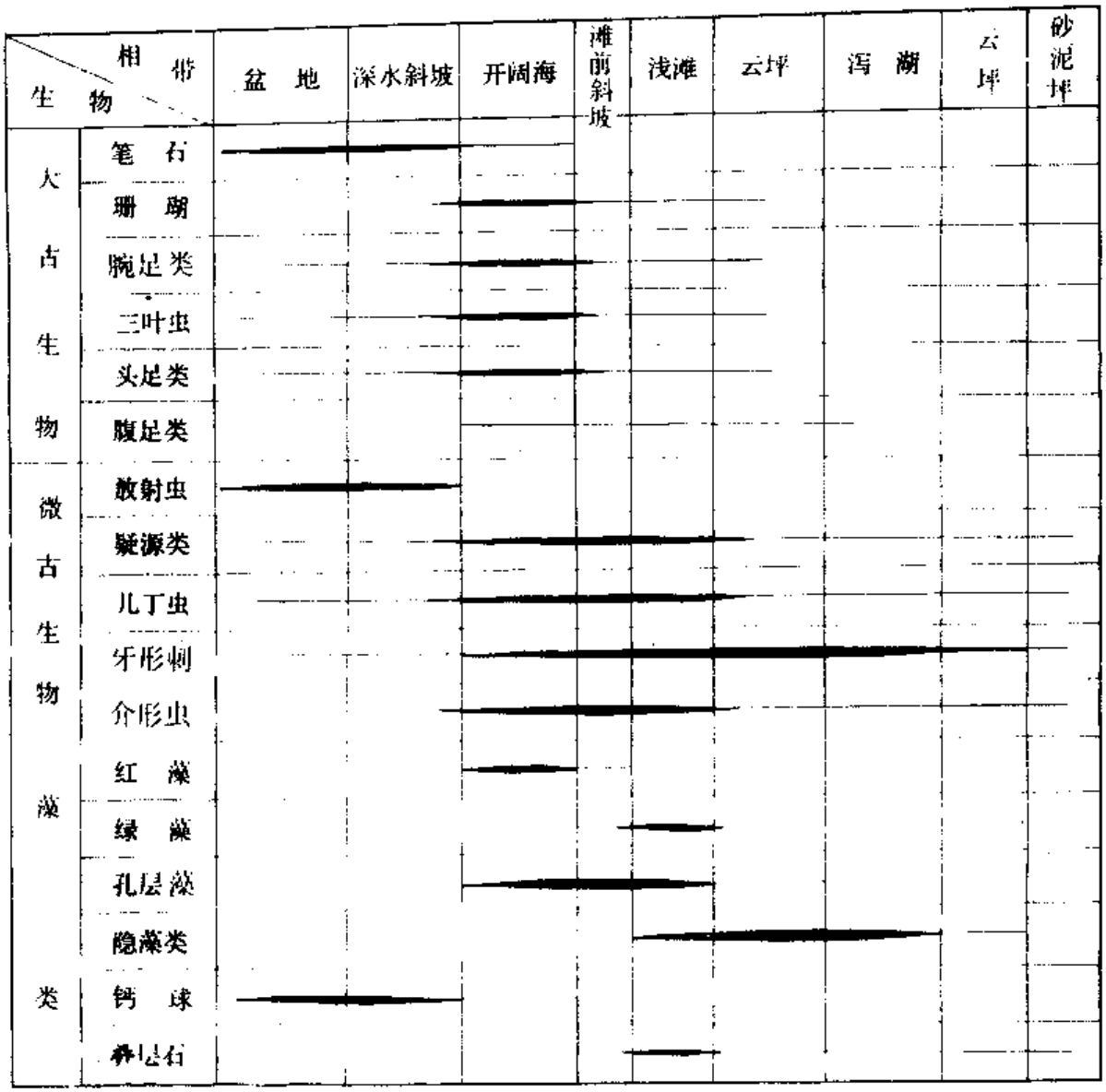


图 4—1　各主要沉积环境的古生物特征

三、地球化学标志

1. 微量元素

微量元素在海相碳酸盐岩地层中的分布具有一定的规律性。本区碳酸盐岩含有 Sr、Ba、Be、B、Mn、Co、Ni、Ti、V、Cu、Ce、Pb、Zn 等微量元素，其中 Sr、Ba、Be、B、Mn、Co、Cu、Ce、Ti、V 等分布规律较强。从云坪、云灰坪、泻湖、滩向开阔海方向，Sr、Ba、Be、B、Mn、Co、Ti、V、Cu、Ce、Pb 等元素的含量逐渐降低，但 Ni 和 Zn 的含量逐渐增高。有些微量元素在某些环境中有异常，例如，Sr 在泻湖中含量增高，V、Mn、Cu、Cr、Co、Ce、Be、Ti 等元素在滩中含量增高。参见表 4—1。

另外，微量元素含量比值也具有一定的规律性，从云坪向开阔海方向，Fe/Mn 和 V/Ni 比值逐渐降低，Ni/Co、Sr/Ba、Cr/V 比值逐渐增高。参见表 4—1。

2. 稳定同位素

氧和碳稳定同位素能大体地反映沉积环境的古盐度和古温度。从图 3－1 可看出，潮坪准同生白云岩的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 值偏高，分布在左下角；准同生后白云岩的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 值偏低，分布在右侧；石灰岩的 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 值偏低，分布在右上角。

Z 值与各沉积环境的关系也很明显。在潮上云坪，Z 值最高，表明蒸发作用强烈，Z 值变化范围也大，这是由于潮上云坪容易受淡水淋滤的影响。在泻湖环境，Z 值反而偏低，这是由于所作的同位素样品都是泥晶白云岩和膏云岩，不反映石膏、石盐沉淀时的盐度。潮间带上部的 Z 值比潮间带下部的 Z 值高，说明潮间带上部蒸发作用较潮间带下部强烈。在局限潮下带，Z 值高，说明局限潮下带水体容易咸化。在开阔海，Z 值最低。参见图 3－3。

3. 有机质组分

有机质组分与沉积环境也有密切的关系。在开阔海、局限海和深水斜坡等环境，有机质含量高。早古生代生物以藻类和浮游生物为主，有机质组成以腐泥型为主。由于早古生代地层都是海相地层，生物类型差异不大，所以，各沉积环境的有机质组成也近似。

表 4－1　微量元素及其比值与沉积环境　　单位：ppm

微量元素	云坪	云灰坪	泻湖	滩	开阔海
Ti	638.85	915.70	338.23	459.08	284.88
Ba	89.05	109.01	89.19	48.40	28.14
Be	0.5832	0.8284	0.4042	0.6828	0.3775
Ce	22.25	27.74	20.50	25.62	19.19
Co	7.7864	7.8514	4.27	12.21	4.25
Cr	42.50	50.49	22.48	40.88	28.99
Cu	14.16	19.62	6.72	19.74	6.63
Mn	197.47	586.34	61.95	380.5	118.39
Ni	23.36	20.52	16.72	24.74	24.05
Sr	146.87	227.82	581.51	309.34	82.06
V	27.26	26.42	14.58	27.89	15.31
Zn	35.00	287.36	21.08	58.04	105.44
Fe/Mn	78.64	38.01	105.30	44.89	52.51
Ni/Co	4.06	3.20	3.95	2.09	5.49
Sr/Ba	2.33	2.12	11.54	8.99	3.23
Mn/V	9.43	23.15	4.40	11.82	7.77
Cr/Ni	1.71	2.02	1.40	2.01	1.66
V/Ni	1.09	1.06	0.91	1.37	0.67
Cr/V	1.91	1.96	1.56	1.55	2.53

第二节　测井相分析

根据各种测井曲线的形态特征，如幅度、形状、接触关系、在纵向上的组合特征等，经过全面分析对比，不仅可以鉴别出各种岩石类型，也可以确定出一定的沉积相。这就是测井相分析。实践证明，这一方法不仅适用于碎屑岩和碎屑岩沉积相，同样也适用于碳酸盐岩和碳酸盐岩沉积相。

在不同沉积环境中形成的碳酸盐岩，在岩石成分、颗粒大小、泥质含量、孔隙性质等方面，均具有不同的特征。因此，不同的沉积环境常具有不同的测井曲线形态特征。从各种沉积环境的不同曲线形态特征中，可以概括出几种基本的形态类型。不同沉积环境的测井曲线形态特征正是这几种基本形态类型的组合和演化而成。艾伦(D. R. Allen, 1975)[45]将自然电位测井曲线与短极距电位电极系电阻率测井曲线组合在一起，提出了五种测井曲线形态的沉积环境基本类型，它们是：顶部或底部渐变型、顶部或底部突变型、振荡型、块状组合型及互层组合型。参见图 4—2。

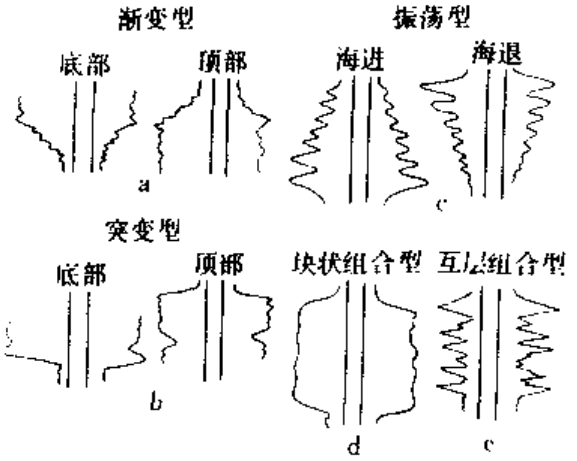


图 4—2　自然电位测井曲线电阻率测井曲线的沉积环境基本类型

测井曲线形态分析包括幅度、形状、接触关系和次级形态。幅度大小可以反映出沉积物的粒度、分选性及泥质含量等沉积特征的变化。形状可分为箱形、钟形、漏斗形及菱形等。箱形表示岩性无快速变化，钟形表示正粒序，漏斗形与钟形相反，表示反粒序，菱形则是下部为漏斗形、上部为钟形曲线的组合。曲线接触关系可分为突变和渐变，可表示岩层和接触关系。次级形态包括曲线的光滑程度，曲线形态以及齿中线形态等，可表示更细的沉积特征[46]。

本区下古生界主要由碳酸盐岩组成，夹有页岩、砂岩、膏岩和盐岩。比较有用的测井曲线有自然伽玛曲线、视电阻率曲线、声速曲线和井径曲线等。兹把本区下古生界的主要沉积环境的测井曲线特征简要总结和论述如下。

1. 泥坪

泥坪以泥岩为主，因此自然伽马曲线为高值，幅度大，呈箱状，顶底突变，次级形态呈锯齿状；视电阻率曲线为低值，幅度小，由于岩性不纯，往往呈锯齿状；井径曲线呈锯齿状；视电阻率曲线偏低。参见图 4—3。

2. 泥云坪

泥云坪以准同生白云岩即泥质泥粉晶白云岩为主，泥质含量很高；因此，自然伽马曲线为高值，幅度大，箱状，次级形态为锯齿状；视电阻率曲线为低值，幅度小，呈波状；声速曲线为高值，呈锯齿状；自然电位曲线变化大；井径曲线呈小锯齿状。参见图 4—4。

3. 含砂泥云坪

含砂泥云坪的岩性与泥云坪所不同的是夹有石英砂岩或含陆源砂；因此，视电组率曲线值较高，幅度较大；自然电位曲线为负异常；自然伽马曲线为高值，呈锯齿状；井径曲线呈尖锯齿状。参见图 4—5。

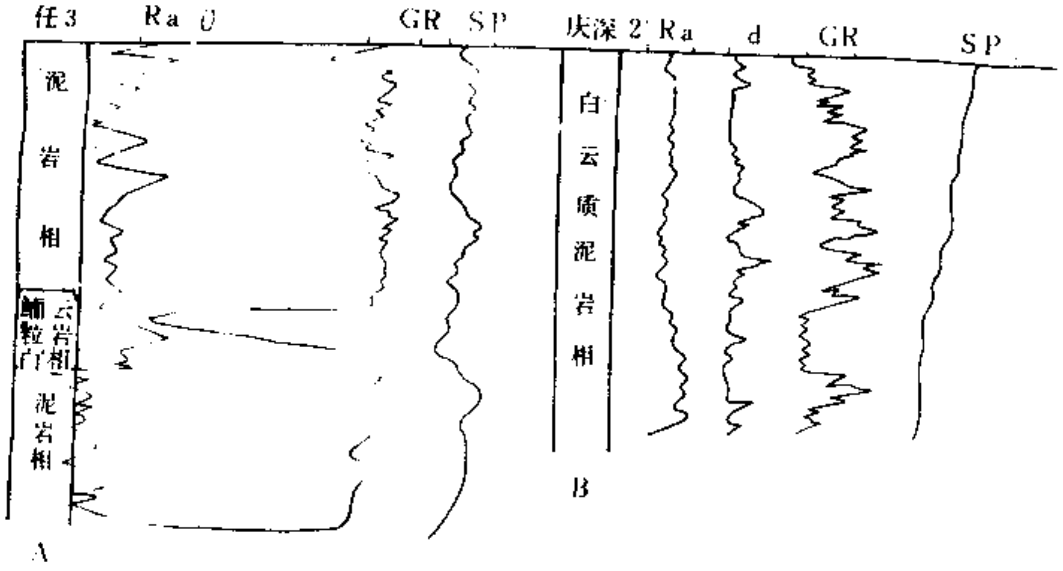


图 4－3　泥坪测井相

A－任 3 井毛庄组；

B－庆深 2 井毛庄组；

Ra－视电阻率；

d－井径；

GR－自然伽马；

SP－自然电位。以下同此

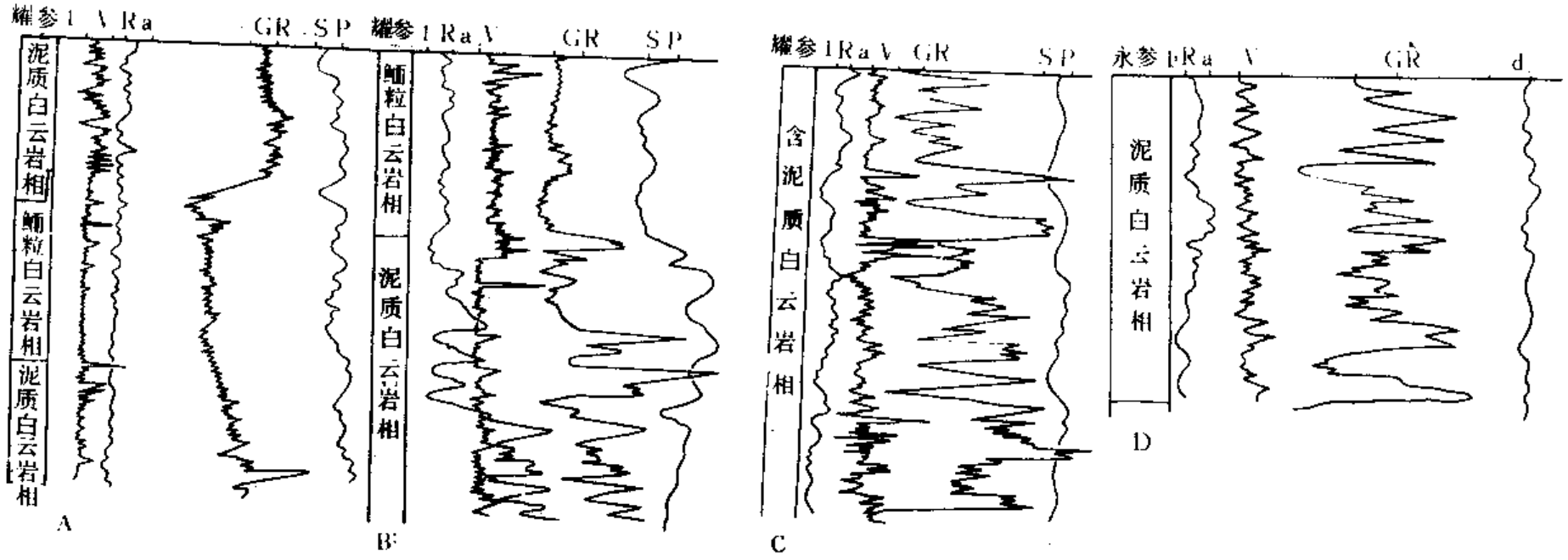


图 4－4　泥云坪测井相

A－耀参 1 井徐庄组；B－耀参 1 井馒头组；C－耀参 1 井洛里组；D－永参 1 井马一组；V－声速

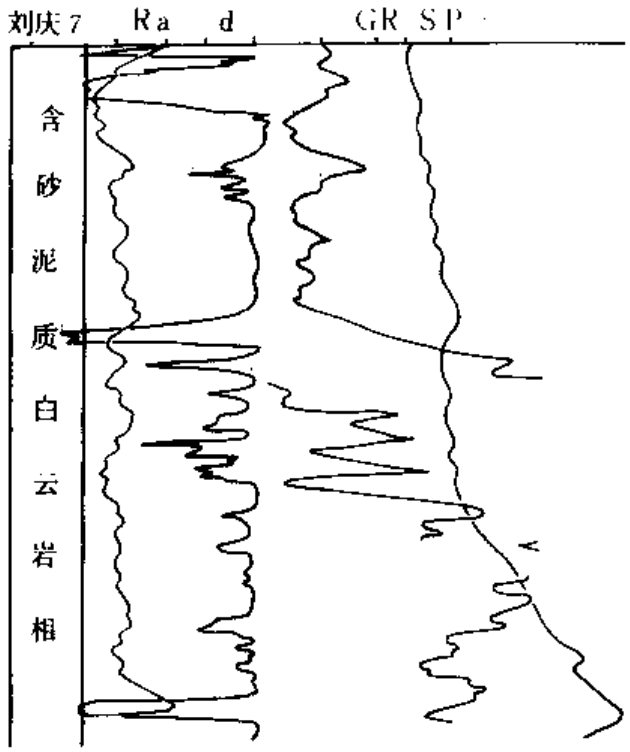


图 4—5　含砂泥云坪测井相

刘庆7井马 ·组

4. 云坪

云坪以准同生白云岩即泥质泥粉晶白云岩为主；因此，自然伽马曲线值较高，呈锯齿状；自然电位曲线幅度较大，呈小锯齿状；视电阻率曲线值较高，但也有值较低，呈锯齿状；声速曲线值较低，呈小锯齿状；井径曲线呈小锯齿状。参见图 4—6。

5. 膏云坪

膏云坪以准同生白云岩为主，含石膏或夹石膏层，泥质也较多。因此，自然伽马曲线为尖锯齿状，幅度大；声速曲线也为尖锯齿状；视电阻率曲线为锯齿状，但有时为直线；井径曲线为小锯齿状，幅度小；自然电位曲线为波状或曲线；井壁中子测井曲线呈小锯齿状。参见图 4—7。

6. 云灰坪

云灰坪既有准同生白云岩又有泥晶石灰岩；因此，自然伽马曲线呈一组尖峰和一组低峰直线交互出现；视电阻率曲线为锯齿状；自然电位曲线为箱形锯齿状；井径曲线近于直线。参见图 4—8。

7. 膏盐湖

膏盐湖以石膏、硬石膏、石盐为主。因此，井径曲线为高值，呈尖锯齿状，或箱形锯齿状；自然伽马曲线为尖锯齿状，高值；视电阻率曲线为锯齿状，高值；自然电位曲线呈波状。参见图 4—9。

8. 滩

滩以颗粒石灰岩或白云岩为主，成分较纯，粒间孔发育，因此，自然伽马曲线为低值，幅

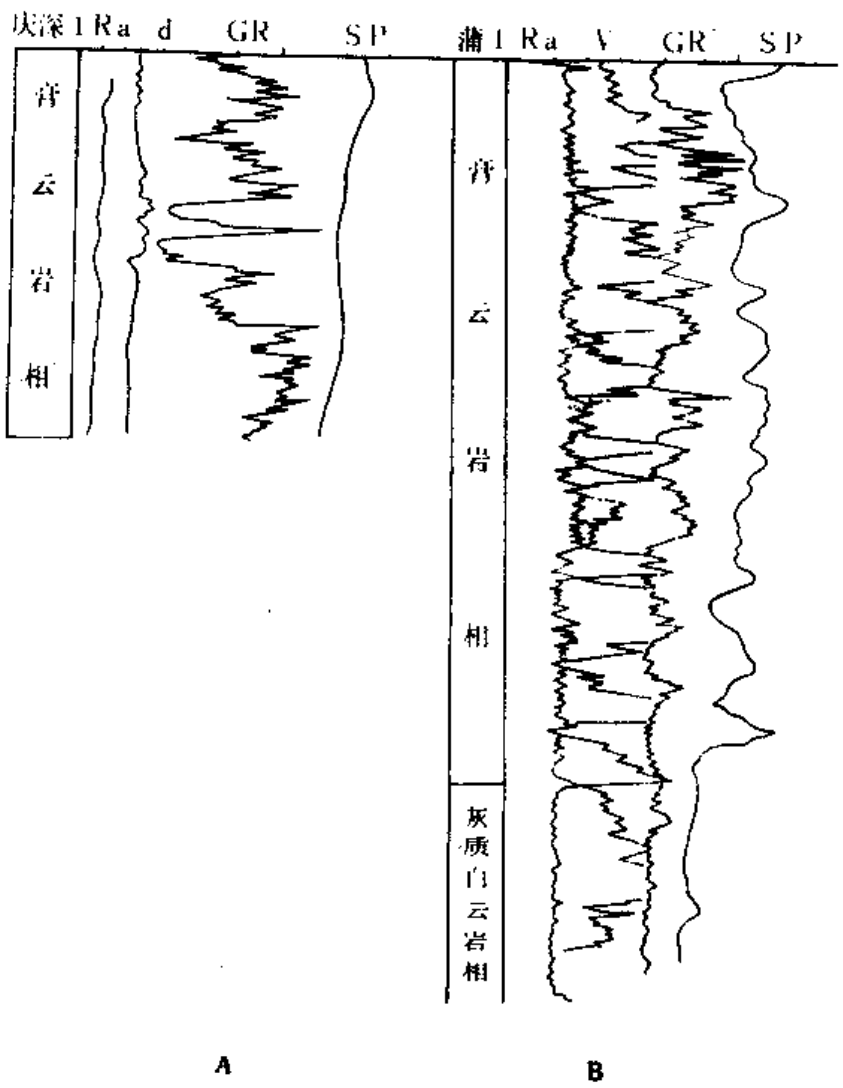


图 4—6 云坪测井相

A—庆深 1 井马二组至马五组;B—蒲 1 井马二组至马五组

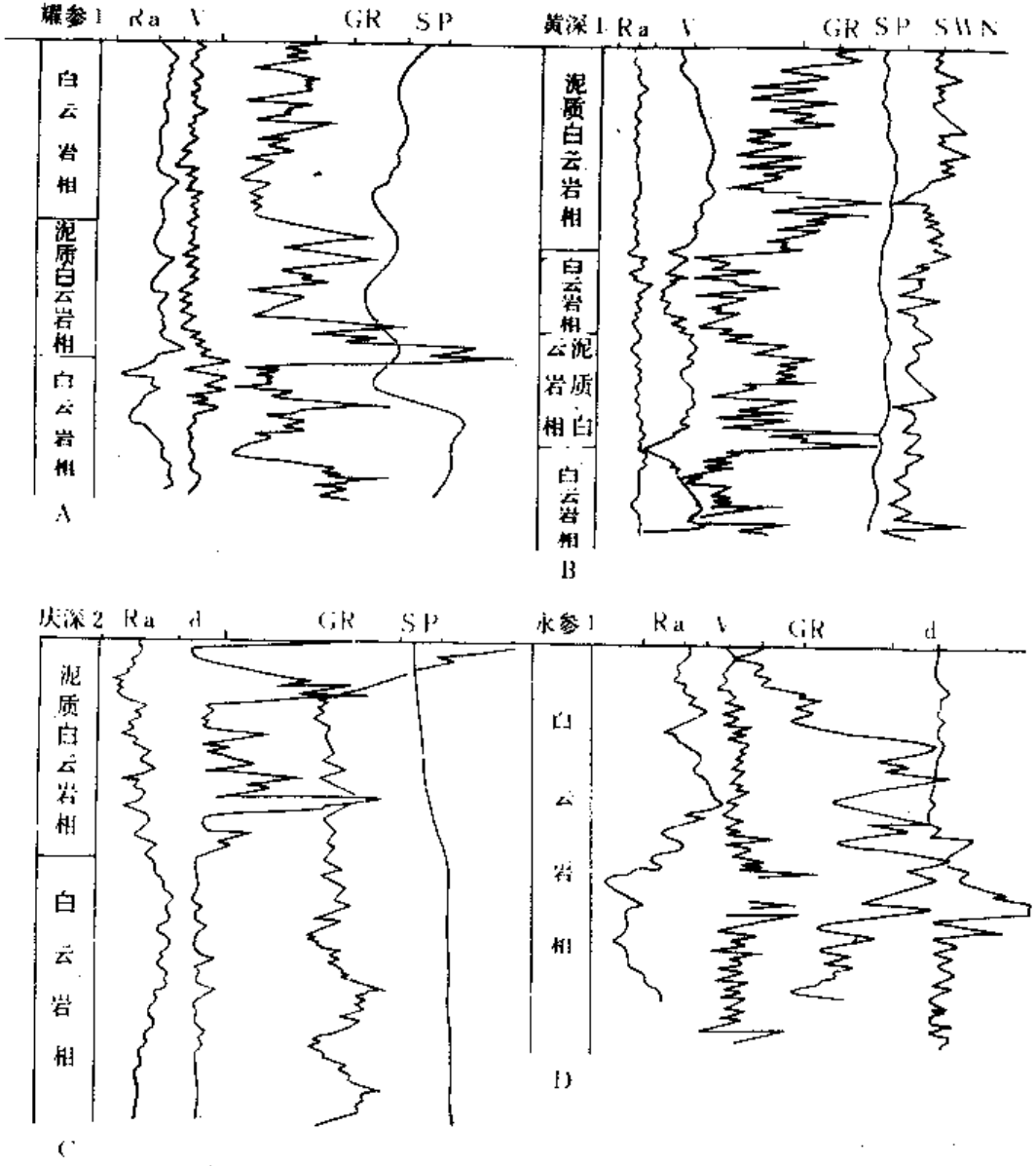


图 4—7 膏云坪测井相

A—耀参 1 井上寒武统;B—黄深 1 井上寒武统;C—庆深 2 井马二至马五组;

D—永参 1 井亮甲山组 SWN—井壁中子测井

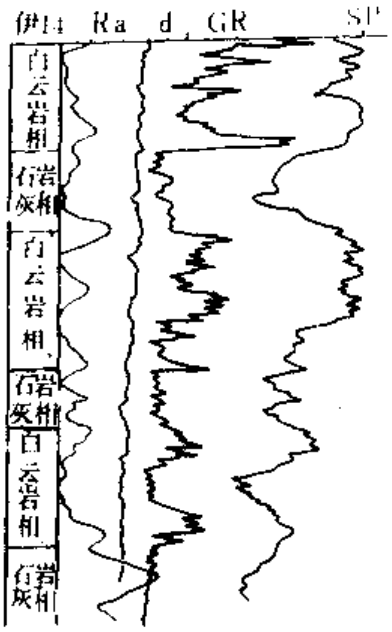


图 4—8 云灰坪测井相
伊 14 井马二组至马五组

度小，近于直线；视电阻率曲线值较高，呈波状；井径曲线近于直线；声速曲线为锯齿状，值较高，幅度大。自然电位曲线呈波状。参见图 4—10。

9. 开阔海

开阔海以泥晶石灰岩为主，成分较纯，孔隙不发育，但有时裂缝较发育。因此，自然伽马曲线近于直线，幅度小；井径曲线为直线；视电阻率曲线为波状，值较高；自然电位曲线呈波状。参见图 4—11。

10. 深水斜坡

深水斜坡以泥灰岩、泥页岩、粉砂岩、砂岩为主，有时夹角砾灰岩或砂砾岩，即重力流沉积。因此，自然伽玛曲线为小锯齿状，值较高；视电阻率曲线为锯齿状，值较高；井径曲线为锯齿状；自然电位曲线呈小波状；若夹重力流沉积，则自然伽马曲线幅度大；声速曲线幅度也大，呈尖锯齿状。参见图 4—12。

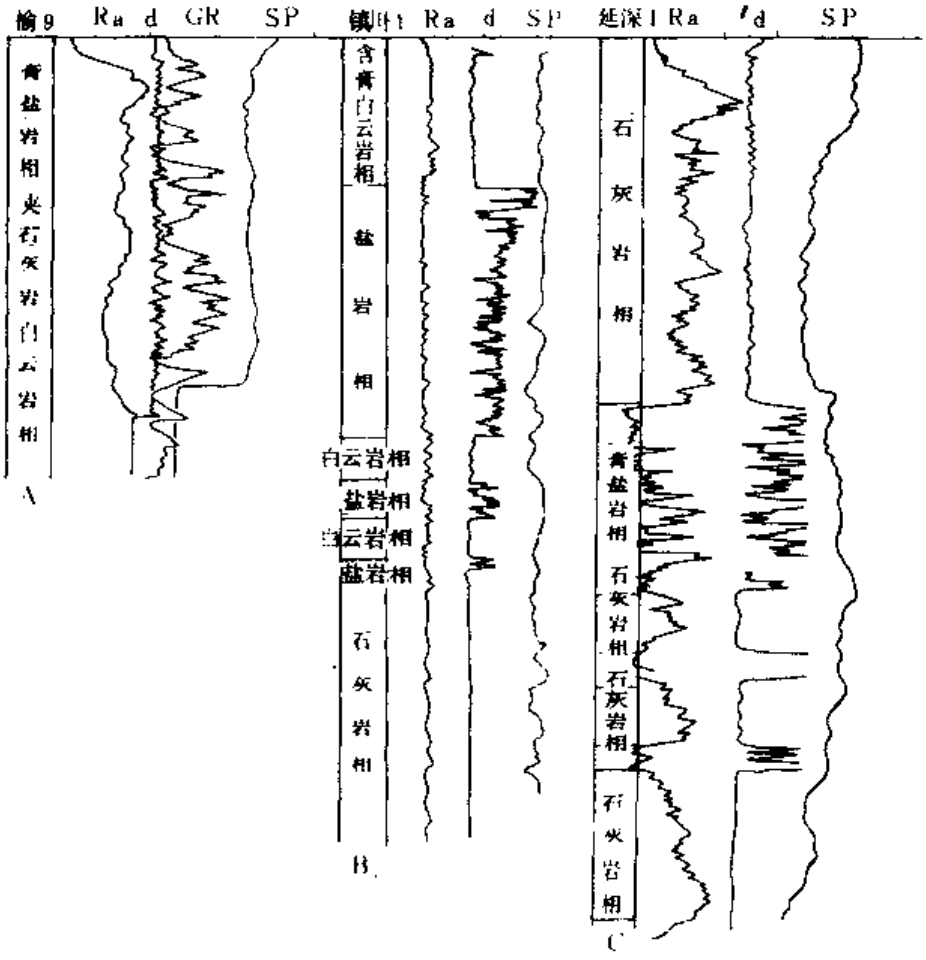


图 4—9 膏盐湖测井相
A—榆 9 井马二组至马五组；B—镇川 1 井马二组至马五组；C—延深 1 井马二至马五组

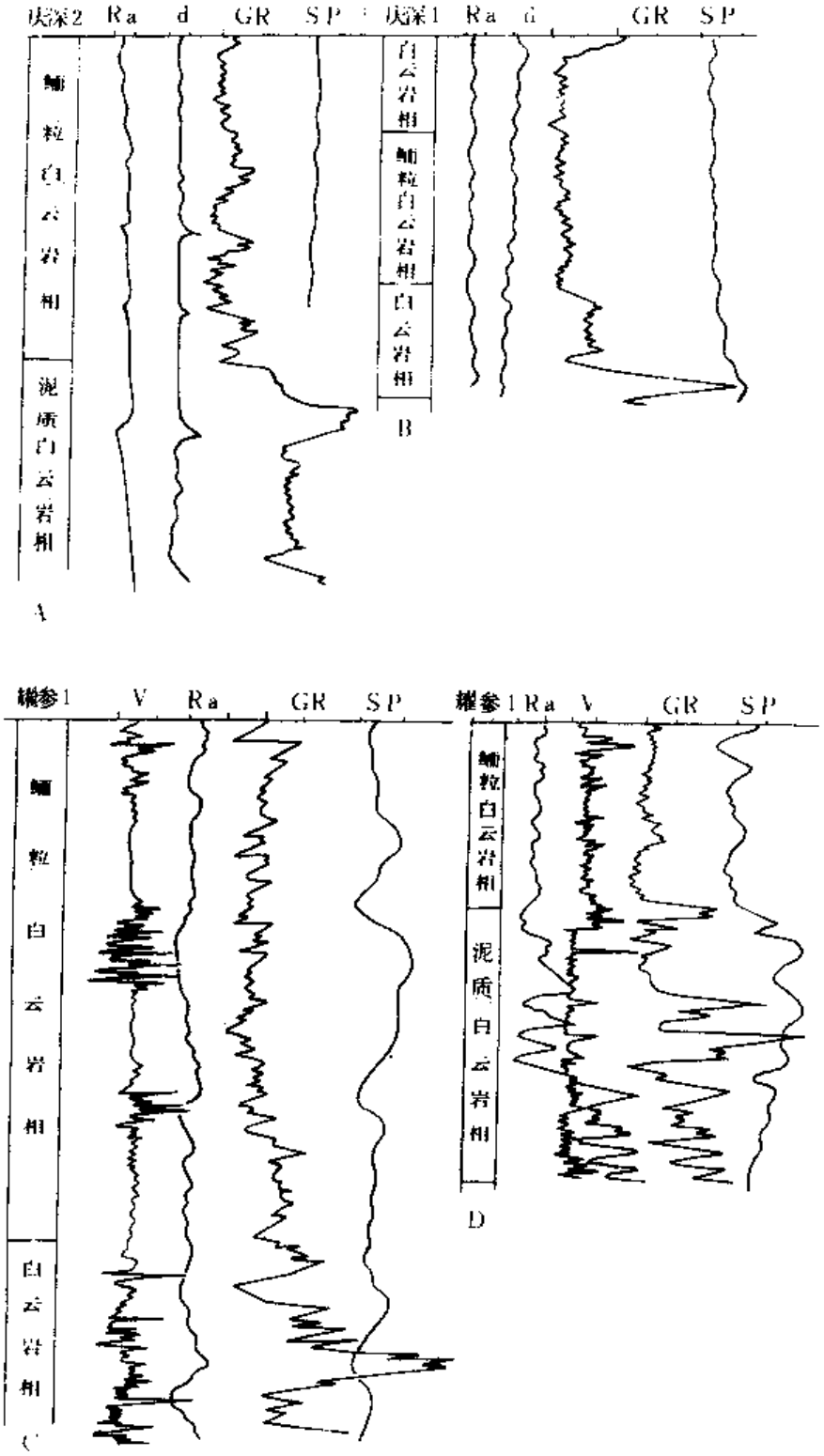


图 4－10　滩测井相

A—庆深 2 井张夏组；B—庆深 1 井张夏组；C—耀参 1 井张夏组；D—耀参 1 井馒头组

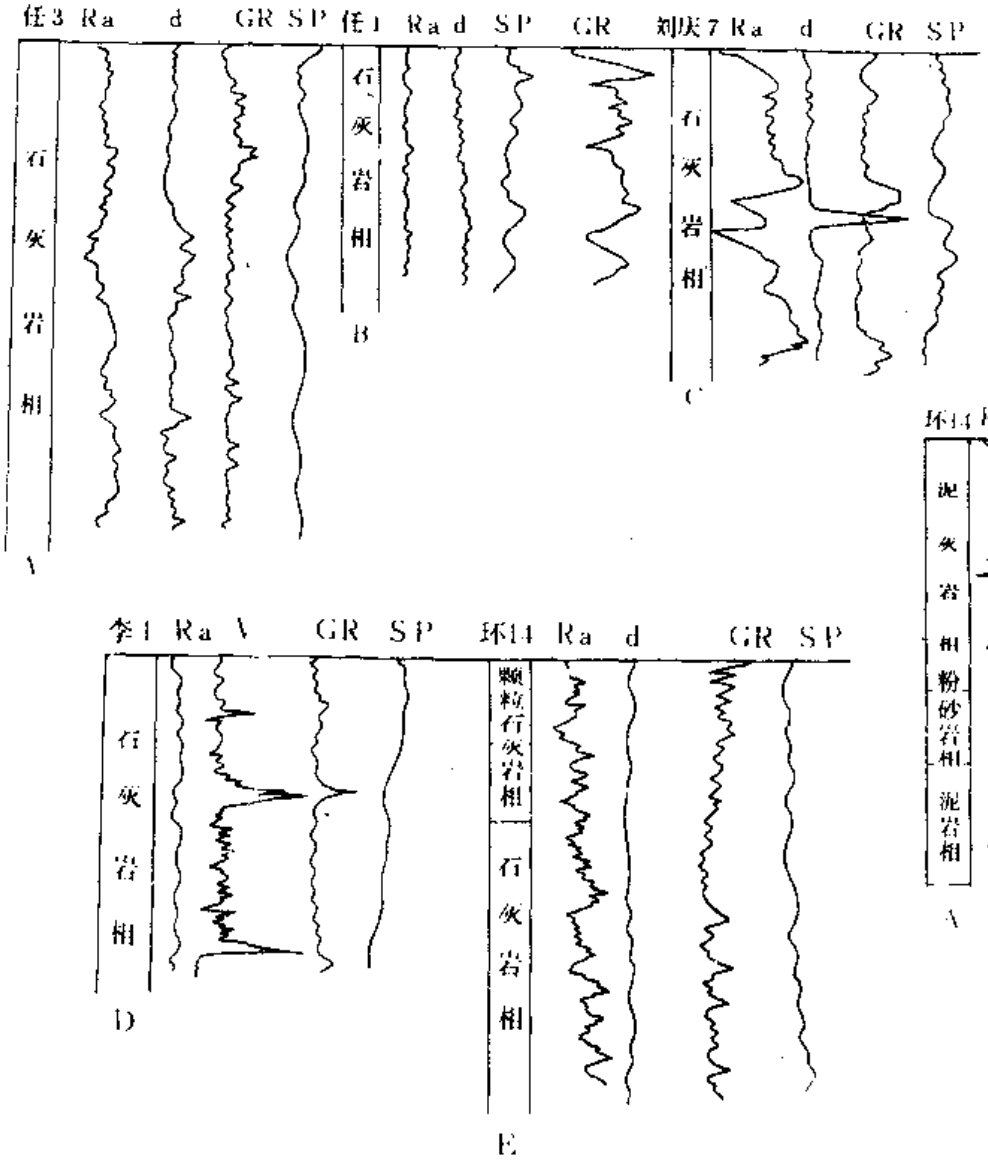


图 4—11 开阔海测井相

A—任 3 井马二组至马五组;B—任 1 井马三组至马五组;C—刘庆 7 井马二组至马五组;D—李 1 井马二组至马五组;E—环 14 井马二组至马五组

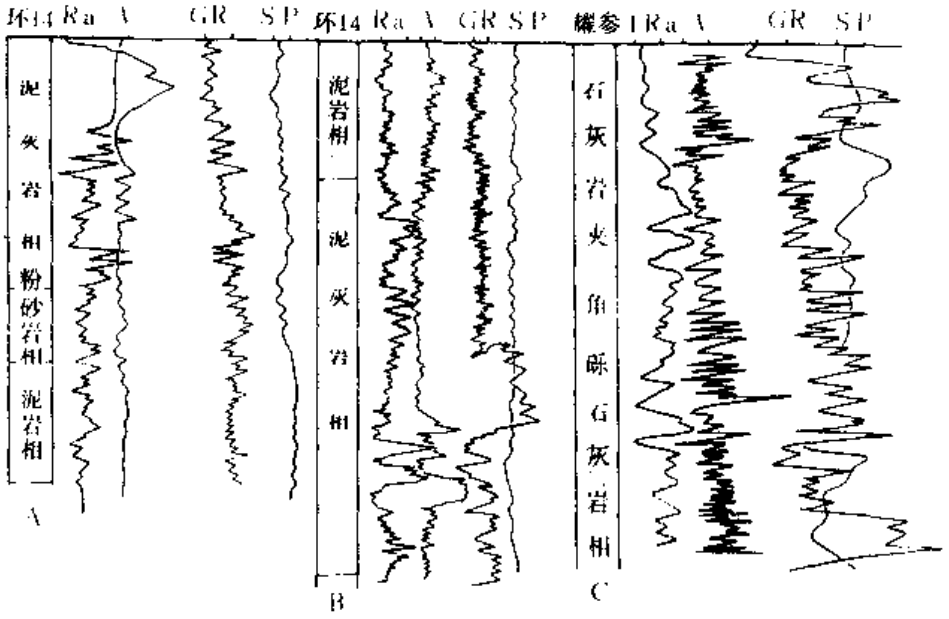


图 4—12 深水斜坡测井相

A—环 14 井平凉组上部;B—环 14 井平凉组下部;C—耀参 1 井平凉组上部

第三节　地震相分析

根据地震剖面的反射波组特征，进行地震相分析，可区分出一些沉积环境。

地震相是一个可以在区域内圈定的、由地震反射层组成的三维单元，其反射结构、振幅、连续性、频率和层速度等要素与邻近单元不同。地震相单元被解释为表示该单元内产生反射的沉积物或沉积岩的一定的岩性、层理和沉积特征[47]。除了层速度及几何外形外，其它因素均能在地震剖面上用肉眼评价。

地震相分析首先要确定反射波组的地质层位。利用声速测井资料可求取下古生界各地层的传播速度。通过钻井岩性剖面与地震记录及合成记录的对比，可初步确定出下古生界反射波的地质层位如下。

T9 层：相当于石炭系下部煤系地层的反射，当石炭系厚度小于 200m 时，则 T9 层相当于石炭系底面与奥陶系侵蚀面反射所组成的复合体，但反射初值仍在石炭系底部附近，属强反射，可在全区内进行对比。

T10 层：相当于奥陶系平凉组底部附近反射，平凉组与下伏马家沟群存在着 600—1000m/s 的速度差，形成反射界面，在西缘和南缘较明显。

T11 层：相当于奥陶系马家沟群底部的反射，马一组膏盐岩与下伏亮甲山组或上寒武统的白云岩可组成一个强反射，在全区都较明显。

T12 层：相当于寒武系中统底部附近的反射，张夏组鲕粒石灰岩与下伏页岩可组成一个反射。

Tg 层：相当于寒武系底部的反射，即寒武系碳酸盐岩和粘土岩与前寒武系基底岩系组成的反射，在全区都较明显。

最近，在东部的一些新井，如麒参 1、米 1、镇川 1、鱼 1、铺 2、榆 2 等井，作了 VSP 工作，更能准确和详细地进行对比。镇川 1 井的 VSP 资料测得石灰岩层速度为 5882m/s，膏盐岩层速度为 4510m/s；声波测井测得奥陶系石灰岩层速度为 5880m/s，膏盐层速度为 4350m/s。对于石灰岩段，VSP 测得的层速度与声波测得的层速度几乎一致。因此，声波测井速度可作为地震的速度；而对于膏盐岩段，二者所测速度差别大，这可能是受井径扩大和泥浆侵入的影响。

在确定反射波的地质层位后，就可分析地震剖面反射波组所包含的沉积环境意义，即可进行地震相分析。兹简述本区下古生界碳酸盐岩的主要地震相。

1. 陆地及其边缘沉积

在早古生代，伊盟陆一直存在，从伊盟地区的许多时间地震剖面可看出，上超现象很明显。Tg 之下是空白反射，为太古代片麻岩；向北，Tg 延伸至地面，即为陆地。在 Tg 与 T9 之间的反射波组振幅较大，为奥陶系马家沟群石灰岩和白云岩的反射，且逐渐上超，说明地层逐渐向伊盟陆超覆，由早到晚海侵逐渐扩大，这为陆地边缘沉积。上部的反射波后移，但不是海退造成的，而是被 T9 削蚀了，即被剥蚀了。

2. 滩

滩是高能量的浅水碳酸盐颗粒沉积区，在地形上是一个相对隆起，因此，在地震剖面上呈丘状反射，沿边界反射较好，内部反射不连续，或为空白反射。在渭北相涧河剖面，丘状体

位于 T11 与 Tg 之间，可能是张夏组的鲕粒滩。

在伊盟地区南部，丘状体非常发育，分布在 T9 与 T11 之间，丘状体周围反射较好，内部反射不连续或空白，可能是奥陶系马家沟群的滩反射。内部成层不好，可能发生了白云化作用，形成了白云岩体，使岩石物性差异不大。这些丘状体都分布在伊盟陆的南斜坡，说明在陆地的周围，水体浅，易于形成滩。

在靖边以西的 87344，87424，87464，87121 等测线剖面上，也见到许多丘状体，分布于 T9 与 T11 之间，有明显的上超现象；在 G—Log 剖面上，丘状体为高速异常体，在异常体内还有低速异常出现，这也可能是碳酸盐颗粒滩。该处位于中央隆起的北斜坡上，形成滩的可能性是很大的。

以上这些丘状体不仅代表了滩的沉积，而且还可能是孔隙发育带，可形成岩性圈闭油气藏。但这些丘状体不太可能是礁体，因为在中上奥陶统，虽然有一些珊瑚个体，但还不致于成为礁体，在野外剖面中也没发现珊瑚礁体。但若解释为藻成因的礁体，即叠层石礁，还是有可能的。

3. 膏盐湖

膏盐岩与石灰岩、白云岩的反射速度不一样，二者之间可形成强反射界面。从楼底沟的时间地震剖面可看出，马五组、马三组和马一组膏盐岩的反射强烈。经过 VSP 相位对比和榆 9 井剖面对比可知，T11 的第 1 相位较强，相当于马一组膏盐顶的反射；T11 的第 2 相位较弱，且不连续，相当于亮甲山组顶面的反射。从这个剖面可看出：膏盐岩厚度大，成层性好，应是湖相沉积，不像是潮坪沉积。

在伊 15 井东北边的 86YM380 测线剖面上，可看到膏盐岩尖灭，相变为块状石灰岩。因此，根据地震剖面可圈定出膏盐沉积范围。在有的地震剖面上，可看到小规模膏盐岩刺穿现象，说明膏盐岩曾有过塑性流动。

4. 斜坡

西缘平凉组为斜坡沉积。T10 是平凉组底的反射，能反映平凉组的沉积格局。在西缘茹河测线剖面上，T10 往西下倾，说明往西厚度增大；往东上超尖灭，说明往东厚度减小以至尖灭。在西缘，平凉组以泥页岩沉积为主，地震波可形成强反射。但南缘以碳酸盐沉积为主，夹泥页岩，地震反射波组也较清楚。由南往北，沿 T10 反射波可圈出平凉组的沉积格局。

5. 白云岩体

白云岩和石灰岩具有不同的物理性质。白云岩具有较高的密度和较高的声速，在地震剖面上石灰岩和白云岩应形成反射界面，但实际上是较难辨别的。在特殊情况下，结合地质背景，还是能够判断的。

在离隆起较近的地方，常常发现连续性较好的反射波变为“花纹”状波，即反射空白带，或在连续性较好的反射波下面出现“花纹”状波，这种变化暗示了原来成层性较好的石灰岩被次生白云化了，形成岩性均匀的白云岩体，从而使反射波出现空白带。在地质上，离隆起近的地方，水体较浅，潮坪环境发育，容易形成次生白云岩体。

若再经过特殊处理，证实这是次生白云岩体，这对于寻找岩性圈闭油气藏是很有用处的，因为白云岩是重要的油气储集岩。

6. 岩溶带

在本区的许多地震剖面上，常见到这样的现象，T9 的第 1、2 相位是强反射，连续性好且

稳定；第3相位断断续续，且不规则。前两个相位相当于石炭系下部煤系地层底部的反射，后一个相位相当于奥陶系顶部的反射，即不整合面的反射。由于不整合面凹凸不平，岩溶发育，造成反射波杂乱不连续。在奥陶纪末期，地壳抬升，经过长期的风化剥蚀，在地形低陷处、水份多的地方容易形成岩溶带，因此，寻找这样的岩溶带，对于发现古潜山油气田是很有意义的。目前，许多钻井资料也证实了岩溶带的存在，因此，可用地震资料解决岩溶带的分布问题。

第四节　单因素分析及综合作图法

一、概　　述

所谓单因素，是指能独立地反映某地区某层段沉积环境某些侧面的岩性特征、古生物特征和其他特征，如厚度、陆源物质、颗粒、准同生白云岩、石膏、石盐、其他特定的岩石或矿物、特定的化石、颜色等。

单因素分析综合作图法可分为三个步骤。第一，先对各单剖面（尤其是基干剖面）进行认真的岩石学及岩相学研究，取得齐全可信的各种第一手定量及定性资料，尤其是各种定量资料，了解各单剖面各层段的沉积环境特征。第二，在这些定量资料中，选择出那些能独立地反映沉积环境某些特征的因素，即单因素，并按要求的作图单位层段，把全工作地区各单剖面各作图单位层段各种单因素的百分含量都统计出来，并作出相应的各种单因素基础图件，主要是等值线图。这些单因素基础图件可以从不同的侧面定量地反映该地区该层段的沉积环境特征。这就是“单因素分析”。第三，再把各单因素基础图件综合起来，并结合其它定量和定性的岩石学和沉积相分析的资料以及其它区域地质资料，包括测井相分析资料和地震相分析资料，去粗取精，去伪存真，全面分析，综合判断，即可编制出该地区该作图单位的岩相古地理图。这就是“综合作图”。

这一方法的核心是定量化，即以定量的资料为基础，从定量的单因素基础图件分析入手，再通过全面的综合分析判断，最后作出定量的岩相古地理图。在这种岩相古地理图中，各古地理单元的确定都有确切的定量资料为依据。这样的岩相古地理图就不再是“示意性”的了。这就使岩相古地理发展到了定量化的阶段。

这一方法的实质是先从不同的侧面对复杂的事物进行剖析，先认识事物的一些侧面，能反映其本质的一些侧面；然后，再综合这些侧面的认识，全面分析判断，从而从总体上认识事物的本质。这是符合人们认识事物的规律的。

本书所采用的单因素有厚度、陆源物质、颗粒、鲕粒、准同生白云岩、颜色、石膏、石盐等，现分述如下。

二、各单因素简介

1. 厚度

某沉积地区某沉积层段的厚度主要受该地区沉降幅度的控制，也与其沉积物质供给有关，沉积地区的水体深度对厚度的影响不大，因此，一个沉积地区某沉积层段的等厚图主要反映该地区该层段沉积时期的古大地构造格局，主要是相对隆起和相对凹陷的格局。在陆源

物质尤其是粗粒陆源物质沉积发育的地区，沉积厚度也反映陆源物质的供给条件。沉积厚度与水体深度并无必然的关系，即厚度大的地方水体不一定深，厚度小的地方水体也不一定浅。水体深浅的确定需要其他单因素标志。当然，在厚度为零的地方也不一定就是古陆或古岛屿，这首先要看这个"零"是"沉积零"还是"剥蚀零"，还要看是否有古陆的边缘相带存在。因此，对等厚图这一重要的单因素基础图件的解释应十分慎重。

2. 陆源物质

陆源物质又可分为粗陆源物质和细陆源物质。粗陆源物质包括陆源砾和陆源砂，可反映陆源区的方位，也可作为古陆边缘相的标志；但也不是绝对的。细陆源物质包括陆源粉砂和陆源粘土，只能大致地反映陆源区的方位；但由于其粒度小，搬运距离可以很远，一般是在安静的环境中沉积下来的。因此，用陆源物质这一单因素来判断沉积环境和恢复岩相古地理时要很谨慎，应结合其他定量及定性的特征，综合判定。

暂且把陆源泥含量大于50%，陆源砂及准同生白云岩等均小于10%，且以浅水潮坪沉积为主的地区，称作泥坪；把陆源泥含量大于50%，陆源砂含量50—10%，且以浅水潮坪沉积为主的地区，称作砂泥坪；把陆源砂含量大于50%，陆源泥含量50—10%，且以浅水潮坪沉积为主的地区，称作泥砂坪或砂坪。陆源砂含量更高，不具有潮坪沉积特征的地区，就是砂滩或砂坝了。

3. 颗粒

这里所指的颗粒是砂级以上的、经过磨蚀的、亮晶胶结为主的浅水盆内颗粒，如砾屑、砂屑、鲕粒、生屑等。颗粒含量高说明沉积环境的水动力强；颗粒含量低，说明沉积环境的水动力弱。暂且把颗粒含量大于30%的地区定为滩；颗粒含量30—20%的地区定为准滩；颗粒含量介于20—10%的地区定为雏滩。滩为水下隆起或高地，位于浪基面以上和平均低潮面之下，水体能量高。准滩，亦为水下隆起，一般位于浪基面之上，其水体能量稍次于滩。雏滩，即滩的雏形，是滩形成的初始状态，其水体能量比准滩更低。

若颗粒以内碎屑如砾屑为主，则内碎屑可作为一个单因素，可作出内碎屑含量(%)等值线图；若颗粒以鲕粒为主，则鲕粒亦可作为一个单因素，作鲕粒含量(%)等值线图。因此，以内碎屑为主的滩可称内碎屑滩，以竹叶状砾屑为主的滩可称竹叶滩，以砂屑为主的滩可称为砂屑滩，以鲕粒为主的滩可称鲕粒滩，以生物碎屑为主的滩可称生物碎屑滩。显然，这些性质更加具体的滩比笼统的颗粒滩更能反映其古沉积环境的特征。

4. 准同生白云岩

准同生白云岩主要是指刚沉积不久尚未固结成岩的碳酸盐沉积物，在其尚未脱离沉积环境时，通过某些白云化作用，如毛细管浓缩白云化作用、混合白云化作用等，所形成的白云岩。这种白云岩主要形成于潮上及潮间环境或其中或其邻近的泻湖环境中。本区寒武系、下奥陶统、马一组、马三组、马五组中的一些准同生白云岩，大都属此范畴。暂且把这种准同生白云岩含量大于50%的地区，称作云坪；把准同生白云岩含量50—30%而具潮坪特征且石灰岩含量大于50%的地区，称作云灰坪；把准同生白云岩含量50—30%而具潮坪特征的细碎屑岩(粉砂岩和粘土岩)含量大于50%的地区，称作云泥坪。

平凉组的白云岩亦是准同生白云岩，但它不属于潮坪或泻潮环境成因的范畴，它是深水环境成因的，当然不能用它的含量多少确定各种潮坪。

5. 石膏

石膏是蒸发环境的产物，主要形成于潮上云坪环境及咸化泻湖环境中，因此，膏岩层的分布尤其是它的等厚图对于沉积环境的解释十分有用。暂且将膏岩含量大于50%的地区定为膏泻湖，将膏岩含量50—20%的地区定为含膏泻湖。膏岩层是良好的油气盖层，因此膏盐层的分布对油气生储盖组合十分重要。石膏还是重要的非金属矿产，因此，石膏这一单因素基础图件还有重要的生产实际意义。

6. 石盐

石盐更是蒸发环境的产物，它主要形成于高度咸化的泻湖中。石盐含量大于10%即可称作盐湖。在本区的马家沟群中，由于石盐常和石膏共生，故常把石膏和石盐含量大于20%的地区称作膏盐湖。石盐层更是油气的良好盖层。另外，在石盐湖中还可能出现钾盐。因此，石盐这一单因素的理论及生产实践意义很大。

7. 颜色

岩石的颜色主要取决于岩石本身的成分，如色素、矿物成分、粒度等，成岩后生作用也对颜色有一定的影响，但归根结底取决于沉积环境，即岩石的颜色在一定程度上反映沉积环境的氧化还原程度。

本文的颜色色值是按下面的方法进行统计的。首先按氧化还原强弱顺序给每种颜色一个特定的数值，暂规定：在还原色中，黑色为－100%、深灰色为－75%、灰色为－50%、浅灰色为－25%、白色为0%；在氧化色中，红色为＋100%、褐色为＋75%、棕色为＋50%、黄色为＋25%、白色为0%。其他颜色可根据其具体情况插入上述相近的颜色中，确定出其适当的数值。最后，把该作图单位层段的所有岩层的颜色色值，按氧化色和还原色分别累计起来，除以该层段的地层厚度，即可得该层段的氧化色(色值)含量(%)和还原色(色值)含量(%)。颜色的正值越大，说明水体氧化程度越强烈；反之，负值越大，说明水体还原程度越强烈。

第五章　早寒武世岩相古地理

第一节　早寒武世苏峪口期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据 5 个地面剖面和 2 个井下剖面，作出了本区西部下寒武统苏峪口组沉积相剖面对比图。

在银川贺兰山苏峪口剖面，本组岩石主要为浅灰色、灰白色砂质白云岩、白云质石英砂岩和砂质页岩；其底部为磷质胶结的复成分砾岩，砾石成分有石英岩、石英砂岩和燧石，磨圆及分选均差，在砂质白云岩中见有斜层理和交错层理，厚度只有 28m，应为浅水潮坪环境。

在银川贺兰山紫花沟剖面，本组岩石主要为褐灰色中薄层含磷钙质砂岩，其底部为褐红色块状角砾状和砂状硅质磷酸盐岩，产有 *Bergeroniellus* sp.。在其附近地区，即在贺兰山中段，该组底部常有厚 0.5—2.5m 的石英砂质磷酸盐岩，其上为褐灰色、灰白色含磷钙质砂岩或砂质石灰岩，在横向上岩性变化不大，厚度只有 20—40m。

在银川井底泉剖面，本组岩石主要为含磷钙质砂岩。

在银川贺兰山正目观剖面，本组岩石主要为含磷白云岩、长石石英粉砂岩。

在固原老爷山剖面，本组岩石主要为灰白色石英砂岩与石英细砾岩互层，夹杂色粉砂岩和粉砂质页岩，底部为砾岩，砾石由黑灰色、灰白色石英岩、白云岩和磷块岩组成，呈棱角状，分选差，泥质胶结，为海侵初期的产物。由此可见，从银川到固原老爷山，含磷减少，厚度增大，但总的岩性变化不大；都为近岸滨海沉积。

在平凉剖面，本组岩石主要为浅灰色带红色中厚层细晶白云岩，夹泥质白云岩；在细晶白云岩中泥砂含量较少；底部为浅灰色厚层石英砂岩和角砾岩，即底砂砾岩，厚 33.7m；为潮坪环境。

在陇县剖面，本组岩石主要为紫红色、褐黄色砂质、粉砂质白云岩、含磷白云岩、含生屑白云岩和粉砂岩，生屑有棘皮类、三叶虫、腕足类及软舌螺，且成层分布，普遍含石膏假晶，说明气候干热；常见水平层理和斜层理；底部为暗紫色铁质鲕粒磷酸盐岩和砂砾屑磷酸盐岩，厚 38.3m；为潮坪环境。

2. 南部沉积相分析

根据 3 个地面剖面和 1 个井下剖面，作出了本区南部下寒武统苏峪口组沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本组岩石主要为紫红色、紫灰色含砂白云岩和白云质砂岩，并见有海百合等生物碎屑；底部为灰黑色、暗褐灰色含砂砾磷酸盐岩及浅红色厚层粉砂岩，厚 64.76m；为潮坪环境。

在永济剖面，本组岩石主要为灰黄色泥质泥－粉晶白云岩、页岩及灰质粉晶白云岩，底部为含磷砂岩，厚 54.42m，为潮上泥云坪环境。

二、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 17 个地面剖面和 5 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组厚度(m)等值线图。参见附图 1。从此图可看出：苏峪口组仅分布在鄂尔多斯地区的西缘和南缘。从西往东和从南往北厚度均逐渐减少，到陶斯沟、青龙山、庆阳、黄陵和韩城一带尖灭为零。厚度一般为几十米，最厚达 65.99m(岐山)。

2. 陆源物质含量(%)等值线图

根据 8 个地面剖面的陆源物质含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组陆源物质含量(%)等值线图。参见附图 2。从此图可看出：该组陆源物质很发育，且包括了陆源砂和陆源泥。从外向内陆源物质含量逐渐增多，最高达 60%(紫花沟)。在西部，陆源砂较发育，其含量最高达 60%(紫花沟)；在南部陆源砂不发育，一般小于 20%。

3. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据 5 个地面剖面的准同生白云岩含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组准同生白云岩含量(%)等值线图。参见附图 3。从此图可看出：本组准同生白云岩比较发育，且主要分布在南部和西部的贺兰山地区；在南部，由外往内，含量逐渐增多，最高达 71.9%(岐山)；在西部贺兰山，含量高达 64.79%。

此外，本组氧化色比较发育，从外往内，其含量逐渐增高。本组颗粒很少。

三、岩相古地理

在上述沉积相分析和单因素分析的基础上，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区早寒武世苏峪口期岩相古地理图。参见附图 4。从此图可看出：在苏峪口期，海侵刚开始，海水侵入到鄂尔多斯地区的西缘和南缘，海域范围有限，鄂尔多斯的其他大部分地区仍为陆地。因此，首先划分出了陆和海两个一级古地理单元。在此"L"形的海域中，又进一步划分出了泥砂坪、砂泥坪、含砂泥云坪、泥云坪和开阔海等次一级古地理单元。

1. 鄂尔多斯陆

苏峪口组厚度由外往内逐渐减少，直至为零；地层由西往东、由南往北逐渐超覆；零等值线附近陆源砂发育；陆源物质、准同生白云岩、氧化色三个单因素的含量也是由外往内逐渐增高。所有这些特征都说明了本区内部为一陆地，可称之为鄂尔多斯陆。这一陆地是个地势起伏平缓的陆地，它只能向其外围的区域提供泥和砂等细粒的陆源物质。

2. 西缘环陆泥砂坪

西缘环陆泥砂坪分布在鄂尔多斯陆的西侧，是鄂尔多斯陆的边缘相。在此泥砂坪中，陆源物质含量大于 50%，且以陆源砂为主。其代表性剖面有银川紫花沟和固原老爷山。岩石都为褐红色、褐灰色含磷钙质砂岩和灰白色石英砂岩，底部有底砾岩和磷酸盐岩。在正目观地区还有长石石英砂岩，其分选磨圆不好，说明离陆近。基本上为近岸滨海环境。

3. 南缘环陆砂泥坪

南缘环陆砂泥坪分布在鄂尔多斯陆的南侧，也是鄂尔多斯陆的边缘相。由于该区露头较

少，没有代表性剖面，但依据在古陆西侧砂坪发育，在古陆的南侧也应存在坪环境，但由于南侧陆源砂不发育，因此推测为砂泥坪。

4. 西缘含砂泥云坪

西缘含砂泥云坪分布在西缘环陆泥砂坪的外侧；其准同生白云岩含量大于50%，并含有陆源泥和陆源砂。其代表性剖面有贺兰山苏峪口、平凉、陇县和岐山等，砂质白云岩、泥质白云岩和粉砂岩发育，底部有砾岩和磷酸盐岩。在白云岩中见有斜层理、水平层理和石膏假晶等，也有生物碎屑，岩石呈紫红色。所有这些特征均说明这一地带水体很浅，可能处于海平面附近的潮间带，气候干燥。

5. 南缘泥云坪

南缘泥云坪分布在南缘环陆砂泥坪的外侧；其准同生白云岩含量大于30%，陆源泥含量也大于30%，但以准同生白云岩为主。其代表性剖面为永济，岩石为泥质、泥－粉晶白云岩、页岩及泥晶石灰岩等；应为潮间带上部环境。

6. 开阔海

有西缘开阔海和南缘开阔海。往西、往南厚度均逐渐增大，陆源物质逐渐减少，还原色含量逐渐增高，向西与祁连海槽相连，向南与秦岭海槽相连；因此，本区西缘和南缘应为开阔海。

总之，苏峪口期是寒武纪海侵的初始阶段，沉积范围仅局限在西缘和南缘，水浅，潮坪环境发育。这基本上是一个“陆外为坪（泥砂坪、砂泥坪、泥云坪）、坪外为海（开阔海）、海（开阔海）外为槽（深水海槽）”的古地理格局。

第二节　早寒武世馒头组岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据5个地面剖面和两个井下剖面，作出了本区西部下寒武统馒头组沉积相剖面对比图。

在桌子山剖面，本组岩石主要为白云岩或含砂白云岩与砂岩或含云砂岩呈不等厚互层。白云岩为粉晶或极细晶，即为准同生白云岩，石英砂岩以中至细粒为主，顶部为砂岩与页岩呈不等厚互层，富含三叶虫碎片，厚41.69m；为海侵初期近岸潮坪环境。

在贺兰山苏峪口剖面，本组岩石主要为灰色、浅灰色、深灰色厚层至块状砂屑白云岩、藻灰结核白云岩、砂质白云岩、白云岩夹颗粒石灰岩和灰绿色页岩；水平纹理、波痕和斜层理发育，生物碎屑常见；厚67.8m；为潮间间歇高能环境。

在银川贺兰山紫花沟剖面，本组岩石主要为深灰色厚层至块状细晶白云岩，产 *Girhanella* 三叶虫；顶部为灰色、深灰色厚层至薄层石灰岩；厚46.7m。

在银川井底泉剖面，本组下部岩石主要为浅灰色薄层石灰岩，上部为深灰色中层白云岩，厚46.0m。

在银川冰沟剖面，本组岩石主要为灰色中厚层至块状灰质白云岩，含少量硅质条带和结核，顶部为灰色、浅灰色厚层白云质石灰岩，厚53.2m。

在银川正目观剖面，本组岩石主要为灰色块状白云岩，顶部为灰白色、肉红色中厚层白云质石灰岩，厚 47.9m。以上这些地区，陆源泥和陆源砂很不发育，白云岩成分也较纯，颜色较深；这说明离陆地较远，应为潮间带环境。

在同心青龙山剖面，本组岩石主要为紫灰色、土黄色、灰绿色页岩夹薄层白云质粉砂岩和石英砂岩，底部为灰色砾岩和砂岩；在顶部 0.3m 的白云质石灰岩中，产腕足类及三叶虫化石，厚 25.5m；为海侵初期近岸潮坪环境。

在固原老爷山剖面，本组岩石主要为灰白色中厚层细晶白云岩与黄色泥质白云岩互层，厚 47.0m，陆源物质少；应为离陆较远的潮坪环境。

在陇县剖面，本组岩石主要为灰色、深灰色藻灰结核白云岩、砂屑白云岩、鲕粒白云岩、钙质页岩；水平层理、斜层理和波痕发育，生物碎屑较多，有软舌螺和三叶虫等；厚 76.21m；下部为潮间间歇高能环境，上部为潮坪环境。

2. 南部沉积相分析

根据 3 个地面剖面和 1 个井下剖面，作出了本区南部下寒武统馒头组沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本组岩石主要为灰色、浅灰色、黄灰色、紫灰色千枚状页岩，水平纹理发育，并有鸟眼构造；顶部白云岩含燧石团块。为潮坪环境。

在韩城剖面，本组岩石主要为浅黄色薄层泥灰岩、白云岩，暗紫色、灰绿色页岩夹深灰色泥质条带石灰岩和薄层灰质粉砂岩，含三叶虫化石。为潮坪环境。

在河津剖面，本组岩石主要为褐灰色暗紫色泥质白云岩、灰黄色中薄层白云岩夹紫红色页岩和钙质泥岩；底部 1m 为灰白色、黄灰色中薄层中细粒石英砂岩。在横向上可变为含砾砂岩，即为底砾岩。在白云岩中有波痕。为潮坪环境。

二、测井相分析

目前钻穿馒头组的井只有任 3 井、天深 1 井及耀参 1 井。根据这三口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区下寒武统馒头组测井相对比图。

任 3 井馒头组的自然伽马曲线为尖峰状，中间为极高值，顶部为低值，幅度近 3600 脉冲/分，说明粘土含量高；视电组率曲线为凹型，中间较低，顶底较高；自然电位为单斜型，由下而上，逐渐偏向负值，中间局部凸出。结合录井资料可知，任 3 井馒头组的岩石为泥岩，其底部为砂砾岩；为潮坪环境。

天深 1 井馒头组的视电组率曲线为缓背斜型，中间稍凸起，上、下部较低；井径曲线呈锯齿状，但无大幅度的变化；自然电位曲线呈不对称型，中上部平缓，下部凸出。结合录井资料可知，天深 1 井馒头组的岩石为泥质白云岩和白云岩，底部为砾岩；为潮坪环境。

耀参 1 井馒头组的自然伽马曲线分两部，上部平缓，低值，说明粘土含量少，下部呈锯齿状，出现极高值，说明粘土含量高；视电组率曲线也分两部，上部平缓，低值，下部锯齿状，出现极高值；声速曲线也可分两部，上部为锯齿状高值。下部较平缓低值；自然电位呈“复背斜”型，上下低值，中间高值，并出现几个小幅度变化。结合录井资料可知，耀参 1 井馒头组的岩石下部为含泥白云岩，上部为砂屑石灰岩；即下部为潮坪环境，上部为滩环境。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据15个地面剖面及7个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统馒头组厚度(m)等值线图。参见附图5。从此图可看出：馒头组亦主要分布在西缘和南缘，但分布范围较苏峪口组广。由西往东，由南往北，厚度逐渐减少。在贺兰山—桌子山、盐池及铜川地区有三个由外向内的凹陷带。

2. 陆源物质含量(%)等值线图

根据9个地面剖面和3个井下剖面的陆源物质含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统馒头组陆源物质含量(%)等值线图。参见附图6。从此图可看出：本组陆源物质较发育，且由外向内含量逐渐增高，最高达49.2%(韩城)。该陆源物质包括陆源泥和陆源砂，在西部陆源砂较发育，最高近50%(桌子山)，在南部陆源砂欠发育，最高为3.66%(河津)。

3. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据9个地面剖面和3个井下剖面的准同生白云岩含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统馒头组准同生白云岩含量(%)等值线图。参见附图7。从此图可看出：本组准同生白云岩较发育，在西部和南部均有分布，在西部含量达70.45%(紫花沟)，在南部含量达96.89%(河津)。

4. 颗粒

本组颗粒较发育，在贺兰山、陇县和耀1井三个地区，颗粒含量较高，分别为23.87%、28.35%和25.07%，这说明在馒头期水动力开始增强了。

本组颜色仍以氧化色为主，且由外向内氧化色含量逐渐增高。

四、岩相古地理

综合上述的沉积相分析、测井相分析和单因素分析，并结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区早寒武世馒头期岩相古地理图。参见附图8。从此图可看出：首先确定出了陆和海两个一级古地理单元，在海中又进一步地确定出了含砂泥云坪、泥云坪、泥云灰混合坪、准滩及开阔海等次一级的古地理单元。

1. 鄂尔多斯陆

其确定方法与苏峪口期相同。此时鄂尔多斯陆的范围较苏峪口期小，这说明海侵进一步扩大了。

2. 西缘环陆含砂泥云坪

西缘环陆含砂泥云坪分布在鄂尔多斯陆的西侧。其准同生白云岩含量大于50%，另外陆源泥和陆源砂也较发育。代表性剖面有桌子山、银川紫花沟、正目观、井底泉、天深1井和青龙山等。岩石主要为灰黄色、灰色泥质白云岩、砂质白云岩、泥灰岩、石灰岩、石英砂岩、粉砂岩和页岩等，见有波痕和水平层理，含有生物碎屑；为海侵初期近岸潮坪环境。

3. 南缘环陆泥云坪

南缘环陆泥云坪分布在鄂尔多斯陆的南侧。其准同生白云岩含量大于50%，陆源泥也较发育。代表性剖面有韩城和河津。岩石为褐灰色、暗紫色泥质白云岩、白云岩、泥灰岩、钙质泥页岩和钙质粉砂岩，见有波痕和水平层理，又见有三叶虫化石；为近岸潮坪环境。

4. 泥灰云混合坪

有西缘泥灰云混合坪和南缘泥灰云混合坪，分别分布在西缘环陆含砂泥云坪和南缘环陆泥云坪的外侧。其准同生白云岩含量和陆源泥含量均大于30%，此外灰泥也较发育。代表性的剖面有固原老爷山和岐山等，主要岩石为灰黄色泥质白云岩、泥－粉晶白云岩、细晶白云岩和页岩，陆源物质不大发育，水平纹理和鸟眼构造发育；为近岸潮坪环境。

5. 准滩

有三个准滩，即贺兰山准滩，陇县准滩和耀参1准滩，都分布在坪的外侧，是坪与开阔海的过渡相带。其颗粒含量均大于20%。代表性剖面有贺兰山苏峪口、陇县和耀参1井。砂屑白云岩、藻灰结核白云岩和生物碎屑石灰岩较发育，因此、又可称为砂屑准滩。在苏峪口期，还没有滩；在馒头期，开始出现这三个准滩，这说明馒头期海域的水动力增强了。

6. 开阔海

有西缘开阔海和南缘开阔海，其确定法与苏峪口期相同。

总之，在馒头期，海侵有所扩大，鄂尔多斯陆有所缩小，其西南两侧仍为潮坪，坪之外侧有几个能量较高的准滩，再向外为开阔海，并与深水海槽相连。这样，就形成了"陆外为坪、坪外有滩、滩外为海(开阔海)、海槽相连"的岩相古地理格局。馒头期已无砂坪和砂泥坪了，取而代之的是含砂泥云坪、泥云坪和泥灰云混合坪。这表明鄂尔多斯陆地地带更加平缓了，它只能向其相邻的海域提供更细粒的陆源物质了。另外，在贺兰山、陇县和耀参1井地区，出现砂屑准滩，这标志着高能量的滩已开始发育了。这是个重要的演化。馒头期的古气候较干燥。

第三节　早寒武世毛庄期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据5个地面剖面和3个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区西部下寒武统毛庄组沉积相剖面对比图。

在桌子山剖面，本组岩石下部主要以绿色、灰色、红色白云质、钙质、粉砂质页岩为主；中部为疙瘩状云质石灰岩及叠层石粉晶白云岩；上部为藻灰结核石灰岩及鲕粒含灰白云岩。由下而上岩性由页岩逐渐变为颗粒石灰岩，这说明在本期的水体能量在逐渐增强。

在贺兰山苏峪口剖面，本组岩石主要为紫红色砂质或含砂页岩、含灰页岩、砂岩、泥质白云岩、细晶白云岩，含三叶虫、头足类碎屑和砂屑，有水平层理和波痕，厚54.75m；为近岸潮坪环境。

在银川紫花沟剖面、本组岩石主要为深灰色石灰岩、白云质石灰岩、石灰岩、白云岩、粉砂岩和石英砂岩，向南和向北减薄。到井底泉剖面，本组岩石为黄绿色、紫红色、灰绿色页岩夹石灰岩、泥岩，厚121.2m。这两地区应为潮坪环境。

在青龙山剖面，本组岩石主要为紫灰色钙质页岩、泥质白云岩、含砂白云岩、鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩等，厚122.1m；主要为潮坪环境，偶尔出现潮下高能环境。在平凉银洞官庄，本组岩石为紫红色页岩、粉砂岩、泥灰岩、鲕粒石灰岩和泥质白云岩等，含三叶虫和海百合等生物碎片，还见有藻团块和海绿石，虫孔、水平层理、斜层理、交错层理和波痕等构造常见，局

部有石膏假晶，厚 77.19m，为潮坪边缘环境。

2. 南部沉积相分析

根据 3 个地面剖面和 1 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部下寒武统毛庄组沉积相对比图。

在岐山剖面，本组岩石主要为棕红色、褐灰色、黄色千枚状页岩、石英粉砂岩、砂质石灰岩和泥质石灰岩等，局部有鲕粒石灰岩和藻灰结核石灰岩，水平纹理、波痕和鸟眼等构造发育，厚 175.16m；基本上为潮坪环境。

在河津剖面，本组岩石主要为暗紫色页岩、钙质页岩、白云质泥岩和泥灰岩等。泥灰岩富含生物碎屑，常见波痕，厚 50.45m；为潮坪环境。

3. 东部沉积相分析

根据 5 个地面剖面，作出了鄂尔多斯地区东部下寒武统毛庄组沉积相剖面对比图。

在偏关剖面，本组岩石主要为紫色、灰紫色页岩夹粉砂岩及石灰岩，厚 27.2m；为泥坪环境。

在清水河剖面，本组岩石主要为灰白色、肉红色石英砂岩、紫红色石英粉砂岩和页岩，局部含砾石；为砂泥坪环境。

在乌拉特前旗大余太剖面，本组岩石主要为黄灰色钙质砂岩、含砂页岩和泥灰岩等，厚 42.5m；为泥砂坪环境。

在东部其它地区没有毛庄组。

中部的毛庄组主要见于井下剖面，故在下面的测井相分析中论述。

二、测井相分析

根据 5 口井的测井曲线资料，作出了鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组测井相对比图。

任 3 井毛庄组的自然伽马曲线呈箱状，上、下段粘土含量高；视电组率曲线可分两段，上段值较高，呈大幅度锯齿状，下段值较低，呈小幅度锯齿状；自然电位曲线变化平缓。结合录井资料可知，任 3 井毛庄组主要为页岩、泥岩和白云岩；为泥坪环境。

天深 1 井毛庄组的视电阻率曲线平缓，呈“单斜”型，由上到下，逐渐降低；井径曲线呈锯齿状，中间稍凸出；自然电位曲线可分两段，上段较高，中间有一缓坡。结合录井资料可知，天深 1 井毛庄组粘土含量高，陆源砂含量也较高，基本上为页岩和砂岩；为砂泥坪环境。

庆深 2 井毛庄组的自然伽马曲线呈锯齿状，变化大，但都为较高值，说明粘土含量高；视电阻率曲线中间较低，上下部较高；井径曲线在中间出现两个高值；自然电位曲线呈“单斜”型，由上到下逐渐降低。结合录井资料可知，庆深 2 井毛庄组主要为页岩、泥质白云岩、白云岩和石灰岩，陆源物质发育；为潮坪环境。

庆深 1 井毛庄组视电阻率曲线由上到下可分三段，上下低值，中间高值；井径曲线由上到下逐渐降低；自然电位曲线上段变化平缓，下段变化大，由极高值变为极低值。结合录井资料可知，庆深 1 井毛庄组主要为泥页岩夹石灰岩和白云岩；为泥坪环境。

耀参 1 井毛庄组的自然电位曲线呈箱状，上下部为高值，变化平缓，中间为低值，呈 V 字型，说明粘土含量较低；视电阻率曲线中下部值稍高，但变化不大；声速曲线上下部出现锯齿状，变化幅度大，说明孔隙发育，中间变化幅度小；自然电位曲线上部为较高值，下部为较低值，呈“向斜”型。结合录井资料可知，耀参 1 井毛庄组陆源物质少，鲕粒石灰岩、鲕粒白云

岩、砂屑石灰岩发育，另夹有泥质白云岩、粉砂岩和页岩；为滩环境。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 23 个地面剖面和 7 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组厚度(m)等值线图。参见附图 9。从此图可看出：本组分布范围较广，在鄂尔多斯四周都接受了沉积，且贺兰山地区与北部内蒙地区沟通了；在银川、环县及铜川三地区，有由外向内的凹陷带。在吴旗和平凉有一由内向外的隆起。

2. 陆源物质含量(%)等值线图

根据 13 个地面剖面和 7 个井下剖面的陆源物质含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组陆源物质含量(%)等值线图。参见附图 10。从此图可看出：本组陆源物质很发育，且由外向内逐渐增高，最高达 100%(清水河)；在天深 1 井和环县阴石峡两地区亦为高值区，分别高达 90.63%和 84.35%。此陆源物质包括陆源泥和陆源砂，以陆源泥为主。

3. 陆源砂含量(%)等值线图

根据 5 个地面剖面和 4 个井下剖面的陆源砂含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组陆源砂含量(%)等值线图。参见附图 11。从此图可看出：本组陆源砂较发育，主要分布在西北部和东北部，含量在西北部高达 30.95%，在东北部高达 51.97%。

4. 颗粒含量(%)等值线图

根据 9 个地面剖面和 5 个井下剖面的颗粒含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组颗粒含量(%)等值线图。参见附图 12。从此图可看出：本组颗粒比较发育，且主要分布在桌子山、贺兰山、青龙山、庆深 2 井、耀参 1 井和岐山等地，即西缘和南缘地区，含量最高达 26.49%(桌子山)。

本组准同生白云岩不发育，只在庆深 1 井含量达 37.66%，其它地区含量都很低。本组颜色仍以氧化色为主，且由外向内其含量逐渐增高。

四、岩相古地理

综合上述的沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区早寒武世毛庄期岩相古地理图。参见附图 13。从此图又可看出：首先确定出了陆和海两个一级古地理单元，在海域中又确定出了泥砂坪、砂泥坪、泥坪、云泥坪、准滩和开阔海等次一级的古地理单元。

1. 陆

有两个陆，即鄂尔多斯陆和阿拉善陆。鄂尔多斯陆的确定方法同前。阿拉善陆的确定主要依据区域地质资料。苏峪口期和馒头期的统一的鄂尔多斯陆，此时一分为二了，即分裂成阿拉善陆和鄂尔多斯陆了，也可以说阿拉善陆从鄂尔多斯地台分离出去了。这是一个重要的演化，这说明毛庄期是贺兰裂谷的强烈活动时期。

2. 泥砂坪

即东北部环陆泥砂坪，分布在鄂尔多斯陆的东北侧。其陆源物质含量大于 50%，以陆源砂为主。代表性剖面有清水河和乌拉特前旗大余太。钙质石英砂岩发育，另夹有页岩和泥灰岩等，且见有斜层理、波痕等构造。为近岸泥砂坪环境。

3. 砂泥坪

即西北部环陆砂泥坪，分布在鄂尔多斯陆的西北侧，其陆源物质含量大于50%，以陆源泥为主，陆源砂也较发育。代表性剖面有贺兰山苏峪口、天深1井和任3井等。主要岩石为紫红色页岩、砂质页岩、砂岩、泥质白云岩和白云岩等，水平层理、斜层理和波痕等构造常见，陆源砂和砾发育。为近岸砂泥坪环境。

4. 泥坪

即西南部环陆泥坪，分布在鄂尔多斯陆的西南侧、南侧及东侧，分布范围甚广。其陆源物质含量大于50%，以陆源泥为主，很少有陆源砂。代表性剖面有青龙山、平凉、陇县、岐山、河津和洪洞等。主要岩石为紫红色页岩、粉砂岩、泥灰岩、砂质灰岩和鲕粒石灰岩。常见三叶虫、海百合等生物碎片，还见有海绿石和藻团块。水平层理、斜层理、交错层理及波痕等构造常见，有时见有石膏假晶。应为近岸潮坪环境。

5. 云泥坪

即庆深2云泥坪，分布在西南部环陆泥坪的外侧。陆源泥和准同生白云岩都比较发育，以陆源泥为主。代表性剖面有庆深2井。主要岩石为紫红色、灰绿色页岩、灰色深灰色石灰岩、白云岩、泥质白云岩、粉砂岩和砂岩，陆源泥较发育，准同生白云岩和石灰岩也较发育。为潮间带环境，因此称为云泥坪。

6. 准滩

有两个准滩，即桌子山准滩和耀参1准滩。桌子山准滩分布在西北部环陆砂泥坪的外侧，是砂泥坪与西缘开阔海的过渡相带。主要岩石有藻灰结核石灰岩、鲕粒白云岩、疙瘩石灰岩、叠层石石灰岩和页岩等，颗粒发育，且以藻灰结核和鲕粒为主；可称作鲕粒准滩。

耀参1准滩分布在西南部环陆泥坪的外侧，是泥坪与南缘开阔海的过渡相带。鲕粒石灰岩、砂屑石灰岩、鲕粒白云岩发育，夹有泥质白云岩、粉砂岩和页岩。颗粒以鲕粒为主。为鲕粒准滩。

另外，在青龙山、岐山、庆深2井和庆深1井，颗粒含量也达10%以上，但这些地区以泥坪占主导地位，故定不出雏滩了。

7. 开阔海

有西缘开阔海和南缘开阔海，其确定方法与苏峪口期和馒头期相同。

总之，到毛庄期，海侵进一步扩大，原来的统一的鄂尔多斯陆进一步缩小，并且一分为二，即分裂为阿拉善陆和鄂尔多斯陆，这就是说，鄂尔多斯海域已和内蒙海槽沟通了。这是一个重要的古地理演化。在鄂尔多斯陆的四周，仍广泛地发育着各种潮坪环境；这是真正的坪围陆的古地理格局。在坪的外侧，还分布着一些准滩；其西缘和南缘均为开阔海，并与深海海槽相连；这和馒头期相似。总之，毛庄期的岩相古地理仍为"陆外为坪、坪外有滩、滩外为海(开阔海)和海外为槽"这个"四重结构"的格局。这个"四重结构"的古地理格局是鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理的基本格局。

第六章　中寒武世岩相古地理

第一节　中寒武世徐庄期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据 5 个地面剖面和 3 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区西部中寒武统徐庄组沉积相剖面对比图。

在桌子山剖面，本组岩石主要以灰色鲕粒石灰岩和疙瘩石灰岩为主、石英砂岩和粉砂质页岩也较发育，夹少量泥晶石灰岩和竹叶石灰岩等，厚 135.54m，颗粒较发育；说明水动力条件较高，为潮下高能环境。

在贺兰山苏峪口剖面、本组岩石主要为灰绿色页岩、泥灰岩、石灰岩夹鲕粒石灰岩和粉细晶白云岩，含生物碎屑，厚 181.72；为潮间环境。

在青龙山剖面，本组岩石主要为灰色鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩、粉砂质石灰岩及灰绿色、紫灰色页岩、粉砂质和钙质页岩；为潮下高能环境。

在固原老爷山剖面，本组岩石主要为紫红色、灰绿色等杂色页岩夹紫灰色、褐灰色薄层石灰岩、鲕粒石灰岩和竹叶石灰岩，厚 127.0m；以潮坪环境为主，偶尔出现潮下高能环境。

在平凉剖面，本组岩石主要为紫红色、紫灰色砂质和钙质页岩、泥灰岩、砂质石灰岩及浅棕色石灰岩，普遍有蠕虫状构造，波痕及小型干裂也常见，厚 106m；为潮上环境。

在陇县剖面，本组岩石主要为灰色鲕粒石灰岩、砾屑石灰岩、砂屑石灰岩、泥晶石灰岩、泥灰岩和灰紫色、紫褐色粉砂质页岩和钙质页岩等，颗粒发育，生物碎屑发育，有三叶虫、海百合和腕鳃类，也见有海绿石，厚 162.35m；为潮下高能环境。

2. 南部沉积相分析

根据 3 个地面剖面和 1 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部中寒武统徐庄组沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本组岩石下部为灰色、深灰色、灰白色中厚层粉细晶白云岩、泥质白云岩、鲕粒白云岩和页岩等，水平纹理、斜层理和波痕等发育；上部为紫灰色、黄灰色页岩夹灰色、黄灰色中厚层泥－细晶石灰岩和泥灰岩等，见残余砂屑石灰岩，厚 219m；为潮坪环境。

在河津剖面，本组岩石为灰色、灰黑色厚层鲕粒石灰岩、泥－细晶石灰岩、泥灰岩和暗紫色页岩和钙质页岩等，含三叶虫化石，波痕发育，厚 105.78m；以潮上带环境为主，有时为潮下高能环境。

3. 东部沉积相分析

根据 5 个地面剖面，作出了鄂尔多斯地区东部中寒武统徐庄组沉积相剖面对比图。

在中阳剖面，本组岩石为紫红色、灰紫色中厚层中细粒石英砂岩、白云质石英砂岩、白云

质砂质页岩、泥质白云岩、白云质石灰岩、泥灰岩夹鲕粒石灰岩，含生物碎屑，水平纹理发育，厚48.8m；为近岸砂泥坪环境。

在兴县剖面，本组岩石为砂岩、粉砂岩、页岩和泥灰岩、夹有竹叶石灰岩；为近岸砂泥坪环境。

在偏关剖面，本组岩石为紫灰色页岩、粉砂质页岩、白云质砂岩夹鲕粒石灰岩；以潮上泥坪环境为主，偶尔出现潮下高能环境。

在清水河剖面，本组岩石为紫红色页岩、粉砂质页岩、泥灰岩及粉砂岩；为潮上泥坪环境。

在大余太剖面，本组岩石为黄灰色钙质砂岩、页岩和泥灰岩；为近岸砂泥坪环境。

另外，还作了鄂尔多斯地区中部中寒武统徐庄组沉积相剖面对比图，但由于大部分是井下剖面，故放在测井相分析中论述。

二、测井相分析

根据7口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组测井相对比图。

布1井徐庄组的自然伽马曲线为锯齿状，但幅度变化不大，说明粘土含量不高；视电阻率曲线为锯齿状，中下部出现一尖峰；井径曲线也呈锯齿状，上下变化不大。再结合录井资料可知，布1井徐庄组的岩石主要为鲕粒石灰岩、泥晶石灰岩、竹叶石灰岩、泥质白云岩和页岩；其沉积环境主要为滩和泥坪。

任3井徐庄组的自然伽马曲线为大幅度的尖锯齿状，值高，说明粘土含量高；视电阻率曲线也呈尖锯齿状，下部值较高；自然电位曲线呈波状，中间值较低，上下值较高；结合录井资料，可知任3井徐庄组的岩石主要为鲕粒石灰岩、泥质白云岩和页岩；沉积环境主要为滩。

天深1井徐庄组的视电阻率曲线和井径曲线变化幅度小，近于直线型；自然电位曲线呈凹型，中间低，上下高。结合录井资料，可知天深1井徐庄组的岩石主要为竹叶石灰岩、砂屑石灰岩、白云岩和页岩；其沉积环境主要为滩。

李1井徐庄组的自然伽马曲线为尖锯齿状，值高，说明粘土含量高；视电阻率曲线是波状，变化幅度小；声速曲线呈小锯齿状，变化幅度小；自然电位曲线呈波状，变化幅度小。结合录井资料，可知李1井徐庄组的岩石主要为鲕粒石灰岩、泥质白云岩和页岩；其沉积环境主要为滩和泥坪。

庆深2井徐庄组的自然伽马曲线为锯齿状，下部值高，说明粘土含量高；视电阻率曲线是小锯齿状；井径曲线也是尖锯齿状；自然电位曲线呈单斜，由上至下逐渐偏向负值。结合录井资料，可知庆深2井徐庄组的岩石主要为泥质白云岩、砂质白云岩和鲕粒白云岩；其沉积环境主要为泥云坪。

庆深1井徐庄组的自然伽马曲线为尖锯齿状，下部值高，说明粘土含量高；视电阻率曲线，井径曲线、自然电位曲线变化平缓，近于直线。结合录井资料，可知庆深1井徐庄组的岩石主要为鲕粒石灰岩、鲕粒白云岩、砂岩和泥质白云岩；其沉积环境主要为滩。

耀参1井徐庄组的自然伽马曲线分三段，上段高值，中段较低值，下段较高值；视电阻率曲线呈小锯齿状，变化平缓；声速曲线是尖锯齿状；自然电位曲线呈波状。结合录井资料，可知耀参1井徐庄组的岩石主要为鲕粒石灰岩、砂屑石灰岩、云质石灰岩和白云岩；其沉积环境主要为滩。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 22 个地面剖面和 7 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组厚度(m)等值线图。参见附图 14。从此图可看出：除伊盟和吕梁两地区外，其它地区均有徐庄组分布，由外向内，厚度逐渐减小。在银川－乌审旗、铜川－延安、偏关－榆林三个地区存在三个向内延深的凹陷带；在庆阳－陇县一带存在一个向外延伸的隆起带。

2. 陆源物质含量(%)等值线图

根据 16 个地面剖面和 7 个井下剖面的陆源物质含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组陆源物质含量(%)等值线图。参见附图 15。从此图可看出：本组陆源物质较发育，且由外往内陆源物质逐渐增多，最高达 92%(清水河)；另外在固原老爷山、平凉和岐山一带还存在一个高值区；而在乌海－天深 1 井和铜川－庆阳一带则存在低值区。主要为陆源泥，但在东部和北部陆源砂也较发育。

3. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据 7 个地面剖面和 6 个井下剖面的准同生白云岩含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组准同生白云岩含量(%)等值线图。参见附图 16。从此图可看出：本组准同生白云岩不发育，主要分布在西部和南部，且由外向内逐渐增高，最高达 48%(庆深 2 井)，其它地区都在 30%以下。

4. 颗粒含量(%)等值线图

根据 13 个地面剖面和 7 个井下剖面的颗粒含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组颗粒含量等值线图。参见附图 17。从此图可看出：本组颗粒较发育，主要为鲕粒，另外还有竹叶和生屑。在桌子山、银川陶斯沟、任 3 井、天深 1 井、青龙山、耀参 1 井和洪洞等地颗粒含量均超过 20%，在庆深 2 井、庆深 1 井、陇县、河津、中阳等地颗粒含量均超过 10%。这说明徐庄组的颗粒含量已相当多了。

本组颜色仍以氧化色为主，还原色很少。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析，测井相分析、单因素分析，并结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中寒武世徐庄期岩相古地理图。参见附图 18。从此图可看出：有三个面积不大的陆地，各种类型的坪和滩广泛发育，西缘和南缘仍为开阔海。

1. 陆

有三个陆，即伊盟陆、吕梁陆和阿拉善陆。其确定方法与前三期相同。这表明毛庄期的鄂尔多斯陆又缩小了，而且又分裂了，即以前的统一的鄂尔多斯陆已彻底解体了。这说明海侵进一步扩大了。这是一个重要的演化。

2. 环陆含砂泥坪

环陆含砂泥坪分布在伊盟陆和吕梁陆周围，陆源物质含量大于 50%，以陆源泥为主，陆源砂含量大于 10%。代表性剖面有中阳、兴县和乌拉特前旗大余太。主要岩石为紫红色、灰紫色中厚层中细砂岩、白云质砂岩、砂质白云质页岩、泥质白云岩和页岩；含生物碎屑；水平纹理发育，为近岸潮坪环境。

3. 泥坪

有两个泥坪，即西部泥坪和东部泥坪，分布在环陆含砂泥坪的外侧，其陆源物质含量大于50%。代表性剖面有固原老爷山、平凉、岐山、偏关和清水河等。主要岩石为紫红色、灰绿色页岩、砂质和钙质页岩、泥灰岩、砂质石灰岩、白云质石灰岩、泥质白云岩和白云岩等，见有波痕和干裂构造等，为潮上泥坪环境。

3. 泥云坪

即环县泥云坪，分布在西部泥坪的南侧。代表性剖面有庆深2井。岩石为泥质白云岩、砂质白云岩和鲕粒白云岩；这说明它离陆较远，准同生白云岩才得以发育。

4. 泥灰坪

即贺兰山泥灰坪，分布在西部泥坪的外侧。其陆源泥含量大于30%。灰绿色页岩和泥灰岩发育，夹鲕粒石灰岩，见有生物碎屑。为潮间上部环境。

5. 准滩

有五个准滩，即桌子山准滩、任3准滩、青龙山准滩、耀参1准滩和洪洞准滩。四个准滩都分布在坪的外侧，有的紧贴在坪的边缘。颗粒含量均大于20%，以鲕粒为主。含有少量砂砾屑和生物碎屑，因此可称作鲕粒准滩。斜层理和波痕发育，说明水体能量较高。除颗粒石灰岩和颗粒白云岩外，还夹有一定数量的页岩和泥质白云岩，这是徐庄期由浑水沉积向清水沉积过渡的特征。

6. 雏滩

有三个雏滩，即陇县雏滩、庆深1雏滩和河津雏滩，都分布在泥坪的外侧。其颗粒含量均大于10%。鲕粒石灰岩、砾屑石灰岩、砂屑石灰岩、泥灰岩和粉砂质页岩和钙质页岩发育，生物碎屑较多，有三叶虫、海百合和瓣鳃类等，还见有海绿石，波痕发育；这说明它有一定的水动力条件。

7. 开阔海

有西缘开阔海和南缘开阔海。

总之，徐庄期海侵范围进一步扩大了，阿拉善陆依然存在，但鄂尔多斯陆此时也一分为二，又分离成伊盟陆和吕梁陆，陆地面积也大为缩小了。在陆的周围仍发育着大面积的含砂泥坪和泥坪；泥云坪已不发育，但较高能量的碳酸盐准滩和雏滩相当发育，即在坪的周围分布着大大小小的准滩和雏滩，而且还主要是鲕粒准滩和雏滩；这是张夏期鲕粒滩特别发育的前奏。在西缘和南缘，仍和以前各期一样，为开阔海，并与祁连海槽和秦岭海槽相连。总之，徐庄期的岩相古地理面貌仍然是"陆外为坪、坪外有滩、滩外为海、海外为槽"的四重格局。

第二节　中寒武世张夏期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据5个地面剖面和3个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区西部中寒武统张夏组沉积相剖面对比图。

在桌子山剖面，本组岩石为云泥质条带石灰岩、疙瘩石灰岩、泥晶石灰岩和竹叶石灰岩，

并夹有页岩和粉砂质页岩，厚 266.29m；为潮下低能环境，有时为潮下浅滩环境。

在贺兰山苏峪口剖面，本组岩石为灰色、浅灰色泥质条带石灰岩、泥质石灰岩、竹叶石灰岩、鲕粒石灰岩和砂屑石灰岩，厚 411.4m；为潮下低能环境，有时为潮下浅滩环境。

在青龙山剖面，本组岩石为灰色、浅灰色泥晶石灰岩、瘤石灰岩、竹叶石灰岩和鲕粒石灰岩夹页岩，厚 147.9m；为潮下高能环境。

在平凉剖面，本组岩石为深灰色、棕灰色中厚层粉晶白云岩、泥质白云岩夹钙质页岩和鲕粒白云岩，含生物碎屑，全部白云化，颗粒不发育，说明水动力条件低；为潮下低能环境。

在陇县剖面，本组岩石为浅灰色、灰色、深灰色厚层块状鲕粒石灰岩、鲕粒白云岩、砂屑白云岩和白云岩等，富含三叶虫、腕足类和海百合等生物碎屑，见海绿石，水平纹理和鸟眼构造发育，厚 159.43m，颗粒较发育；反映水体能量较高，为潮下浅滩环境。

2. 南部沉积相分析

根据 3 个地面剖面和 1 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部中寒武统张夏组沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本组岩石为灰色、深灰色、浅灰色粉－细晶白云岩、鲕粒白云岩和黄灰色、浅紫色粉－中晶石灰岩，白云化和重结晶普遍，厚 228.33m；为潮下低能环境，有时出现高能环境。

在河津剖面，本组岩石为灰色、深灰色厚层块状鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩夹薄层灰岩，富含生物碎屑，厚 222.0m；为潮下高能环境。

在韩城剖面，本组岩石为灰色、深灰色鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩、泥质条带石灰岩和泥质石灰岩，生物碎屑和化石丰富；为潮下高能环境。

3. 东部沉积相分析

根据 5 个地面剖面，作出了鄂尔多斯地区东部中寒武统张夏组沉积相剖面对比图。

在中阳剖面，本组岩石为灰黄色、灰黑色中厚层白云质鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩、白云质灰岩、泥质条带石灰岩夹黄绿色钙质页岩，化石丰富，厚 52.2m，鲕粒发育；为潮下高能环境。

在兴县剖面，本组岩石为灰黄色粉－细晶白云岩和竹叶白云岩，厚 91.15m；为潮下低能环境，偶尔出现潮下高能环境。

在偏关剖面，本组岩石为灰色中厚层鲕粒石灰岩、泥晶石灰岩夹页岩，厚 102.30m；为潮下高能浅滩环境。

在清水河剖面，本组岩石为灰色灰白色、灰红色薄－中层鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩、生物碎屑石灰岩、泥质石灰岩和石灰岩等，化石丰富，厚 107.8m；为潮下高能浅滩环境。

由于中部的剖面大都是井下剖面，故把中部的沉积相分析放在测井相分析中论述。

二、测井相分析

根据 8 口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区中寒武统张夏组测井相对比图。

布 1 井张夏组的自然伽马曲线为锯齿状，中间稍凸出，说明含有一些粘土；视电组率曲线为锯齿状，上部稍高；井径曲线呈小锯齿状，变化平缓；K40 曲线也呈锯齿状，中下部稍凸出，与自然伽马曲线基本一致。综合这些特征，再结合录井资料，可知布 1 井张夏组的岩石主要为鲕粒石灰岩、鲕粒白云岩、竹叶石灰岩、泥质白云岩和白云岩，其沉积环境主要为滩。

任 3 井张夏组的自然伽马曲线为尖锯齿状，中间值高，说明粘土含量较高；视电阻率曲

线为大锯齿状；自然电位曲线为波状。因此，任 3 井张夏组的岩石主要为竹叶石灰岩、鲕粒石灰岩、泥云质石灰岩和泥岩；其沉积环境主要为滩。

天深 1 井张夏组的视电阻率曲线平缓，井径曲线呈小锯齿状；自然电位曲线呈波状，下段值较高。因此，天深 1 井张夏组的岩石主要为鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩、鲕粒白云岩和云泥质石灰岩；其沉积环境主要为滩。

李 1 井张夏组的自然伽马曲线为尖锯齿状，中段值高，说明粘土含量高；视电阻率曲线为波状，声速曲线为锯齿状，中间值稍高；自然电位曲线呈波状，中下段值较高。因此，李 1 井张夏组的岩石主要为鲕粒石灰岩、砂屑石灰岩和泥质白云岩；其沉积环境主要滩。

庆深 2 井张夏组的自然伽马曲线分两段，上段为低值锯齿状，下段为高值锯齿状，二者间有一陡坡，下段粘土含量高；视电阻率曲线较平缓，值低；井径曲线也较平缓，偶尔出现小尖锋。因此，庆深 2 井张夏组的岩石主要为鲕粒白云岩、竹叶白云岩和泥质白云岩；其沉积环境主要为滩。

庆深 1 井张夏组的自然伽马曲线上段为低值小锯齿状，下段为高值尖峰状，说明下段含粘土多；视电阻率曲线为小波形，平缓；井径曲线为小锯齿状，平缓；自然电位曲线呈单斜，上段低值(偏负)，下段值高(偏正)。因此，庆深 1 井张夏组的岩石主要为砂屑白云岩、鲕粒白云岩、含膏白云岩和泥质白云岩；其沉积环境主要为滩。

耀参 1 井张夏组的自然伽马曲线为锯齿状，下段出现高值，说明含有一定数量的粘土；声速曲线为锯齿状，有的锯齿幅度大，有的平缓；视电阻率曲线为波状；自然电位曲线为波状，值较高。因此，耀参 1 井张夏组的岩石主要为鲕粒石灰岩、砂屑石灰岩、鲕粒白云岩和白云岩；其沉积环境主要为滩。

黄深 1 井张夏组的自然伽马曲线为锯齿状，值较低，说明泥质少；声速曲线为小锯齿状；酸不溶残余物曲线为锯齿状，值低，说明陆源物质少；自然电位曲线平缓，近于直线。因此，其张夏组的岩石主要为鲕粒石灰岩、砂屑石灰岩、鲕粒白云岩和白云岩；其沉积环境主要为滩。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 26 个地面和 8 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中寒武统张夏组厚度(m)等值线图。参见附图 19。从此图可看出：本组分布范围甚广，只剩下伊盟和吕梁两个小范围的地区没接受沉积；在乌海－乌审旗、兴县－榆林、西安－延安有三个由外向内延伸的凹陷带，在吴旗－陇县有一个向外延伸的隆起带；总的趋势是由外向内厚度逐渐变薄。

2. 颗粒含量(%)等值线图

根据 11 个地面剖面和 8 个井下剖面的颗粒含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中寒武统张夏组颗粒含量(%)等值线图。参见附图 20。从此图可看出：本组颗粒非常发育，且主要是鲕粒，因此张夏期是鲕粒发育的鼎盛时期。颗粒主要分布在西缘、南部、东南部和东北部，在西缘含量高达 42%(任 3 井)，在南部最高达 47%(耀参 1 井)，在东南部最高达 56.57%(河津)，在东北部最高达 37%(偏关)。

但是，本组的准同生白云岩和陆源物质却不发育，只在台内分布一些，一般含量不超过 30%。陆源物质以陆源泥为主。颜色主要为还原色，氧化色不发育。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中寒武世张夏期岩相古地理图。参见附图21。从此图可看出：有三个面积不大的陆地，这和徐庄期相似；但是坪不存在了，代之出现的是台内局限海和台地边缘的广泛发育的滩；这是张夏期的最突出的特点。西缘和南缘仍为开阔海。

1. 陆

有三个陆，即伊盟陆、吕梁陆和阿拉善陆。此时，吕梁陆已很小了，因此又可称为吕梁岛。这三个陆的范围都很小，寒武纪海侵到张夏期已达到顶峰。

2. 滩

有八个滩，即任3滩、庆深1滩、黄深1滩、耀参1滩、河津滩、洪洞滩、中阳滩和偏关滩，其颗粒含量均大于30%。鲕粒石灰岩、鲕粒白云岩、竹叶石灰岩、砂屑石灰岩、云质石灰岩和泥质白云岩等发育，生物碎屑和化石丰富，陆源物质少，颗粒含量高，且以鲕粒为主，因此又可称作鲕粒滩；其水动力能量高，为水下相对隆起。这些滩都分布在台地边缘区。

3. 准滩

有两个准滩，即陇县准滩和清水河准滩。主要岩石为灰白色、浅灰色、灰色鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩、生屑石灰岩、鲕粒白云岩、砂屑白云岩、泥质石灰岩和白云岩等，富含化石，有海绿石，水平纹理发育，颗粒含量30—20%，反映水动力条件较高，但比滩稍弱些，为水下相对隆起，称为准滩。因颗粒以鲕粒为主，因此又可称作鲕粒准滩。

4. 雏滩

有六个雏滩，即桌子山雏滩、贺兰山雏滩、布1井雏滩、李1井雏滩、青龙山雏滩和岐山雏滩。除鲕粒石灰岩、竹叶石灰岩、砂屑石灰岩发育外，泥质条带石灰岩、疙瘩石灰岩、泥质白云岩和白云岩等也较发育，颗粒含量20—10%，说明水动力条件较高，但比准滩弱。实际上，张夏组的颗粒含量大都大于10%，因此这些雏滩应是相互连接的，而不是相互孤立的，但在图中未单独标出雏滩。

由于这些滩、准滩和雏滩基本上都分布在西缘、南缘和东缘，即台地边缘，因此，又可统称作台地边缘滩。

5. 局限海

即台内局限海，其北有伊盟陆，东有吕梁陆，西和南有滩和准滩，因此，其水体运动受到阻挡。由于离陆地较近，陆源泥也有一些，准同生白云岩也较发育，因此，这可能是一个较咸化的局限海。

6. 开阔海

有西缘开阔海和南缘开阔海，并和祁连海槽和秦岭海槽相连。

总之，张夏期是寒武纪海侵的高潮期，滩、准滩和雏滩发育。值得注意的是这些滩、准滩和雏滩大都分布在西缘、南缘和东缘，即分布在台地的边缘，属台地边缘滩，这说明在台地边缘水体易受波浪作用，能量较高，易形成滩。这些滩大都是鲕粒滩，因此，张夏期是鲕粒滩兴盛的时期，在整个华北地台均如此。这些滩之外为西缘开阔海和南缘开阔海，并与深海海槽相连，因此，张夏期的岩相古地理格局就和徐庄期及毛庄期的有所不同，它不再是"陆外为坪、坪外有滩"，而是"陆外为局限海、局限海外为滩、滩外为开阔海、开阔海外为深海海槽"。这一无坪的"四重结构格局"是寒武纪的最大海侵期所特有的。

第七章　晚寒武世岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据 5 个地面剖面和 3 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区西部上寒武统沉积相剖面对比图。

在桌子山剖面，本统岩石主要为泥质条带石灰岩、竹叶石灰岩、柱状叠层石石灰岩、泥—粉晶石灰岩、细中晶石灰岩及白云岩等，产丰富的生物化石，竹叶发育，厚 162.6m；为潮间间歇高能环境。

在贺兰山剖面，本统岩石主要为灰色、黄灰色、深灰色中厚层泥质条带石灰岩、泥—粉晶石灰岩、竹叶石灰岩、砂屑石灰岩和粉—细晶石灰岩等，含丰富的生物碎屑，厚 388.75m，有的竹叶石灰岩具风暴成因特征；以潮下低能环境为主，有时出现高能环境。

有青龙山剖面，本统岩石主要为灰色、灰绿色中厚层泥—粉晶石灰岩、竹叶石灰岩、鲕粒石灰岩、粉晶白云岩和泥质白云岩等，化石较少，厚 273m；为潮下低能环境，有时为高能环境。

在陇县剖面，本统岩石主要为棕灰色、灰黄色、灰色中厚层砂屑石灰岩、竹叶石灰岩、泥—粉晶云质石灰岩、竹叶白云岩和粉晶白云岩，含较多的生物碎屑，如腕足类、海百合、三叶虫等；为潮下高能环境。

2. 南部沉积相分析

根据 3 个地面剖面和 1 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部上寒武统沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本统岩石为灰色、深灰色夹棕灰色粉细晶白云岩、鲕粒白云岩夹薄层泥粉晶白云岩和内碎屑白云岩等，白云化强烈，化石稀少，厚 121.11m，以潮下低能环境为主，有时出现高能环境。

在韩城剖面，本统岩石为灰色、深灰色、黄灰色中厚层泥质条带石灰岩、泥质石灰岩、竹叶石灰岩和白云质石灰岩等，生物化石和碎屑丰富，厚 176.0m；以潮下低能环境为主，有时为高能环境。

在河津剖面，本统岩石为灰白色、浅灰色、灰黄色薄层泥质白云岩、粉—细晶白云岩和竹叶白云岩等，竹叶见氧化圈，有时整个岩石为褐红色，说明气候干燥，含铁质结核，水平纹理发育，厚 144.3m；以潮间低能环境为主，有时为间歇高能环境。

3. 东部沉积相分析

根据 6 个地面剖面，作出了鄂尔多斯地区东部上寒武统沉积相剖面对比图。

在中阳剖面，本统岩石为灰白色、青灰色、灰黄色、紫红色薄层泥质白云岩、粉—细晶白云岩、竹叶白云岩和白云质石灰岩等，产丰富的生物化石，水平纹理也较发育，厚 121.1m；以

潮坪环境为主，有时出现潮间间歇高能环境。

在柳林剖面，本统岩石为灰黄色、土黄色、棕红色薄层泥质白云岩、粉－细晶白云岩和竹叶白云岩等，竹叶见氧化圈，水平层理、波痕发育，陆源物质多，化石稀少，厚 93.3m；为潮上云坪环境，偶尔出现竹叶滩环境。

在兴县剖面，本统岩石为灰色、浅灰色粉－细晶白云岩、竹叶白云岩，厚 91.33m；以潮坪环境为主，有时出现潮间间歇高能环境。

在偏关剖面，本统岩石为灰色中厚层泥晶石灰岩、竹叶石灰岩、鲕粒石灰岩和云质石灰岩等，厚 159.4m；以潮下低能环境为主，有时出现高能环境。

在清水河剖面，本统岩石为浅灰色、灰白色、青灰色、灰黄色泥质石灰岩、竹叶石灰岩、鲕粒石灰岩、白云质石灰岩和细晶石灰岩等，产丰富的生物化石，厚 142.7m，竹叶和鲕粒较发育；反映水动力较强，为潮下高能环境。

在乌拉特前旗大余太剖面，本统岩石为灰白色、灰黄色、灰色中厚层石灰岩、泥质条带石灰岩、竹叶石灰岩和鲕粒石灰岩，化石丰富，厚 143.2m；为潮下高能环境。

二、测井相分析

根据 7 口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区上寒武统测井相对比图。

任 3 井上寒武统的自然伽马曲线为尖锯齿状，中下部值较高，说明粘土含量较高；视电阻率曲线也呈尖锯齿状；井径曲线变化平缓，近于直线，自然电位曲线呈波状，上段值较高。因此，任 3 井上寒武统的岩石主要为砾屑石灰岩、竹叶石灰岩、泥质白云岩和白云岩；其沉积环境主要为滩。

布 1 井上寒武统的自然伽马曲线呈小锯齿状，变化平缓、值低，说明粘土含量低；视电阻率曲线呈尖锯齿状；井径曲线近于直线型，中间出现一小尖峰，自然电位曲线为小锯齿状。因此，布 1 井上寒武统的岩石主要为鲕粒石灰岩、竹叶白云岩、云质石灰岩和白云岩；其沉积环境主要为滩。

天深 1 井上寒武统的视电阻率曲线为波状，上段值较高、下段值较低；井径曲线为锯齿状；自然电位曲线为锥状，上段值较高，下段值较低。因此，天深 1 井上寒武统的岩石为竹叶白云岩、白云岩和泥质白云岩；其沉积环境主要为滩和云坪。

李 1 井上寒武统的自然伽马曲线为尖锯齿状，上段和下段出现尖峰，中间出现谷底，说明上、下段泥质较高；视电阻率曲线为两段，上段高下段低，中间有一陡坎；声速曲线为锯齿状，中下段值稍低；井径曲线为锯齿状，中下部出现尖峰。因此，李 1 井上寒武统的岩石主要为砂屑石灰岩、云斑石灰岩、白云岩和泥质白云岩；其沉积环境主要为滩。

刘庆 7 井上寒武统的自然伽马曲线为尖锯齿状，值高，说明泥质含量高；视电阻率曲线分两段，上段值较高、下段值较低、中间有一陡坎；井径曲线为尖锯齿状，变化幅度大；自然电位曲线为单斜型，上段值较高、下段值较低。因此，刘庆 7 井上寒武统的岩石主要为泥质白云岩和白云岩；其沉积环境主要为云坪。

耀参 1 井上寒武统的自然伽马曲线尖锯齿状，中下段出现极高值，说明泥质含量高。视电阻率曲线为波状，出现几个小尖峰；声速曲线为小锯齿状，中下部出现尖峰；自然电位曲线为波状，下部值高。因此，耀参 1 井上寒武统的岩石主要为白云岩、泥质白云岩和角砾状白云岩；其沉积环境主要为云坪。

黄深 1 井上寒武统的自然伽马曲线为尖锯齿状，上、下段值较高，说明泥质多，中段值较低；视电阻率曲线近于直线型；声速曲线呈波状，上、下段值较高，中间值较低；自然电位曲线呈波状，变化平缓；酸不溶物曲线为锯齿状，泥质较高。因此，黄深 1 井上寒武统的岩石主要为砂屑白云岩、鲕粒白云岩、白云岩和泥质白云岩；其沉积环境主要为滩和云坪。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 26 个地面剖面和 8 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区上寒武统厚度(m)等值线图。参见附图 22。从此图可看出：吕梁地区有上寒武统沉积，但庆阳－吴旗一带和伊盟地区无上寒武统沉积，是两个主要的隆起区，厚度由外向内逐渐减少；在贺兰山－桌子山、银川－乌审旗、兴县－榆林、铜川－韩城四个地区，有向内延伸的凹陷；庆阳－陇县地区是一个向外延伸的隆起，稷王山地区是一个北北东向的相对凹陷带。

2. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据 15 个地面剖面和 4 个井下剖面的准同生白云岩含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区上寒武统准同生白云岩含量(%)等值线图，参见附图 23。从此图可看出：本统准同生白云岩比较发育，且主要分布在庆阳－吴旗一带的周围，且由外向内含逐渐增高，最高可达64.26%(柳林)。在伊盟周围，准同生白云岩不甚发育。

3. 颗粒含量(%)等值线图

根据 15 个地面剖面和 5 个井下剖面的颗粒含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区上寒武统颗粒含量(%)等值线图。参见附图 24。从此图可看出：本统颗粒相当发育，这与张夏组类似；颗粒亦主要分布在台地周缘，其中含量较高的有李 1 井(26.9%)，布 1 井(19.19%)，陇县(18.83%)，洪洞(27.99%)，清水河(26.37%)，乌拉特前旗大余太(14.18%)等。另外，在桌子山、贺兰山、任 3 井、青龙山、岐山、韩城、中阳、柳林、临县、兴县等地，颗粒也较发育。但是，本统的颗粒不再是鲕粒为主了，而是以竹叶状砾屑为主，鲕粒已退居次要地位了；这是和张夏组不同的，这是一个重要的演化。

本统陆源物质不发育，且主要分布在伊盟和庆阳－吴旗一带的周围，以陆源泥为主。颜色以还原色为主，氧化色不甚发育。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区晚寒武世岩相古地理图。参看附图 25。从此图可看出：首先确定出了陆和海两个一级古地理单元，在海域中又进一步确定出了云坪、云灰坪、准滩、雏滩、滩间海和开阔海等次一级古地理单元。

1. 陆

有三个陆，即伊盟陆、庆阳陆和阿拉善陆。在中寒武世徐庄期出现的吕梁陆此时已沉没了，但却出现了一个新的陆地，即庆阳陆。总的来说，陆地的范围比张夏期有所扩大，这说明晚寒武世开始海退了。

2. 云坪

即环庆阳陆云坪，分布在庆阳陆的周围，其准同生白云岩含量大于 50%。代表性的剖面

有柳林、平凉等。主要岩性有灰黄色、浅灰色泥质泥晶白云岩和粉晶白云岩及竹叶白云岩，陆源物质多，说明离陆近；为潮上云坪环境。

3. 云灰坪

即中阳彬县云灰坪，分布在环庆阳陆云坪的东侧和东南侧，其准同生白云岩含量介于50－30%。代表性剖面有河津和中阳等。主要岩石为灰白色、灰黄色、浅灰色薄层泥质白云岩、粉晶白云岩、竹叶白云岩和白云质石灰岩等，化石和化石碎屑发育，常见水平纹理；为潮间带环境。

在伊盟陆和庆阳陆之间地带，尤其是伊盟陆的南侧，水体较浅，陆源物质较多，推测应为云坪或云灰坪环境。

4. 准滩

有三个准滩，即清水河准滩、洪洞准滩和李1准滩，均分布在坪的外侧。浅灰色、灰黄色竹叶石灰岩和泥质条带石灰岩发育，颗粒含量达20%以上，说明水动力较强。因颗粒主要是竹叶，因此又可称作竹叶准滩。

5. 雏滩

有九个雏滩，即大佘太雏滩、贺兰山雏滩、任3雏滩、布1雏滩、青龙山雏滩、陇县雏滩、岐山雏滩、韩城雏滩和兴县雏滩。前五个雏滩分布在开阔海中，后四个雏滩分布在坪的外侧。泥质石灰岩、砂屑石灰岩、泥粉晶石灰岩和白云岩较发育，生物化石较丰富，水平纹理发育，颗粒含量均大于10%，说明有一定的水动力条件，但较准滩弱。因颗粒主要为竹叶，因此又可称作竹叶雏滩。其中有的竹叶可能是风暴成因的，例如，在贺兰山上寒武统的竹叶石灰岩具有风暴成因的特征。

6. 滩间海

在贺兰山雏滩、任3雏滩、布1雏滩、青龙山雏滩和李1准滩等之间的海域，水体连通，准滩和雏滩的遮挡作用虽有，但并不大，且与外海相连，因此这些滩之间的海域基本上是正常的台地海。

7. 开阔海

有西缘开阔海和南缘开阔海。

总之，到晚寒武世，开始海退了，因此陆地面积有所增加，而且在陆地周围还广泛地发育着云坪和云灰坪，滩已退居次要地位，而且也不再是鲕粒滩，而是以竹叶状砾屑为主的准滩和雏滩了。这都是和中寒武世张夏期海进高潮时期的古地理面貌（陆地面积小、无坪、鲕粒滩称雄等）大不相同之处。到晚寒武世，鄂尔多斯的岩相古地理又恢复到了“陆外为坪、坪外有滩、滩外为海、海槽相连”的格局。

第八章　早奥陶世岩相古地理

第一节　早奥陶世冶里期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

西部只贺兰山剖面有冶里组。

在贺兰山剖面，本组岩石主要为灰色、浅灰色、深灰色中厚层粉晶白云岩、泥质白云岩、叠层石白云岩和泥晶石灰岩，层状和波状叠层石常见，含有燧石，厚 111m；为潮间上部低能环境。

2. 南部沉积相分析

根据 2 个地面剖面和 2 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部下奥陶统冶里组沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本组岩石主要为浅棕色、紫红色、浅灰色、灰白色泥质粉－细晶白云岩，以中薄层为主，偶尔见有微细纹层状；上部夹一薄层浅紫灰、浅黄色页岩，横向上较为稳定，厚 112m；为潮上泥云坪环境。

在泾阳剖面，本组岩石主要为灰色、灰黄色中薄层泥－粉晶白云岩、粉－细晶白云岩和含泥－粉晶白云岩，厚 105m；为潮间上部低能环境。

在河津剖面，本组岩石主要为深灰色、灰白色中厚层灰质白云岩，含燧石条，底部为含砾白云岩，横向不稳定，砾岩成分为石英和燧石，磨圆较好，底面起伏不平，幅度最大达 50cm，厚 20m；为潮上云坪环境。

在韩城剖面，本组岩石主要为灰绿色、黄绿色薄层石灰岩、竹叶石灰岩、硅质石灰岩夹黄绿色钙质页岩，含生物化石，厚 71m；为潮间上部环境。

3. 东部沉积相分析

根据 8 个地面剖面，作出了鄂尔多斯地区东部下奥陶统冶里组沉积相剖面对比图。

在蒲县剖面，本组岩石主要为灰色中厚层竹叶粉晶白云岩、泥－粉晶白云岩和含泥白云岩，厚 12.75m；为潮间环境，有时出现高能环境。

在中阳剖面，本组岩石主要为褐灰色、浅灰色中薄层泥质白云岩、粉－细晶白云岩和竹叶白云岩夹页岩；为潮间环境，有时出现高能环境。

在柳林剖面，本组岩石主要为灰黄色、浅灰色中厚层粉－细晶白云岩和泥质白云岩等，水平纹理发育，叠层石构造常见；为潮上云坪环境。

在临县剖面，本组岩石主要为灰黄色、土黄色中厚层泥质泥－粉晶白云岩和页岩，厚 38.8m；为潮上泥云坪环境。

在兴县剖面，本组岩石主要为紫灰色、灰白色、浅灰色中厚层粉－细晶白云岩，水平纹理

发育，厚 33.83m；为潮间环境，有时出现间歇高能环境。

在偏关剖面，本组岩石主要为灰黄色、褐灰色、绿黄色中薄层粉晶白云岩、泥质白云岩和细晶白云岩夹竹叶白云岩，有虫孔和叠层石构造，陆源物质较少，厚 56.5m；为近岸泥云坪环境。

在清水河剖面，本组岩石主要为灰色、浅灰色中厚层粉晶白云岩、含泥白云岩及含燧石白云岩，厚 54m；为潮间上部低能环境。

二、测井相分析

目前只有两口井钻遇冶里组。根据这两口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组测井相对比图。

耀参 1 井冶里组的自然伽马曲线为尖锯齿状，幅度大，出现极高值，说明泥质含量高；视电阻率曲线为波状，值较高；声速曲线为尖锯状，自然电位曲线为波状，变化较缓，但值较高。综合分析这些曲线，再结合录井资料，可知耀参 1 井冶里组的岩石主要为泥质白云岩和白云岩；其沉积环境主要为云坪。

黄深 1 井冶里组的自然伽马曲线可分为两段，上段低值下段高值，出现一陡坎，说明下段泥质多；视电阻率曲线为锯齿状；声速曲线上段值低，下段值高；自然电位曲线呈波状；井径曲线呈锯齿状。因此，黄深 1 井冶里组的岩石主要为泥质白云岩和白云岩；其沉积环境主要为云坪。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 19 个地面剖面和 6 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组厚度(m)等值线图。参见附图 26。从此图可看出：冶里组只分布在东缘、南缘和西缘的贺兰山地区，中央大部分地区无冶里组，由外向内，厚度逐渐减少，直至为零。在延安—临汾一带有一东南向的相对隆起带。

2. 陆源物质含量(%)等值线图

根据 10 个地面剖面和 3 个井下剖面的陆源物质含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组陆源物质含量(%)等值线图。参见附图 27。从此图可看出：本组陆源物质不甚发育，主要分布在东缘、南缘和北缘的贺兰山地区；由外向内含量逐渐增多，最高达 35.4%(临县)；这与厚度由外向内逐渐变小的趋势是吻合的；主要为陆源泥。

3. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据 11 个地面剖面和 2 个井下剖面的准同生白云岩含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组准同生白云岩含量(%)等值线图。参见附图 28。从此图可看出：本组准同生白云岩比较发育；主要分布在东部和东南部，且由外向内含量逐渐增高，最高达 100%(黄深 1 井)。这与厚度和准同生白云岩含量的变化规律是一致的。

本组颗粒也较发育，主要分布在东部；在蒲县、中阳和兴县三个地区，其含量超过 10%，其它地区含量在 10%以下。氧化色较发育。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区早奥陶世冶里期岩相古地理图。参见附图29。从此图可看出：统一的鄂尔多斯陆又出现了，在其周围为“U”形的海域，云坪及云灰坪环境发育。

1. 陆

即鄂尔多斯陆，可根据由外向内厚度逐渐减小，陆源物质逐渐增多，准同生白云岩逐渐增多等，确定此陆地的存在。此陆地范围相当大，鄂尔多斯中部全为陆地，这说明冶里期的海退幅度已相当大，统一的鄂尔多斯陆又出现了。

2. 泥云坪

即偏关岐山泥云坪，分布在鄂尔多斯陆的东侧和南侧，其准同生白云岩含量大于50%，陆源泥也较发育。代表性的剖面有岐山、偏关、耀参1井和黄深1井。岩石主要为浅棕红色、紫红色、浅灰色泥质和含泥白云岩，水平纹理、干裂及鸟眼构造发育，无生物或生物很少，为近岸潮上泥云坪环境。

3. 云灰坪

有两个云灰坪，即清水河泾阳云灰坪和贺兰山云灰坪。清水河泾阳云灰坪分布在偏关岐山泥云坪的外侧。代表性的剖面有清水河、临县、柳林、河津和韩城等。岩石主要为准同生白云岩、准同生后白云岩及石灰岩，含有生物，为潮间上部环境。

贺兰山云灰坪紧靠鄂尔多斯陆，准同生白云岩和准同生后白云岩都较发育，波状叠层石和水平纹理常见，主要为潮间带环境。贺兰山云灰坪以西应为开阔海，与祁连海槽相连。

4. 雏滩

有三个雏滩，即兴县雏滩、中阳雏滩和蒲县雏滩，均分布在清水河泾阳云灰坪的外侧，紧靠云灰坪。颗粒含量大于10%，且主要为竹叶。准同生白云岩、竹叶白云岩较发育。竹叶常具有氧化圈，说明它曾暴露于大气中，为潮间带环境。

总之，在冶里期，鄂尔多斯地区中部为陆地，仅在其西缘、南缘和东缘有沉积，即冶里组大体呈“U”形分布在鄂尔多斯陆的外围，基本上为潮坪环境。尽管在本区的西缘尚未发现或尚未肯定有冶里组沉积，但从岩相古地理的总趋势来看，在本区西南缘应有冶里组沉积。因此，在这一重新出现的统一的鄂尔多斯陆的西、南和东三侧，存在这一“U”形的潮坪沉积带，应是十分合理的，因此，鄂尔多斯地区冶里期的岩相古地理仍然是“陆外为坪、坪外有滩”的格局。再向外，应当还是开阔海和深海海槽。

第二节　早奥陶世亮甲山期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

西部的贺兰山剖面有亮甲山组。在贺兰山剖面，本组岩石主要为深灰色、灰色、浅灰色中厚层颗粒石灰岩、云斑石灰岩、含生屑石灰岩和泥质条带石灰岩等，颗粒发育，有砂屑、砾屑、生物碎屑等；这说明其水体能量较高，为潮下高能环境。

2. 南部沉积相分析

根据 2 个地面剖面和 2 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部下奥陶统亮甲山组沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本组岩石主要为浅灰色、灰白色、灰色中厚层白云岩、浅棕色泥质白云岩和含燧石白云岩等，水平纹理发育，厚 112.18m；为潮间上部环境。

在泾阳剖面，本组岩石主要为浅灰色、灰色、灰黄色中厚层细－中晶白云岩、含燧石白云岩和砂砾屑白云岩，见不规则水平纹层，颗粒较发育，厚 121.67m；为潮间环境，有时出现高能环境。

在韩城剖面，本组岩石主要为深灰色、灰色厚层石灰岩、黄灰色、浅黄色薄层泥灰岩和角砾状石灰岩，厚 57.0m；为潮间上部环境。

在河津剖面，本组岩石主要为灰色、灰黑色、浅灰色中薄层泥质石灰岩、角砾状石灰岩、泥晶石灰岩、泥质白云岩和含灰白云岩，水平层理和斜层理发育，常见生物化石，厚 34.8m；为潮间上部环境。

3. 东部沉积相分析

根据 8 个地面剖面，作出了鄂尔多斯地区东部下奥陶统亮甲山组沉积相剖面对比图。

在临汾剖面，本组岩石主要为浅灰色、灰白色、褐灰中厚层泥－粉晶白云岩，含燧石白云岩和粉－细晶白云岩等，纹理发育，无化石；为潮上云坪环境。

在蒲县剖面，本组岩石主要为灰色、浅灰色中厚层含燧石条带粉－细晶白云岩和含泥白云岩，厚 28.46m；为潮间带上部环境。

在柳林剖面，本组岩石主要为灰黄色、浅灰色中厚层含泥粉－细晶白云岩、含燧石粉－细晶白云岩、砂砾屑白云岩、叠层石白云岩和硅岩等，水平纹理发育，厚 44.48m；为潮间带上部环境。

在临县剖面，本组岩石主要为灰色、浅灰色中厚层燧石粉晶白云岩和泥质白云岩，厚 62.60m；为潮间带上部环境。

在兴县剖面，本组岩石主要为浅灰色。灰白色中厚层粉－细晶白云岩、泥质泥－粉晶白云岩、中细晶白云岩和含燧石白云岩，厚 78.48m；为潮间带上部环境。

在偏关剖面，本组岩石主要为褐黄色、褐灰色、浅灰色中薄层含泥泥－粉晶白云岩、含燧石泥－粉晶白云岩、叠层石白云岩夹竹叶白云岩和砂屑白云岩，常见波痕和波状、球状叠层石，纹理发育，见化石，厚 107.5m；为潮上云坪环境。

二、测井相分析

目前只有三口井有亮甲山组，根据这三口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区下奥陶统亮甲山组测井相对比图。

永参 1 井亮甲山组的自然伽马曲线为尖锯齿状，中段值极高，说明泥质多，中下段值较低；视电阻率曲线为二段式，上段值较高，下段值较低，中间有陡坎；声速曲线为尖锯齿状，中间值较高；自然电位曲线为锯齿状，中间值较高。因此，永参 1 井亮甲山组的岩石主要为泥质白云岩和燧石白云岩；其沉积环境主要为云坪。

耀参 1 井亮甲山组的自然伽马曲线为锯齿状，值较高，说明泥质多；视电视率曲线为尖峰状，有三个高峰；声速曲线为尖锯齿状，中、下段值较高；自然电位曲线为波谷型，中间是谷

底、上、下段值较高。因此，耀参 1 井亮甲山组的岩石主要为泥质白云岩和白云岩；其沉积环境主要为云坪。

黄深 1 井亮甲山组的自然伽马曲线为锯齿状，值较高，说明泥质多，视电阻率曲线为锯齿状，值较高；声速曲线上段值较低，锯齿状；自然电位曲线为凹型，中间值较低，上、下值较高；酸不溶物曲线锯齿状，中、下部值较高。因此，黄深 1 井亮甲山组的岩石主要为泥质白云岩、白云岩和砂屑白云岩；其沉积环境主要为云坪。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 17 个地面剖面和 4 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下奥陶统亮甲山组厚度(m)等值线图。参见附图 30。从此图可看出：本组仅分布在本区东部、南部和西部的贺兰山地区，由外向内厚度逐渐减少，一般为几十米厚，最厚 141.07m(贺兰山)。在延安—临汾一带有一东南向的相对隆起带。其特征和分布规律与冶里组很相似。

2. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据 12 个地面剖面和 2 个井下剖面的准同生白云岩含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区下奥陶统亮甲山组准同生白云岩含量(%)等值线图。参见附图 31。从此图可看出：本组准同生白云岩很发育，主要分布在东缘和南缘，由外向内含量逐渐增多，最高达 78.95%(耀参 1 井)；这与厚度由外向内逐渐变小的趋势是一致的。

本组陆源物质不发育，一般在 12%以下，最高为 12%(偏关)。且从东往西、从南往北，含量逐渐增加。本组颗粒不甚发育，只在贺兰山和泾阳两地区含量超过 10%，其它地区都在 10%以下。颜色以还原色为主。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区早奥陶世亮甲山期岩相古地理图。参见附图 32。从此图可看出：首先确定出了陆和海两个一级古地理单元，在海域中进一步确定出了云坪、云灰坪和雏滩等次一级的古地理单元。此古地理格局与冶里期的十分相似。

1. 陆

即鄂尔多斯陆，其分布范围比冶里期稍大些，这说明亮甲山期的海退又进一步发展了。

2. 云坪

即偏关彬县云坪，分布在鄂尔多斯陆的东侧和南侧。准同生白云岩含量大于 50%，含有一些陆源泥。代表性剖面有偏关、临汾、永参 1 井、耀参 1 井和黄深 1 井。主要岩石为褐黄色、褐灰色、浅灰色中薄层含泥泥一粉晶白云岩、含燧石泥一粉晶白云岩夹竹叶白云岩，常见波痕、纹理和叠层石构造，但陆源物质较少，为潮上云坪环境。

3. 云灰坪

即兴县岐山云灰坪，分布在偏关彬县云坪的外侧。代表性剖面有兴县、临县、柳林、中阳、河津、韩城和岐山等。主要岩石为浅灰色、灰白色中厚层粉一细晶白云岩、泥质泥一粉晶白云岩、中晶白云岩、含燧石白云岩夹砂砾屑白云岩、叠层石白云岩、角砾状石灰岩和泥晶石灰岩等，水平纹理和斜层理发育；为潮间带上部环境。

4. 雏滩

有两个雏滩，即泾阳雏滩和贺兰山雏滩。泾阳雏滩分布在兴县岚山云灰坪的南侧，紧靠云灰坪。主要岩石为灰色、浅灰色中厚层粉一细晶白云岩、含燧石白云岩、砂砾屑白云岩、颗粒石灰岩和云斑石灰岩等，见不规则水平纹理，颗粒较发育，含量大于10%，这说明水体有一定的能量，因此称作雏滩。因颗粒主要为砂砾屑，因此，又可称作砂砾屑雏滩。

贺兰山雏滩分布在鄂尔多斯陆的西侧。主要岩石为颗粒石灰岩、云斑石灰岩等。颗粒较发育，有砂屑、砾屑和生屑，其含量亦大于10%，因此称作雏滩。在雏滩东侧，即雏滩与鄂尔多斯陆之间还应存在云坪或云灰坪，因在鄂尔多斯陆东侧和南侧存在云坪和云灰坪。但由于第一手资料欠缺，在图上未标出。

总之，在亮甲山期，鄂尔多斯陆已进一步扩大了，说明海退已进一步发展了，在陆地周围仍存在云坪和云灰坪，亦有少量的雏滩。其岩相古地理总体格局与冶里期十分相似。

第九章　中奥陶世马家沟期岩相古地理

第一节　中奥陶世马家沟一期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据 5 个地面剖面和 2 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区西部中奥陶统马家沟一组沉积相剖面对比图。

在桌子山剖面，本组岩石主要为灰黄色、浅灰色、浅红灰色中厚层白云质石灰岩和砂屑石灰岩，底部和顶部为灰白色、紫红色细粒石英砂岩，含头足类化石，厚 82.78m；为潮间上部环境。

在贺兰山剖面，本组岩石主要为深灰色厚层块状颗粒石灰岩、云斑石灰岩和含生屑石灰岩等；颗粒有砾屑、砂屑、生屑等，陆源泥少；与下伏亮甲山组为连续沉积，为水体能量较高的潮下环境。

在青龙山剖面，本组岩石主要为灰色、灰绿色泥质白云岩，砂质白云岩和斑状白云岩等，陆源泥和陆源砂发育；为近岸潮上含砂泥云坪环境。

在平凉剖面，本组岩石主要为灰白色、白色、浅红色白云质石灰岩夹黄绿色和灰绿色页岩，含头足类化石，厚 50.0m；为潮间上部环境。

在陇县剖面，本组岩石主要为紫红色、灰红色、灰黄色中厚层泥－粉晶白云岩、泥质白云岩和含灰白云岩，水平纹理发育，见有石膏假晶，零星出现藻白云岩和砾石，厚56.75m；为潮上泥云坪环境。

2. 南部沉积相分析

根据 4 个地面剖面和 2 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部中奥陶统马家沟一组沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本组岩石主要为浅灰色、灰色、浅棕红色含泥泥－粉晶白云岩和棕红色页岩，中上部具有残余砂屑，厚为 26.39m；为潮上泥云坪环境。

在泾阳剖面，本组岩石主要为灰黄色、棕灰色、灰色中薄层粉晶白云岩、泥质白云岩和角砾状白云岩夹页岩，底部有白云岩角砾岩，水平层理发育。为潮上泥云坪环境。有垮塌角砾构造，说明原来有膏岩存在。

在韩城剖面，本组岩石主要为浅灰色、黄灰色薄层泥灰岩、泥晶石灰岩和白云岩，有角砾状构造；为潮上含膏泥云坪环境。

在河津剖面，本组岩石主要为浅灰色、灰色、灰黑色泥灰岩、云质石灰岩、灰质白云岩和钙质泥岩，局部有角砾状构造，说明原来有石膏，厚 23.1m；为潮上含膏泥云坪环境。

3. 东部沉积相分析

根据 7 个地面剖面，作出了鄂尔多斯地区东部中奥陶统马家沟一组沉积相剖面对比图。

在临汾剖面，本组岩石主要为灰黄色、褐黄色、黄色薄层泥质白云岩、粉砂质泥岩、角砾状泥岩、石膏岩及泥质石灰岩，以石膏岩发育为特征，石膏有角砾状、纤维状、脉状等，陆源物质较多，底部有粉砂岩；厚 36.74m；为浅水膏湖环境。

在中阳剖面，本组岩石主要为灰绿色、黄绿色、灰黄色薄层泥质泥－粉晶白云岩、白云质灰岩、粉晶白云岩夹深灰色、灰黑色页岩，白云岩呈跨塌角砾状，说明原来有石膏，底部为肉红色石英砂岩、含砾石英砂岩，为海侵初期产物，厚 30.1m；为潮上含膏泥云坪环境。

在柳林剖面，本组岩石主要为灰黄色、浅灰色页状薄层石灰岩、泥质石灰岩、泥质白云岩和砂质白云岩；底部为粉砂岩、砂岩和白云岩角砾岩，有垮塌角砾状构造。为潮上云灰坪环境。

在兴县剖面，本组岩石主要为浅灰绿色、黄绿色薄页状泥粉晶白云岩和泥晶白云岩，夹有灰质条带和砂质条带；白云岩呈垮塌状，说明原来有石膏；底部为石英砂岩，钙质胶结，含砾石，为海侵初期的产物。为潮上含膏泥云坪环境。

在偏关剖面，本组岩石主要为黄绿色、灰黄绿色、褐灰色、浅灰色薄层页状石灰岩、中层泥晶石灰岩、泥质白云岩和灰质粉晶白云岩等，底部为石英砂岩，水平纹理发育，有角砾构造，厚 30.1m。为潮上云灰坪环境。

二、测井相分析

根据 5 口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组测井相对比图。

任 3 井马家沟一组的自然伽马曲线为锯齿状，中下部值较高，证明泥质多；视电阻率曲线为尖锯齿状，中下部值较高；井径曲线分两段，上段呈锯齿状，值较高，下段呈凹状，值较低。因此，任 3 井马一组的岩石主要为砂质白云岩和泥质白云岩；其沉积环境为含砂泥云坪。

天深 1 井马家沟一组的视电组率曲线为波状，值较高；井径曲线呈小锯齿状；自然电位曲线呈单斜状，上段值低下段值高。因此，天深 1 井马一组的岩主要为砂质白云岩和泥质白云岩；其沉积环境主要为含砂泥云坪。

刘庆 7 井马家沟一组的自然伽马曲线为尖锯齿状，下段值极高，说明泥质多；视电阻率曲线为波状；井径曲线为箱状，其中出现许多尖峰；自然电位曲线呈单斜，上段值低下段值高。因此，刘庆 7 井马一组的岩石主要为砂质白云岩和泥质白云岩；其沉积环境主要为含砂泥云坪。

永参 1 井马家沟一组的自然伽马曲线为尖锯齿状，值较高，说明泥质多；视电阻率曲线为小尖峰状，上段值较高；声速曲线为小锯齿状；井径曲线为波状，变化幅度小。因此，永参 1 井马一组的岩石主要为泥质白云岩；其沉积环境主要为泥云坪。

耀参 1 井马家沟一组的自然伽马曲线为尖锯齿状，下段值较高，变化幅度大，说明泥质多，视电阻率曲线上段值高，下段值低，中间有一陡坎；声速曲线为尖锯齿状，变化幅度大；自然电位曲线上段值高，下段值低。因此，耀参 1 井马一组的岩石主要为泥质白云岩和含膏白云岩；其沉积环境主要为泥云坪。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据22个地面剖面和14个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组厚度(m)等值线图，参见附图33。从此图可看出：本组在中央和北部无沉积；马一组主要分布在东部、西部和南部；由外向内厚度逐渐减少；在米脂地区出现一北北东向的相对凹陷，最厚达88m以上(榆9井)；在临汾地区有一个较浅的相对凹陷；在铜川－韩城一带也有一个由外向内延伸的凹陷。

2. 陆源物质含量(%)等值线图

根据16个地面剖面和3个井下剖面的陆源物质含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组陆源物质含量(%)等值线图。参见附图34。从此图可看出：本组陆源物质较发育，主要分布在西部、南部和东部；且由外向里含量逐渐增高，最高达47.15%(岐山)。在西部，陆源砂较发育，含量可达20%以上。在东部和南部，陆源砂不发育，主要为陆源泥。

3. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据15个地面剖面和4个井下剖面的准同生白云岩含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组准同生白云含量(%)等值线图。参见附图35。从此图可看出：本组准同生白云岩很发育，在西部、南部和东部都有，且由外向里含量逐渐增高，最高达95%(泾阳)。

4. 氧化色含量(%)等值线图

根据15个地面剖面的氧化色含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组氧化色含量(%)等值线图。参见附图36。从此图看出：本组氧化色比较发育，主要分布在西部、南部和东部，含量最高达79.99%(陇县)。

此外，在贺兰山剖面，颗粒也比较发育，含量达12%，主要为砂屑。在临汾剖面，本组含膏岩层厚17.23m，占本组46.89%。在榆9井(参见附图36，第16号井下剖面)，膏岩和盐岩层分别为13m和12m，二者占本组28%。在耀参1井，膏岩厚7.79m，占本组厚26.96%。在东部地区，本组普遍见有垮塌角砾构造，说明原来应有石膏或石盐，后来被溶解了。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟一期岩相古地理图。参见附图37。从此图可看出：本区中央大面积为陆，仅西缘、南缘和东缘为海，海域呈"U"形；在海域中有含砂泥云坪、含膏泥云坪、泥云坪、云灰坪、膏盐湖、膏湖和雏滩等次一级古地理单元。

1. 陆

有两个陆地，即鄂尔多斯陆和阿拉善陆。鄂尔多斯陆分布在北部的伊盟到中南部的庆阳一带都为陆地。与早奥陶世相比，统一的鄂尔多斯陆又解体了，即一分为二了，陆地的面积也大为缩小了；这是马家沟期海侵造成的。

2. 含砂泥云坪

即西部环陆含砂泥云坪，分布在鄂尔多斯陆的西侧。准同生白云岩含量大于50%，其次为泥质白云岩和砂质白云岩，陆源砂含量达20%以上，也有陆源泥。代表性剖面有青龙山、任3井、天深1井和刘庆7井等。为近岸潮坪环境。

3. 含膏泥云坪

即东部环陆含膏泥云坪，分布在鄂尔多斯陆的东侧和东南侧。其准同生白云岩含量大于50%，陆源泥和石膏也比较发育。代表性剖面有兴县、河津、韩城、泾阳、耀参1井和永参1井

等。泥质白云岩发育，陆源泥多。井下见有石膏，野外剖面有垮塌角砾状构造，说明也曾有石膏，水平纹理发育。为近岸含膏云坪环境，即典型的萨巴哈环境。

4. 泥云坪

即南部环陆泥云坪，分布在鄂尔多斯陆的南侧。其准同生白云岩含量大于50%，陆源泥也比较发育。代表性剖面有陇县和岐山。泥质白云岩和页岩发育、泥质多，颜色为紫红色。为近岸泥云坪环境。

5. 云灰坪

有两个云灰坪，即东部云灰坪和西部云灰坪，其准同生白云岩含量均大于30%。东部云灰坪分布在东部环陆含膏泥云坪的东侧，代表性剖面有偏关、柳林和永济等；西部云灰坪分布在西部环陆含砂泥云坪的西侧，代表性剖面有桌子山和平凉。除准同生白云岩发育外，泥晶石灰岩、准同生后白云岩和竹叶白云岩也较发育，含有头足类化石。为潮间上部环境。

6. 米脂膏盐湖

即米脂膏盐湖，分布在米脂凹陷带，代表性的井是榆9井。膏岩和盐岩发育，厚度分别为13m和12m，泥质白云岩和泥晶石灰岩也发育，颜色为深灰色。其西侧是近陆的含膏云坪，东侧是云灰坪，即其四周均为浅水的潮坪环境；这一岩相古地理背景说明它是一个在潮坪环境的局部凹陷中形成的浅水膏盐湖。

7. 膏湖

即临汾膏湖，位于临汾相对凹陷中，代表性的剖面是临汾。石膏发育，厚达7.79m；泥质白云岩和泥岩也较发育；颜色为褐灰色、灰黄色。亦为一个位于潮坪环境的凹陷中的浅水膏湖。

8. 雏滩

即贺兰山雏滩。颗粒石灰岩和含生屑石灰岩发育，深灰色，厚层至块状；颗粒含量达12%。为潮下中有一定水动力条件的雏滩环境。

总之，在马家沟一期，新的海侵开始，本区中央和北部仍为陆地，仍称为鄂尔多斯陆，但其面积却比早奥陶世的鄂尔多陆小多了。仅西缘、南缘和东缘为海，呈"U"形分布；水体较浅，潮坪环境极为发育。东部潮坪含陆源砂少，含石膏多；西部潮坪含陆源砂多，含膏少。在米脂和临汾相对凹陷带中分别出现浅水膏盐湖和浅水膏湖。往西水体逐渐变深，在贺兰山地区出现准滩，西缘和南缘为开阔海，分别与祁连海槽和秦岭海槽相连。总之，鄂尔多斯地区马家沟一期的岩相古地理格局，可用"陆外为坪、坪中有湖（膏盐湖和膏湖）、坪外有滩、滩外为海（开阔海）、海槽（深水海槽）相连"来概括。"坪中有湖"、"湖中有膏"和"湖中有盐"算作本区马一期岩相古地理的特点。

第二节　中奥陶世马家沟二期岩相古地理

一、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据21个地面剖面和14个井下剖面的厚度资料，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟二组厚度(m)等值线图，参见附图38。从此图可看出：本组分布较广，除伊盟地区和中央庆

阳地区外，其它地区均有分布。厚度一般为50－100m，且向西、向南厚度逐渐增加。在中东部的米脂地区存在一个近南北向的相对凹陷带，厚达107m(榆9井)。在乌审旗一带存在一个相对凹陷带。在临汾亦存在一相对凹陷带。在庆阳－吴旗存在一个相对隆起带。在河津－祁家河亦存在一个相对隆起带。

2. 颗粒含量

本组颗粒比较发育，在偏关颗粒含量大于20%，在布1井、李1井、耀参1井和洪洞地区，颗粒含量均大于10%。颗粒主要为砂屑、砾屑和生物碎屑等。

本组准同生白云岩不发育，陆源物质也不发育，颜色主要为还原色。

二、岩相古地理

采用上述同样的方法，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟二期岩相古地理图。参见附图39。从此图可看出：整个鄂尔多斯地区，除三个范围不大的陆地外，几乎全为开阔海；在此广阔的海域中，星散地分布着几个雏滩和准滩。

1. 陆

有三个陆，即阿拉善陆、伊盟陆和庆阳陆。这表明马一期的鄂尔多斯陆又分裂了，即分裂成庆阳陆和伊盟陆，这说明海侵已进一步扩大了。西部海域和东部海域已通过乌审旗的凹陷带连通起来了。

2. 准滩

只有一个准滩，即偏关准滩。其颗粒含量达20.43%，主要岩石为砂屑石灰岩、粉屑石灰岩、泥晶石灰岩和泥－粉晶白云岩等。见有波痕和腕足类、头足类和三叶虫等生物化石。

3. 雏滩

有三个雏滩，即布1李1雏滩、耀参1雏滩和洪洞雏滩。主要岩石为砂屑石灰岩、粉屑石灰岩、云斑石灰岩、泥晶石灰岩和泥－粉晶白云岩，化石丰富，颗粒含量大于10%。

4. 开阔海

有三个开阔海，即西部开阔海、南部开阔海和中东部开阔海。西部开阔海和南部开阔海是继承性的开阔海。中东部开阔海分布在本区的中东部，面积较广，主要岩石为泥晶石灰岩、云斑石灰岩和泥－粉晶白云岩，水体能量较低，为潮下低能环境，水体正常，适于生物繁殖。西部开阔海和东部开阔海分别与贺兰祁连海槽和秦岭海槽相连。

总之，鄂尔多斯地区马家沟二期的岩相古地理的特征是广阔的海洋包围着几个小的陆地、无坪、无真正的滩(只有几个小的雏滩或准滩)；这是海侵盛期造成的。这和马一期的云坪广泛发育和坪中有膏盐湖的特征大不相同。

第三节　中奥陶世马家沟三期岩相古地理

一、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据21个地面剖面和14个井下剖面的厚度资料，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟三组厚度(m)等值线图。参见附图40。从此图可看出：本组分布范围较广，除伊盟地区外，

其它地区均有分布。厚度变化较大，在中东部存在一个近南北向的长条状的相对凹陷带，其厚度最大达 325m(榆 9 井)；在临汾地区也存在一相对凹陷带，最厚 88m(洪洞)；其它地区厚度较薄，一般只有 50－100m。中央为一个南北向的相对隆起带，河津－祁家河一带也为一个相对隆起带。

2. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据 14 个地面剖面和 12 个井下剖面的准同生白云岩含量资料，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟三组准同生白云岩含量(%)等值线图。参见附图 41。从此图可看出：本组准同生白云岩较发育，且主要分布在东部及南部，其中庆阳－黄陵及河津－兴县是两个高值带，含量最高达 95%(河津)。在东部米脂凹陷带和临汾凹陷带，准同生白云岩含量较低，且呈同心式分布，即越靠近隆起的地方，准同生白云岩含量越高。

在米脂地区，石膏和石盐发育，含量可达 10%以上。在临汾地区，石膏发育，含量也达 10%以上。参见附图 41。

本组颗粒不发育。颜色以氧化色为主。

二、岩相古地理

采用上述同样的方法，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟三期岩相古地理图。参见附图 42。从此图可看出：整个鄂尔多斯地区，除北部有两个范围不大的陆地外，其他地区均为海水淹没，不过海水比较浅。除西部和南部为开阔海外，本区大部分地区均为云坪环境，其中还分布着膏盐湖和膏湖。和马二期的全区几乎全为广阔海的岩相古地理面貌相比，显然本期是海退了。兹对其各古地理单元分述如下。

1. 陆

有两个陆，即阿拉善陆和伊盟陆。马二期的庆阳陆此时已演变成云坪了。

2. 云坪

有三个云坪，即东部云坪、中部云坪和北部云坪。在东部的偏关、兴县、中阳、河津一带，中部的榆林、庆阳、黄陵一带，北部的东胜一带，准同生白云岩含量均大于 50%，主要岩石为绿黄色页状泥质泥－粉晶白云岩、褐灰色泥晶白云岩、角砾状泥－粉晶白云岩、云斑石灰岩和泥－粉晶石灰岩等，纹理发育，常见石膏假晶，地面常见膏溶垮塌角砾，井下常见石膏和石盐，有时见叠层石，化石较少见；为潮上云坪环境或萨巴哈环境。

3. 膏盐湖

即米脂膏盐湖。分布在东部米脂相对凹陷带，呈近南北向。其准同生白云岩含量小于 50%，石膏石盐含量大于 20%。主要岩石为盐岩、膏岩、泥－粉晶白云岩及泥晶石灰岩。在纵向上，自下而上，岩石呈泥晶石灰岩、泥－粉晶白云岩、膏岩、盐岩、泥晶石灰岩，泥－粉晶白云岩、膏岩、盐岩、泥晶石灰岩等的韵律性变化，这表明海水周期性地注入此膏盐湖，湖水再逐渐咸化的过程。该膏盐湖正好分布在米脂凹陷带，说明在凹陷地方，水体闭塞，与外界不流畅，再加上气候较干燥，容易咸化，故沉淀出石膏和石盐。

4. 膏湖

即临汾膏湖。分布在临汾相对凹陷带。其准同生白云岩含量小于 50%，膏岩含量大于 20%。主要岩石为膏岩、泥－粉晶白云岩、泥岩和泥晶石灰岩等。膏岩类型有瘤状膏岩、竹叶状膏岩、鲕粒膏岩、叠层石膏岩等。本区无盐岩，说明海水只咸化到沉淀石膏的程度，还没有

发展到沉淀石盐的阶段。从古地理格局可看出，临汾凹陷相对较浅，且朝东南方向开口，海水不会高度浓缩。

5. 开阔海

有西部开阔海和南部开阔海。它们是继承性的开阔海，其确定方法和海域特征均与以前各期相同。

总之，在鄂尔多斯地区，马家沟三期与马二期相比，是海退了，这主要表现在开阔海已退缩到西部和南部，全区大部分地区都变成云坪环境了，而且其中还分布着膏盐湖和膏湖。此"陆外为坪、坪中有湖、湖中有膏、湖中有盐"的特征，与马一期颇为相似。

第四节　中奥陶世马家沟四期岩相古地理

一、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 21 个地面剖面和 15 个井下剖面的厚度资料，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟四组厚度(m)等值线图。参见附图 43。从此图可看出：马四组分布范围甚广，除伊盟地区小范围外，其它地区均有分布。本组厚度一般为 40－120m。向西、向南厚度逐渐增大。在东部米脂地区存在一个近南北向的相对凹陷带，厚度最大达 177m(榆 9 井)。中部存在一个近南北向的相对隆起带，在河津也存在一个相对隆起带。

2. 颗粒含量

本组颗粒比较发育，在布 1 井、李 1 井、耀参 1 井、洪洞和兴县地区，颗粒含量均大于 10%，颗粒主要为砂屑、砾屑和生物碎屑等；这说明本期的海域有一定的水动力条件。

3. 准同生白云岩含量

本组也发育一些准同生白云岩，在庆深 1 井和庆深 2 井，准同生白云岩含量均大于 50%；这说明这些地区已相对隆起，水体较浅了。

本组颜色主要为还原色。

二、岩相古地理

采用上述同样的方法，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟四期岩相古地理图。参见附图 44。从此图可看出：除北部有两个面积不大的陆地外，其他地区均为海域，而且主要是开阔海；在此广阔的开阔海中，星散地分布着一个云坪和几个雏滩。和马家沟三期相比，本期显然是又海侵了。兹对其各古地理单元分述如下。

1. 陆

有两个陆地，即阿拉善陆和伊盟陆。伊盟陆已达到最小范围，这说明本期海侵又扩大了。

2. 云坪

即庆阳云坪，分布在庆阳相对隆起带上，其准同生白云岩含量大于 50%。主要岩石为泥－粉晶白云岩、含膏泥晶白云岩和膏岩等。此云坪是马三期中部云坪的延续，但其范围却小的多了。这也说明马四期海侵扩大了。

3. 雏滩

有四个雏滩，即布1李1雏滩、耀参1雏滩、洪洞雏滩和兴县雏滩。在布1井、李1井、耀参1井、洪洞和兴县地区，主要岩石为砂屑石灰岩、粉屑石灰岩、云斑石灰岩、粉—细晶白云岩和泥晶石灰岩等。颗粒含量均大于10%。这些雏滩均分布在台地边缘，说明台地边缘波浪作用较强，易形成滩。

5. 开阔海

有三个开阔海，即西部开阔海、南部开阔海和中东部开阔海。西部开阔海和南部开阔海是继承性的开阔海。中东部开产海是在马三期膏盐湖的基础上演化而来的，其主要岩石为泥晶石灰岩、云斑石灰岩和粉晶白云岩，颜色深至黑灰色，厚层—块状，化石丰富，藻类发育。说明水体正常，为潮下低能环境。

总之，马家沟四期的岩相古地理面貌与马家沟二期颇为相似，即二者都正处在奥陶纪海侵的高潮期，陆地面积缩小，开阔海广布，在开阔海中分散着一些雏滩或准滩。所不同的是，马二期的庆阳陆在马四期为庆阳云坪，这说明马四期的海侵比马二期更甚。

第五节　中奥陶世马家沟五期岩相古地理

一、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据22个地面剖面和21个井下剖面的厚度资料，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟五组厚度(m)等值线图。参见附图45。从此图可看出：本组厚度分布范围较广，除伊盟地区外，其它地区均有分布。厚度变化较大，在东部的米脂地区存在一个近南北向的相对凹陷带，其最大厚度达381m(榆9井)，向外围迅速减薄。在临汾地区也存在一个相对凹陷带，最大厚度达158m，向东南方向开口。其它地区厚度较薄，一般为50—150m。中部存在一个近南北向的相对隆起带，厚度小于50m；在河津—祁家河一带也存在一个相对隆起带，厚度小于50m。向西、向南厚度逐渐增大。

2. 准同生白云岩含量(%)等值线图

根据14个地面剖面和13个井下剖面的准同生白云岩含量资料，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟五组准同生白云岩含量(%)等值线图。参见附图46。从此图可看出：本组准同生白云岩较发育，主要分布在东部地区，其中河津—临县地区是一个高值区，准同生白云岩含量高达96%。在米脂相对凹陷带和临汾相对凹陷带，准同生白云岩均相对较少，但均呈同心式分布，向周围含量逐渐增高。

3. 颗粒含量

在李1井、布1井和耀参1井，颗粒含量均大于10%，主要为砂屑、砾屑和少量生物碎屑。

4. 石膏石盐含量

本组石膏、石盐较发育，在米脂相对凹陷带，石膏石盐含量大于10%，以石盐为主；在临汾相对凹陷带，石膏含量大于10%，无石盐。参见附图46。

本组颜色在中东部以氧化色为主，在西缘和南缘以还原色为主。

二、岩相古地理

采上述同样的方法，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟五期岩相古地理图。参见附图 47。从此图可看出：在整个的鄂尔多斯地区，除北部的两个小陆地外，其他地区均为海域；在此广阔的海域中，除西部和南部为开阔海外，大部分地区均为云坪环境，云坪中还有膏盐湖和膏湖各一个。另外，在开阔海中，尤其是在坪的边缘，还有两个雏滩。与马四期相比，本期显然是又海侵了。

1. 陆

有两个陆，即阿拉善陆和伊盟陆。其确定方法同前。

2. 云坪

有三个云坪，即东部云坪、中部云坪和北部云坪。在东部临县—河津地区，准同生白云岩含量达 50%以上，主要岩石为泥—粉晶白云岩、泥质泥晶白云岩、角砾状白云岩和云斑石灰岩，颜色以氧化色为主，纹理发育，见有石膏假晶、泥裂和鸟眼等构造，膏溶角砾发育。为潮上云坪或萨巴哈环境。

北部云坪和中部云坪是根据区域地质资料推断出来的。

3. 雏滩

有两个雏滩，即布 1 李 1 雏滩和耀参 1 雏滩。在布 1 井、李 1 井和耀参 1 井地区，本组主要发育砂屑石灰岩、粉屑石灰岩、粉—细晶白云岩、泥—粉晶白云岩和泥云岩等，颗粒含量均大于 10%。

4. 膏盐湖

即米脂膏盐湖。在米脂地区，本组主要由膏岩、盐岩、泥质泥—粉晶白云岩、粉—细晶白云岩和泥晶石灰岩等组成，纹理及膏溶角砾发育，含藻类。在纵向上，由下往上岩石为泥晶石灰岩—泥粉晶白云岩—膏岩—盐岩—泥晶石灰岩，构成一个逐渐咸化的序列。马五组出现许多这样的韵律或旋回。米脂膏盐湖正好分布在米脂相对凹陷带。这与马一、马三期的古地理格局十分相似。

4. 膏湖

即临汾膏湖。在临汾地区，本组发育膏岩、泥—粉晶白云岩、泥质泥—粉晶白云岩、云斑石灰岩和泥晶石灰岩等。纹理及鸟眼构造常见。临汾膏湖分布在临汾相对凹陷带，这也与马一、马三期的古地理格局相似。

5. 开阔海

有西部开阔海和南部开阔海，这是继承性的开阔海。

总之，马家沟五期的岩相古地理面貌与马一期和马三期颇为相似，三者都是云坪广布，都具"坪中有湖、湖中有膏、湖中有盐"的特征；这些都是海退其期的产物。值得注意的是，在米脂膏盐湖中，石盐厚度达 49m；这不仅是油气的最佳盖层。而且还为华北找钾提供了最有利的新的前景，即湖中还可能有钾，湖下还有油有气。因此，对本区的马一、马三、马五期，尤其是马五期的膏盐湖的形成机理及其在时空上的分布规律进行深入地研究，具有十分重要的理论意义和生产实际意义。

第六节　中奥陶世马家沟六期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据 4 个地面剖面和 4 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区西部中奥陶统马家沟六组沉积相剖面对比图。

在桌子山剖面，本组岩石主要为灰黑色、深灰色、灰色泥晶石灰岩、泥质石灰岩、瘤石灰岩和黑色笔石页岩等，生物丰富，有笔石、三叶虫、介形虫、骨针、角石和腕足类等；本区马六组以黑色页岩、灰黑色石灰岩和笔石丰富为特征，厚 203.3m；为水体较深的陆棚环境的沉积。

在平凉剖面，本组岩石主要为灰色微带红色厚层石灰岩、云斑石灰岩和泥质条带石灰岩、产三叶虫、头足类和腕足类等化石；厚 186.9m；为安静低能环境的沉积。

在陇县剖面，本组岩石主要为深灰色、浅绿灰色、灰色、灰白色厚层、块状泥晶石灰岩、云斑石灰岩和含生屑石灰岩等，产腕足类、角石、海百合和珊瑚等生物化石，含燧石条带，厚 131.59m；为正常开阔海环境的沉积。

2. 南部沉积相分析

根据 5 个地面剖面和 2 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部中奥陶统马家沟六组沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，本组岩石主要为深灰色、灰色、黑灰色厚层状粉一细晶白云岩、含灰白云岩、藻粘结白云岩和含泥白云岩，水平纹理和波状纹理发育，厚 340.87m，本剖面马六组白云化强烈，全都为准同生后白云岩，其原岩应为泥晶石灰岩；为开阔海环境的沉积。

在泾阳剖面，本组岩石主要为灰色、深灰色、灰黑色厚层粉晶白云岩、藻白云岩和砂屑白云岩，干裂构造发育，含海百合、软体和介形虫等生屑，水平纹理发育，厚 251.4m；其沉积环境主要为潮间带，有时出现高能量环境。

在富平剖面，本组岩石主要为浅灰色、深灰色中厚层粉一细晶白云岩及深灰色泥晶石灰岩，在石灰岩中富含海百合、腕足类和介形虫等生物，白云岩具有纹层、鸟眼、叠层石、揉皱和角砾化等特征，含燧石，厚约 160.0m；为潮间上部环境的沉积。

在东部的兴县、中阳、蒲县、临汾和河津一带，马六组被剥蚀，只剩下 10—20m，岩石为灰色一深灰色厚层块状泥晶石灰岩，成分纯；应为开阔海环境的沉积。

二、测井相分析

根据 9 口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组测井相对比图。

任 3 井马六组的伽马曲线为锯齿状，变化幅度小，值较低，说明泥质含量较低；视电阻率曲线为锯齿状，上段值低下段值高；井径曲线为锯齿状，上段值低下段值高；自然电位曲线为缓坡状。因此，任 3 井马六组的岩石主要为泥晶石灰岩和含泥石灰岩；为开阔海环境。

任 1 井马六组的自然电位曲线为大锯齿状；视电阻率曲线为小锯齿状；井径曲线也为小锯齿状；组分曲线为大锯齿状。因此，任 1 井马六组的岩石主要为泥晶石灰岩和泥质石灰岩；

为开阔海环境。

刘庆 7 井马六组的自然伽马曲线为锯齿状，中间和下部出现两尖锋，说明泥质较多；视电阻率曲线为尖锯齿状；井径曲线为直线型，中间出现一尖峰；自然电位曲线为大锯齿状。因此，刘庆 7 井马六组的岩石主要为泥晶石灰岩和泥质石灰岩夹页岩；为开阔海环境。

天深 1 井马六组的自然伽马曲线为尖锯齿状，值较高，说明泥质多，视电阻率曲线为锯齿状，值较高；井径曲线为小锯齿状；自然电位曲线为二段式，上段值高下段值低。因此，天深 1 井马六组的岩石主要为泥质石灰岩、云质石灰岩和页岩；为开阔海环境。

布 1 井马六组的自然电位分两段，上段尖锯齿状，值高，说明泥质多，下段为小锯齿状，值低，说明泥质较少；侧向电阻曲线为锯齿状；井径曲线近于直线；时差曲线为小波状。因此，布 1 井马六组的岩石主要为泥质石灰岩、云质石灰岩和白云岩；为开阔海环境。

李 1 井马六组的自然伽马曲线为小锯齿状，近于直线，中间出现一小尖峰，说明泥质少；视电阻率曲线为缓波状；声速曲线为尖锯齿状；自然电位曲线为单斜型，上段值高，下段值低。因此，李 1 井马六组的岩石主要为泥晶石灰岩和砂屑石灰岩；为滩的环境。

环 14 井马六组的自然伽马曲线为小锯齿状，说明泥质较少；视电阻率曲线为锯齿状；井径曲线近于直线；自然电位曲线为缓波状。因此，环 14 井马六组的岩石主要为云质石灰岩和含生屑石灰岩；为滩的环境。

永参 1 井马六组的自然伽马曲线为锯齿状，近于直线，值低，说明泥质少；视电阻率曲线为缓波状。因此，永参 1 井马六组的岩石主要为石灰岩和灰质白云岩；为开阔海的环境。

耀参 1 井马六组的自然伽马曲线为尖锯齿状，中间值较高，说明泥质较多；视电阻率曲线为锯齿状；中间值较高；声速曲线为尖锯齿状，中间值较高；自然电位曲线为大波状。因此，耀参 1 井马六组的岩石主要为砂屑石灰岩和灰质白云岩；为滩的环境。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 15 个地面剖面和 14 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组厚度(m)等值线图。参见附图 48。从此图可看出：本组在西部和南部较厚，一般为 100—300m，在东部较薄，一般为 10—20m。本组的厚度大都是剥蚀残余厚度，在西部和南部剥蚀较少，在东部剥蚀较多，中部已没有马六组。

2. 颗粒含量(%)等值线图

根据 8 个地面剖面和 10 个井下剖面的颗粒含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组颗粒含量(%)等值线图。参见附图 49。从此图可看出：本组颗粒不甚发育，在李 1 井和耀参 1 井，颗粒含量大于 20%；在任 4 井、环 14 井和泾阳，颗粒含量大于 10%；其它地区都小于 10%。颗粒主要为砂屑和生屑。

3. 还原色含量等值线图

根据 11 个地面剖面和 2 个井下剖面的还原色资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组还原色含量(%)等值线图。参见附图 50。从此图可看出：本组还原色发育，其含量最高达 90%(延深 1 井)，且由外向内含量逐渐增高。

本组陆源物质不发育，一般小于 20%。准同生白云岩不发育，只在富平地区准同生白云岩含量达 32%。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟六期岩相古地理图。参见附图51。从此图可看出：除北方的两个范围不大的陆地外，其他地区全为开阔海，其中星散着几个雏滩和准滩，还有一个小云灰坪。这一岩相古地理面貌与马家沟四期相似。

1. 陆

有两个陆，即伊盟陆和阿拉善陆。虽然鄂尔多斯中央大部没有马六组，但从地震剖面看，地层逐渐向北超覆，奥陶系顶部被削去，说明原来应有马六组沉积。因此，伊盟陆仍局限在北部一小范围。

2. 云灰坪

即富平云灰坪，其准同生白云岩含量大于30%。岩石主要为灰色、浅灰色泥质白云岩和白云岩，常见干裂、揉皱和角砾等构造。为潮间上部环境。

3. 准滩

有李1准滩和耀参1准滩。岩石主要为砂屑石灰岩、泥晶石灰岩和灰质白云岩，三叶虫、藻类和海百合丰富，颗粒含量大于20%。为潮下较高能环境。

4. 雏滩

有任4雏滩、环14雏滩和泾阳雏滩。任4雏滩和环14雏滩发育砂屑石灰岩、含生物石灰岩和泥晶石灰岩，化石丰富。泾阳雏滩发育砂屑白云岩、白云岩和藻白云岩。这三个地区的颗粒含量均大于10%。

这些准滩和雏滩大都位于开阔海外部，即大都靠近深水区，因此，在其外侧常出现滑塌角砾岩，如靠近李1准滩和任4雏滩的天深1井、天1井、天2井、布1井等，就是这样。

5. 开阔海

有台内开阔海、西缘开阔海和南缘开阔海。台内大片面积发育泥晶石灰岩，说明水体能量弱，是台上较浅水的开阔海。西缘开阔海和南缘开阔海水体较深，在桌子山剖面还出现黑色笔石页岩。西缘开阔海与贺兰祁连海槽相连，南缘开阔海与秦岭海槽相连。

总之，在马家沟六期，整个鄂尔多斯地区，除了北方有两个面积不大陆地外，均为开阔海；在此空前辽阔的开阔海中，星散着几个雏滩和准滩，还有一个面积很小的云灰坪。这是马家沟期第三次海侵造成的。这次海侵比马四期的海侵还要大，因为马四期的庆阳云坪此时也变为开阔海了。因此，这次海侵是中奥陶世马家沟期海侵的最高潮。

第十章　中奥陶世平凉期岩相古地理

第一节　中奥陶世平凉早期岩相古地理

一、沉积相分析

1、西部沉积相分析

根据4个地面剖面和4个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区西部中奥陶统平凉组下部沉积相剖面对比图。

在桌子山剖面，平凉组下部岩石为绿灰色、黑色页岩、粉砂岩，夹6层颗粒石灰岩；这6层颗粒石灰岩由3层角砾石灰岩、2层棘屑石灰岩和1层准竹叶灰泥石灰岩组成；底部一层棘屑石灰岩在横向上可变为薄层石灰岩和角砾石灰岩。角砾石灰岩为碎屑流沉积，棘屑石灰岩为颗粒流沉积。泥页岩富含笔石，在粉砂岩层面上云母片富集，水平纹理和波痕发育。为较深水斜坡环境沉积。

在贺兰山樱桃沟剖面，平凉组下部岩石为泥页岩、粉砂岩、砂岩和细砾岩，夹6层角砾石灰岩。泥页岩为黑色、灰绿色，轻微变质，有的形成板岩，含笔石。粉砂岩、砂岩和细砾岩发育，细砾岩的砾石成分有石英、燧石、粘土岩及少量藻屑和砂屑石灰岩，可见正粒序，其上部有波状层理和斜层理，为浊流沉积。角砾石灰岩为碎屑流沉积。

在贺兰山南段长流水剖面，平凉组下部岩石以页岩、粉砂岩和砂岩为主，夹4层砂砾屑石灰岩和3层细砾岩。砂砾屑石灰岩为颗粒流沉积，角砾石灰岩为碎屑流沉积。

在环县石板沟剖面，平凉组下部岩石为页岩和粉砂岩夹角砾石灰岩。角砾石灰岩为碎屑流沉积。

在平凉剖面，平凉组下部岩石为深灰色、灰黑色粉砂质砂质泥岩、页岩夹凝灰岩和角砾石灰岩。在泥页岩中富含笔石，凝灰岩发育，且以陆源碎屑即石英、长石和岩屑等为主，火山岩碎屑次之，多为玻璃质。角砾石灰岩为碎屑流沉积，有的颗粒石灰岩是浊流或颗粒流沉积。

2. 南部沉积相分析

根据4个地面剖面和3个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部中奥陶统平凉组下部沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，平凉组下部岩石为黄绿色、深灰色、灰黑色泥页岩、钙质泥岩夹薄层石灰岩、角砾石灰岩和凝灰岩。泥页岩富含笔石，薄层石灰岩含珊瑚和腕足类化石。角砾石灰岩为碎屑流沉积。

在富平剖面，平凉组下部岩石为灰色、深灰色薄层泥晶石灰岩、泥质石灰岩、粉屑石灰岩、砂屑石灰岩夹角砾石灰岩。薄层泥晶石灰岩水平纹理、波状纹理发育，有的具有波痕和水平虫孔，揉皱发育，含石英粉砂。该角砾石灰岩为重力流沉积，属深水斜坡环境[48]。

在泾阳剖面，平凉组下部岩石为浅灰色，深灰色中薄层砂屑石灰岩、砾屑石灰岩、生屑石

灰岩和粉细晶白云岩等，生物碎屑发育，有三叶虫、海百合、腕足类、苔藓虫、骨针、软体动物和藻类等，多呈破碎状。颗粒含量高，亮晶胶结为主，说明水动力条件高。有的白云岩有干裂构造。主要为滩环境的沉积。

二、测井相分析

根据 8 个井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组下部测井相对比图。

天 1 井平凉组下部的自然伽马曲线呈小锯齿状，上部值较高，下部值较低；视电阻率曲线为凹形；声速曲线上部为锯齿状，下部为直线状；自然电位曲线上部值高，下部值低。结合录井资料，可知天 1 井平凉组下部的岩石主要为泥质白云岩、泥云质石灰岩、泥页岩夹角砾石灰岩；为浅水缓坡环境。

刘庆 7 井平凉组下部的自然伽马曲线近于直线，中间出现三个较高值峰；视电阻率曲线为锯齿状，值较高；井径曲线近于直线，中间出现高值；自然电位曲线为波状。结合录井资料，可知刘庆 7 井平凉组下部的岩石主要为泥晶石灰岩和含泥石灰岩；为浅水缓坡环境。

任 3 井平凉组下部的自然伽马曲线为锯齿状，上部值较高，说明含泥多；视电阻率曲线为小锯齿状；井径曲线为小锯齿状；自然电位曲线为波状。结合录井资料，可知任 3 井平凉组下部的岩石主要为泥质石灰岩、粉砂岩、粉砂质页岩夹角砾石灰岩；为浅水缓坡环境。

布 1 井平凉组下部的自然伽马曲线为小锯齿状，值较高；侧向电阻率曲线为锯齿状，值较高，声速曲线为锯齿状；密度测井曲线为小尖锯齿状。因此，布 1 井平凉组下部的岩石主要为泥质白云岩、泥质石灰岩；为浅水缓坡环境。

天深 1 井平凉组下部的自然伽马曲线为尖锯齿状，值高；视电阻率曲线为锯齿状；井径曲线为锯齿状；自然电位曲线为波状，上部值较高。因此，天深 1 井平凉组下部的岩石主要为泥质白云岩、泥质石灰岩、页岩和角砾石灰岩，藻类、钙球和海百合等发育；为浅水缓坡环境。

环 14 井平凉组下部的自然伽马曲线为锯齿状，值较高，说明泥质多；视电阻率曲线为尖锯齿状，值较高，井径曲线为尖锯齿状；自然电位曲线近于直线。因此，环 4 井平凉组下部的岩石主要为泥岩、粉砂岩、砂岩和泥晶石灰岩；为浅水缓坡环境。

永参 1 井平凉组下部的自然伽马曲线为小锯齿状，值较低；视电阻率曲线为小波状；声速曲线为小锯齿状；侧向电阻率曲线为小波状。因此，永参 1 井平凉组下部为纯石灰岩；为浅水缓坡环境。

耀参 1 井平凉组下部自然伽马曲线为尖锯齿状，说明泥质多；视电阻率曲线为波状；声速曲线为锯齿状；自然电位曲线为波状，值高。因此，耀参 1 井平凉组下部的岩石主要为泥—粉晶白云岩、白云质石灰岩、颗粒白云岩和凝灰岩；为浅水缓坡环境。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 10 个地面剖面和 11 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组下部厚度(m)等值线图。参见附图 52。从此图可看出：虽然平凉组下部分布范围有限，仅限于西缘和南缘，呈“L”形，但厚度较大，一般为 200－300m，最厚度可达近 1000m(贺兰山樱桃沟)；等厚线与大断裂线基本一致，这说明本组沉积受大断裂的控制。

2. 陆源物质含量(%)等值线图

根据8个地面剖面和8个井下剖面的陆源物质含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区平凉组下部陆源物质含量(%)等值线图。参见附图53。从此图可看出：本组下部陆源物质较发育，主要为陆源泥，岩石为黑色泥页岩，含少量陆源砂。由东向西、由北向南陆源物质逐渐增多，其50%的等值线与最东边的大断裂线基本一致，此线基本上是碳酸盐沉积区和碎屑沉积区的分界线，这说明最东边的大断裂线是碳酸盐沉积和碎屑沉积的分界线。

3. 碳酸盐岩重力流沉积分布状况

本区平凉组下部碳酸盐岩重力流沉积较为发育，各剖面的碳酸盐岩重力流沉积岩厚度和百分含量分布如下：桌子山25m(7.8%)，石板沟9.3m(3.3%)，平凉8.5m(6.5%)，陇县116m(33.3%)，岐山70m(13.5%)，富平219m(54.4%)，任3井11m(3.3%)。其中包括碎屑流、浊流和颗粒流。

4. 凝灰岩分布状况

本区平凉组下部常见凝灰岩夹层，主要分布在西南缘，如石板沟(0.36%)，陇县(12.76%)，岐山(23.09%)，泾阳(1.72%)，富平(7.30%)；这说明在西南缘，火山活动较强烈。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统平凉早期岩相古地理图。参见附图54。在平凉早期，鄂尔多斯地区，甚至整个的华北地台，几乎全为陆地，统一的鄂尔多斯陆又出现了。其实，在平凉早期，整个华北地台都是陆地了。此鄂尔多斯陆实际上是庞大的华北陆的一部分。在此陆地的西缘和南缘为海域，呈"L"形分布；在海域中又进一步确定出了浅水缓坡、深水斜坡和滩等次一级古地理单元。这一古地理面貌与马家沟期大不相同。兹分区论述如下。

1. 西缘北部岩相古地理

西缘北部指惠安堡以北的西缘地区，为秦祁贺三叉裂谷系伸入鄂尔多斯与阿拉善之间的一个消亡枝，即贺兰坳拉谷。呈北北东向延伸，南宽北窄。这一构造格局在元古代就开始发育，到中奥陶世平凉期达到了活动高潮。从地层厚度分布看，中奥陶统平凉组厚达数千米，其中三关－青铜峡－海原一线地层厚度最大，为3000－4000m，主要为板岩、砂岩、石灰岩组成的类复理石沉积。这一带为当时的沉降中心。自南而北，地层厚度逐渐减薄，这表明沉降作用南强北弱。向东和向西，厚度也急剧减薄，而且受阶梯状深大断裂的控制。但裂谷的东侧和西侧有相当大的差异。

在裂谷东侧，其地层和沉积受南北向的岗德尔山东麓断裂和黄河断裂的控制。在岗德尔山东麓断裂和黄河断裂以东，为浅水缓坡，其他层厚度变化平缓，岩石以碳酸盐岩为主，代表性剖面有天深1井、天1井、天2井、任3井、任4井、色1井、亥2井和刘庆7井等。岩石主要为泥晶石灰岩、泥质石灰岩、泥质白云岩、砂质石灰岩、粉砂岩和页岩等，海绵、海百合和放射虫等发育，说明水体不深。在靠近断裂的色1井、任3井、亥2井和刘庆7等井，发现数层小型的角砾石灰岩，它们属于碎屑流沉积。因此，这一地区应为台地上的浅水缓坡带。在这样的缓坡带上，如果发生风暴，便有可能形成风暴重力流。色1井、任3井、亥2井和刘庆7井等所发现的角砾状石灰岩就是风暴重力沉积。

在岗德尔山东麓断裂和黄河断裂以西，为深水斜坡，其地层厚度急剧增大，岩性也发生了较大的变化。桌子山剖面的岩石为黑色笔石页岩夹大型角砾石灰岩，还有颗粒流的棘屑石

灰岩，说明该区斜坡较陡，而且向西呈阶梯状下降直至沉降中心。在这样陡的斜坡上可出现大型碎屑流角砾石灰岩。

在裂谷西侧，也为深水斜坡，其地层厚度由西向东急剧增大，岩石主要为砂岩、板岩、夹角砾石灰岩或砂屑石灰岩，角砾相当大，如科学山的角砾直径可达百余米，樱桃沟的角砾直径也可达几米，这与东侧的角砾是有较大差别的。角砾从西向东，从南向北，有变细的趋势，这个趋势与同生大断裂有密切关系。南部同生断层活动性较强，且离断裂带近，故角砾粗大；北部同生断裂活动性较弱，且离断裂带较远，故角砾较细。由于同生断裂呈阶梯状下降，导致重力流也呈阶梯状发育。

总之，鄂尔多斯西缘北部为阶梯状裂陷区。东有鄂尔多斯陆，西有阿拉善陆，从陆地向沉降中心形成阶梯状下陷带。这种古构造格局控制了重力流的分布。

2. 西缘南部岩相古地理

西缘南部指惠安堡以南的西缘地区，其岩相古地理也在很大程度上受到同生断裂的控制。在断裂与陆地之间存在一小范围的浅水缓坡，在断裂以西则为深水斜坡，并向祁秦海槽逐渐过渡，其间发育几组近南北向的同生大断裂，呈阶梯状下降。在深水斜坡环境中，主要发育泥页岩、砂岩、粉砂岩、泥灰岩和角砾石灰岩；在石板沟、车道坡、环 14 井和平凉等地区，均有多层角砾石灰岩；为碎屑流沉积。

3. 南缘岩相古地理

南缘的岩相古地理与西缘有较大差别。主要表现为鄂尔多斯陆与秦岭海槽之间存在一个浅水碳酸盐台地。在其西部，台地与斜坡间主要受同生大断裂的控制。在陇县—岐山一线，同生大断裂使浅水碳酸盐台地（包括缓坡和滩）转变为深水斜坡。在陇县和岐山，为石灰岩、泥岩和角砾石灰岩、凝灰岩和砂岩沉积。该角砾岩为近源碎屑流沉积，凝灰岩发育说明火山活动频繁。在中部泾阳地区发育砂屑石灰岩、生屑石灰岩和白云岩，为滩环境。在滩的北边，即永参 1 井和耀参 1 井地区为滩后局限海环境，发育白云质石灰岩、含生物石灰岩和含泥白云岩等。在滩的南边，通过同生大断裂转变为深水斜坡，然后进入秦岭海槽。

在东部富平一带，发育大量碳酸盐重力流沉积，这是深水斜坡环境的产物。此处有一个近北北东向的深水海槽伸入浅水碳酸盐台地内，这个海槽从本期一直持续到晚奥陶世。

总之，在平凉早期，鄂尔多斯的主体部分为陆地，甚至整个的华北地台都为陆地，仅在其西缘和南缘的窄狭地带为海域并接受沉积。在此“L”形的狭窄海域的近岸地区，出现了浅水的碳酸盐沉积的缓坡带，如西缘浅水缓坡和南缘浅水缓坡，在南缘浅水缓坡之南，还有一个高能量的浅水碳酸盐滩即泾阳滩。在此浅水缓坡带之外，就迅速地转变为深水斜坡和深水海槽了。这一“L”形的海域正处于活动强烈的构造断陷带。因此，在此断陷带中，发育着大量的重力流沉积。

第二节　中奥陶世平凉晚期岩相古地理

一、沉积相分析

1. 西部沉积相分析

根据 3 个地面剖面和 1 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区西部中奥陶统平凉组上部沉

积相剖面对比图。

在桌子山剖面，平凉组上部岩石主要为绿灰色、灰色、深灰色粉砂质泥岩、泥质石灰岩、瘤石灰岩、鲕粒石灰岩夹角砾石灰岩、粉砂岩和砂岩，厚 94.99m。化石丰富，有三叶虫、介形虫、腕足类、棘皮类、腹足类和笔石等；在泥岩中富含白云母。在顶部夹角砾石灰岩，角砾成分有泥灰岩、泥晶石灰岩和石英等，大小不等，一般 0.5—5cm，大者达 10cm，呈棱角状，小的呈圆状，分选差，角砾平行层面排列，个别斜交层面，横向不稳定。该角砾石灰岩和平凉组下部相似，为重力流沉积，但已没有下部那样发育了。在泥岩中夹有鲕粒石灰岩，显然此鲕粒石灰岩不是高能滩的产物。

在陇县剖面，平凉组下部岩石主要为灰绿色、黄绿色、灰黑色砂质粉砂质页岩、泥页岩夹深灰色薄层角砾石灰岩、粉—细晶石灰岩、粉砂岩、砂岩和凝灰岩，见有四层薄层角砾石灰岩，总厚度约 3m，也远没有平凉组下部那样发育了；凝灰岩的夹层也少了。这说明此时坡度已没有早期那样陡，断裂活动没有早期那样强烈了。

在石板沟剖面，平凉组下部岩石也为页岩夹硬砂岩，底部为角砾状石灰岩；也代表深水斜坡环境。

2. 南部沉积相分析

根据 4 个地面剖面和 2 个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部中奥陶统平凉组上部沉积相剖面对比图。

在岐山剖面，平凉组上部岩石为绿灰色、深灰色、灰黑色页岩、钙质泥页岩、粉砂质泥页岩，夹粉砂岩、角砾石灰岩和晶粒石灰岩。角砾石灰岩横向不稳定，常呈块状，常见水底滑动构造；这说明是近源垮塌堆积而成的。凝灰岩不发育。

在泾阳剖面，平凉组上部岩石为灰色、浅灰色亮晶砂屑石灰岩、砾屑石灰岩和生物碎屑石灰岩。生物碎屑丰富，有腕足类、腹足类、三叶虫、介形虫、海百合和藻类等；代表浅水碳酸盐滩环境。

在富平剖面，平凉组上部岩石为深灰色中薄层泥晶石灰岩夹角砾石灰岩、砂屑石灰岩、粉屑石灰岩和凝灰岩。角砾大小相差悬殊，成分主要为纹层状石灰岩、燧石及凝灰岩等。薄层石灰岩常见揉皱构造，化石发育，有海百合、珊瑚、腕足类和腹足类等。角砾石灰岩为碎屑流沉积。砂屑石灰岩和砾屑石灰岩发育不对称波痕、波状交错层理等构造，可能为颗粒流的产物。

二、测井相分析

根据 3 口井的主要测井曲线，作出了鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组上部测井相对比图。

环 14 井平凉组上部的自然电位曲线为尖锯齿状，值较高；视电阻率曲线为尖锯齿状，值较高；井径曲线为波状；自然电位曲线为波状。结合录井资料，可知环 14 井平凉组上部的岩石为泥灰岩、粉砂质泥岩、钙质泥岩、长石石英砂岩和石英砂岩；为深水斜坡环境。

永参 1 井平凉组上部的自然伽马曲线为锯齿状，值较低；视电阻率曲线近于直线，值较高；声速曲线为小锯齿状；自然电位曲线为波状。结合录井资料，可知永参 1 井平凉组上部的岩石为纯泥晶石灰岩；为浅水缓坡环境。

耀参 1 井平凉组上部的自然伽马曲线为尖锯齿状，值高；视电率曲线为锯齿状；声速曲线为尖锯齿状，值较高；自然电位曲线为波状。结合录井资料，可知耀参 1 井平凉组上部的岩

石为泥灰岩、泥晶石灰岩夹角砾石灰岩；为浅水缓坡环境。

三、单因素分析

1. 厚度(m)等值线图

根据 11 个地面剖面和 7 个井下剖面的厚度资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组上部厚度(m)等值线图。参见附图 55。从此图可看出，平凉组上部比下部分布范围更窄，在西边仅限于最东边的大断裂以西，但厚度较大，一般达 200－600 米，最厚达 1000m 以上(大十字沟)。厚度等值线延伸方向与大断裂线平行，这说明平凉组上部沉积亦受大断裂的控制。

2. 陆源物质含量(%)等值线图

根据 7 个地面剖面和 3 个井下剖面的陆源物质含量资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组上部陆源物质含量(%)等值线图。参见附图 56。从此图可看出：本组上部陆源物质仍较发育，包括陆源泥和陆源砂，陆源泥主要为深灰色、灰黑色泥页岩。其含量等值线延伸方向与大断裂线亦平行，其中 50%的线与最靠地台内部的大断裂线一致。因此，大断裂线是碎屑沉积区和碳酸盐沉积区的分界线。

3. 重力流沉积分布状况

本区平凉组上部碳酸盐岩重力流仍较发育，其厚度和百分含量在各剖面的分布情况如下：桌子山 3.2m(3.4%)，石板沟 0.5m(0.06%)，陇县 6.69m(2.32%)，岐山 28.53m(7.58%)，富平 104m(33.3%)，耀参 1 井 65m(37.8%)。与平凉组下部相比，其厚度和含量均减少了，这说明平凉晚期构造活动不那么强烈。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析和单因素分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区中奥陶世平凉晚期岩相古地理图。参见附图 57。从此图可看出：在平凉晚期，鄂尔多斯地区亦基本上是陆地，即鄂尔多斯陆；仅在其西缘和南缘有一个狭窄的“L”形的海域。这与平凉早期十分相似，当然也有许多不同之处。

首先，鄂尔多斯陆的面积有所扩大，即这一陆地向西向南增大了。

在西缘，平凉早期的浅水碳酸盐缓坡地带到此时没有了，它已上升为陆了；因此，在西缘，是鄂尔多斯陆直接与深水斜坡和深水海槽相接。

在西缘，重力流沉积已远不如早期那样发育，这可能和此时的断裂活动不如早期强烈有关。但是，几条南北向的同生大断裂仍然控制着平凉晚期的古地理和沉积的格局。

在南缘，浅水碳酸盐缓坡地带仍然存在，泾阳滩亦存在，但其范围也缩小了。在此南缘浅水缓坡外侧，即在深水斜坡带，重力流沉积仍然发育，这表明此时此地，断裂活动仍然比较强烈。

在西南缘，在陇县岐山深水斜坡地带，除发育重力流沉积外，还见有凝灰岩；这表明此时仍然有火山活动。

第十一章　晚奥陶世背锅山期岩相古地理

一、沉积相分析

根据4个地面剖面和1个井下剖面，作出了鄂尔多斯地区南部上奥陶统背锅山组沉积相剖面对比图。

在陇县剖面，本组的岩石主要为浅灰色、深灰色、灰白色中厚层泥晶石灰岩、角砾石灰岩、泥灰岩和生物碎屑石灰岩，厚439.49m；角砾大小混杂，大者可达30cm，棱角明显，分选极差。在泥灰岩中夹薄层石灰岩，横向可变为角砾石灰岩。在该剖面的北侧有一西北向的深断裂，因此，该角砾石灰岩很可能是沿断裂垮塌堆积而成的。中间夹1层7.1m厚的疙瘩状泥晶生物灰岩，化石丰富，以腕足类为主，另含珊瑚和腹足类，顺层面分布，有人认为是"腕足滩"。但由于上、下层都为角砾石灰岩，且该角砾是沿断裂滑塌堆积而成的，因此，此"腕足滩"不是高能量的滩，很可能是风暴成因的。

在岐山剖面，本组岩石为深灰色厚层块状细晶白云岩、含燧石细晶白云岩与黄绿色、灰黄色、蓝灰色含砾泥岩、板状泥页岩互层。砾石成分有黑色燧石、深灰色白云岩、浅黄色白云岩、灰白色白云岩、砂岩和砂质页岩等。砾石大小不等，大的可达35cm，小的不及1cm，最小者1－2mm，多为不规则的棱角状，有的磨圆较好，呈半棱角状，个别半圆状，大致顺层分布，局部密集，自上而下砾石减少，泥岩与砾岩比例为6∶1到10∶1，此角砾应是垮塌成因的。在岐山北侧正好有一条近东西向的深大断裂，断裂北侧为浅水区，断裂南侧是深水区，断距较大，因此能形成垮塌角砾。

在岐山，背锅山组岩性很特殊，即灰色厚层含燧石细晶白云岩与含砾泥岩构成两个岩性旋回。这两种岩石的成因机制是有差别的。白云岩的原岩是泥晶石灰岩，应是在较浅水的碳酸盐台地中形成的，而含砾泥岩应是在较深水的斜坡环境中形成的。浅水与深水交互出现，说明本区地壳升降运动较强烈，这可能是加里东末期构造运动的表现。

在泾阳剖面，本组岩石为浅灰色、灰色厚层砾屑石灰岩、砂屑石灰岩、球粒石灰岩和生屑石灰岩等，胶结物以亮晶为主，有的含有泥晶，生物碎屑丰富，有三叶虫、介形虫、海百合、腹足类、腕足类、珊瑚、棘皮类和藻类，藻类包括附植藻、绿藻、孔层藻和褐藻等，厚度近千米，颗粒含量高；说明水动力能量很高，为典型的正常浅水碳酸盐滩。

在富平剖面，本组岩石为深灰色页状、纹层状白云质石灰岩、泥晶石灰岩、泥灰岩夹角砾状石灰岩，含腕足类、腹足类及海百合等生物化石。泥晶石灰岩和泥灰岩强烈揉皱。角砾大小混杂，它是重力流成因的；因此，富平地区背锅山组为深水斜坡环境。

在固原王洼也有背锅山组分布，岩石以泥晶石灰岩为主，都含有丰富的珊瑚、三叶虫和腕足类等生物化石，为正常浅水环境沉积。

二、测井相分析

钻穿背锅山组的井只有永参1井。其自然伽马曲线近于直线，值较低，说明泥质少；视电

阻率曲线为锯齿状，值较高；声速曲线为小锯齿状；深侧向曲线为小锯齿状。再结合录井资料，可知永参1井背锅山组的岩石为泥晶石灰岩夹泥灰岩，为浅水缓坡环境。

三、单因素分析

背锅山组分布范围有限，只发育在鄂尔多斯地区的西南缘，最厚超过千余米(泾阳)，且由外向内厚度逐渐减小。参见附图58。

本组陆源物质较发育，含量最高达56.43%(岐山)，且由内向外含量逐渐增多；主要为陆源泥。

在泾阳地区，本组颗粒很发育，全组基本上由颗粒石灰岩组成，颗粒主要为砂屑、砾屑和藻砂屑等，生物碎屑也很丰富，且含有珊瑚，说明水体正常，能量较高，为浅水碳酸盐滩环境。

在南缘陇县、岐山和富平一带发育角砾石灰岩和含砾泥岩等重力流沉积，含量高达33.3%(岐山)。

颜色以还原色为主，含量高达72.88%(岐山)，且由内向外逐渐增高。

四、岩相古地理

综合上述沉积相分析、测井相分析及单素因此分析，再结合其它地质资料，勾绘出了鄂尔多斯地区晚奥陶世背锅山期岩相古地理图。参见附图59。从此图可看出：仅在鄂尔多斯地区的西南部才呈现出背锅山期的岩相古地理面貌。在这一局部地区，首先可区分出陆和海。陆仍是统一的鄂尔多斯陆，海仍呈"L"形分布在此陆地的西南缘。在这一狭窄的"L"形海域中，仍可区分出近岸的浅水碳酸盐缓坡带和远离海岸的深水斜坡带，泾阳浅滩和富平深水斜坡依然存在。因此，背锅山期的岩相古地理面貌与平凉期十分相似，只不过其范围比平凉期小的多了。

1. 陆

即鄂尔多斯陆。但由于背锅山组分布地区有限，且多为剥蚀残余厚度，故此陆地的确切轮廓远不如平凉期的鄂尔多斯陆容易确定。

2. 浅水缓坡

即西南缘浅水缓坡，位于鄂尔多斯陆的南侧和西南侧。代表性剖面有固原和永参1井。岩石为浅灰色、灰白色、深灰色泥晶石灰岩和泥质石灰岩等，富含化石，有腕足类、腹足类及海百合等，说明水体较浅。

3. 滩

即泾阳滩，分布在西南缘浅水缓坡的南端，颗粒非常发育，在泾阳地区，本组基本上全由颗粒石灰岩组成。颗粒有砂屑、砾屑和生屑等，亮晶胶结。说明水动力条件强。此滩正位于缓坡外侧，波浪作用强，故形成了大量的颗粒石灰岩。

4. 深水斜坡

有陇县深水斜坡、岐山深水斜坡和富平深水斜坡。

在陇县深水斜坡的北侧有一北西向的深大断裂，其北侧是浅水缓坡，其南侧是较深水区，但水体不会太深。沿断裂带有垮塌堆积作用，造成大套泥晶石灰岩夹角砾石灰岩。有时还会有风暴作用，使浅水缓坡上的生物碎屑搬运到断裂带的下侧，形成"腕足滩"。

在岐山深水斜坡的北侧也有一条近东西向的大断裂，断裂北侧为浅水缓坡，断裂南侧为

较深水区。此断裂距陆地较远，故其南侧的水体要深些，并沿断裂带发生垮塌作用，浅水缓坡上的岩石垮塌堆积在断裂带下盘的泥岩中，形成了含砾泥岩。此断裂活动性较强，有时下盘上升，使深水区变成浅水区，加上白云化作用，形成了灰色厚层含燧石细晶白云岩。

在富平地区，泥晶石灰岩和泥灰岩发育，并夹重力流沉积的角砾石灰岩，因此富平地区仍为深水斜坡环境。

总之，由于露头及钻井剖面均较少，研究程度亦不够，故其海域中的各古地理单元的轮廓和特征还只能是大体的。待今后工作补正。

第十二章　鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理演化

鄂尔多斯地区是华北地台的一部分，在前寒武纪末期，它和华北地台一起上升为陆，经过长期的风化剥蚀，到寒武纪，它和华北地台已经成了一个准平原化的古陆。在早寒武世中期即苏峪口期，它开始下沉，寒武纪的海侵在本区开始。在海侵初期，海水从西、南两个方向侵入本区的西缘和南缘，形成了"L"形的海域，并沉积了含磷碎屑岩，以后逐渐过渡为碳酸盐岩。

在早寒武世苏峪口期，鄂尔多斯主体仍为陆地，即鄂尔多斯陆。在此陆地的西侧和南侧发育了西缘环陆泥砂坪和南缘环陆砂泥坪。在泥砂坪和砂泥坪的外围又发育着西缘含砂泥云坪和南缘泥云坪。向西和向南，逐渐过渡为西缘开阔海和南缘开阔海，并与祁连海槽和秦岭海槽相连。这样就形成了"陆外为坪（泥砂坪、砂泥坪、泥云坪等）、坪外为海（开阔海）、海（开阔海）外为槽（深水海槽）"的古地理格局。"陆外为坪"正说明鄂尔多斯陆是个准平原化的古陆，它只能向其相邻的海域提供细粒的泥砂陆源物质。

到早寒武世馒头期，海侵范围有所扩大，但鄂尔多斯中央主体仍为陆地，即鄂尔多斯陆依然存在，但面积已有所缩小。在此陆地的西侧和南侧为海域，仍呈"L"形围绕鄂尔多斯陆分布，但海域面积已有所扩大。西侧为西缘环陆含砂泥云坪，南侧为南缘环陆泥云坪。在此含砂泥云坪和泥云坪的外侧，为泥灰云混合坪。在坪的外侧，有贺兰山准滩、陇县准滩和耀参1准滩。这是鄂尔多斯地区寒武纪海域中第一次出现的准滩。向西和向南逐渐过渡为开阔海，并与祁秦海槽相通。这样，就形成了"陆外为坪、坪外有滩（准滩）、滩外为海（开阔海）、海（开阔海）外为槽（深水海槽）"的四重结构的岩相古地理格局。

到早寒武世毛庄期，海侵进一步扩大，鄂尔多斯陆进一步缩小，并一分为二，即分裂成阿拉善陆和鄂尔多斯陆，也可以说阿拉善陆从鄂尔多斯陆分离出去了。这是一个重要的演化。在鄂尔多斯陆的西北侧和东北侧分别为西北部环陆砂泥坪和东北部泥砂坪，在西南侧为西南部环陆泥坪。在西南部环陆泥坪外侧还有庆深2云泥坪。在这些坪的外侧还有桌子山准滩和耀参1准滩。因此，毛庄期的岩相古地理仍然呈"陆外为坪、坪外有滩、滩外为海、海外为槽"的四重结构格局，而且更为典型；因为在鄂尔多斯地区，由于鄂尔多斯陆的进一步缩小，坪环境第一次地把这个陆地完全包围了。

到中寒武世徐庄期，海侵又进一步扩大。阿拉善陆仍然存在，但鄂尔多斯陆此时又一分为二，即分离成伊盟陆和吕梁陆，而且陆地面积也更为缩小了。在这两个陆的周围发育着大面积的环陆含砂泥坪，在此含砂泥坪外侧又发育着西部泥坪和东部泥坪，在泥坪外侧有环县泥云坪，在西部泥坪外侧有贺兰山泥灰坪。在此同时，较高能量的碳酸盐滩也大量发育起来了，计有5个准滩和3个雏滩，即任3准滩、青龙山准滩、桌子山准滩、耀参1准滩、洪洞准滩，陇县雏滩河津雏滩和庆深1雏滩；这些准滩和雏滩大都是鲕粒准滩和鲕粒雏滩，都分布在坪的外侧。这是张夏期鲕粒滩称雄的先奏。滩外为开阔海，再向外仍为深水海槽。四重结构的岩相古地理格局仍未变。总之，在徐庄期，陆地一分为三，而且面积大为缩小，碎屑沉积

的坪与碳酸盐沉积的滩共存，是它的重要特点。这是鄂尔多斯地区寒武纪海域由浑水沉积作用为主向清水沉积作用为主的过渡时期。到中寒武世张夏期，就是清水沉积作用为主了。

到中寒武世张夏期，寒武纪的海侵达到高潮，此时伊盟陆和吕梁陆的范围已很小了。海水清洁，水体能量较高，发育大量的滩、准滩和雏滩。这些滩、准滩和雏滩大都是鲕粒滩，这是张夏期所独有的特征。这些滩均分布在台地边缘，可称台地边缘滩，这表明台地边缘水动力条件强，易形成鲕粒滩。在台地内部的滩后环境，由于吕梁陆、伊盟陆和滩的限制，成为局限海，可称台内局限海。滩外为开阔海，开阔海外仍为深水海槽。因此，张夏期的岩相古地理格局与前几期的有所不同，它是"陆外为局限海、局限海外为滩、滩外为开阔海、开阔海外为深水海槽"。其主要特点是无潮坪环境。这一无坪的四重结构格局是寒武纪的最大海侵所造成的。

到晚寒武世，海水开始退缩，陆地面积有所增大，这主要表现在中部地区新出现了个庆阳陆，原来的阿拉善陆和伊盟陆还存在，但吕梁陆却沉没了，但总的说来，陆地面积还是增大了。在庆阳陆周围发育着环庆阳陆云坪。在此云坪的东侧和东南侧，为中阳彬县云灰坪。此外，准滩和雏滩也很发育，但不再是鲕粒滩，而是竹叶滩了。这些竹叶滩大都分布在坪的周围，个别滩孤立地分布在开阔海中。开阔海之外仍为祁连海槽和秦岭海槽。这样，到了晚寒武世，随着海退的到来，其岩相古地理又恢复到了"陆外为坪、坪外有滩、滩外为海、海外为槽"的正常的四重格局。

到早奥陶世冶里期，海退继续进行，统一的鄂尔多斯陆又复出现，只在其东缘、南缘和西缘为海域，并呈"U"形分布，水体较浅，云坪和云灰坪发育，有偏关岐山泥云坪、清水河泾阳云灰坪和贺兰山云灰坪。在云灰坪外侧，发育三个竹叶雏滩。因此，冶里期的岩相古地理仍然是"陆外为坪和坪外有滩"的格局。再向外，应为开阔海和海槽。

亮甲山期的古地理轮廓与冶里期相似，统一的鄂尔多斯陆继续存在，其东缘、南缘和西缘的"U"形海域继续存在，大部分为云坪和云灰坪，在坪的外围发育着泾阳竹叶雏滩和贺兰山竹叶雏滩。其岩相古地理格局亦是"陆外为坪和坪外有滩"，与冶里期十分相似。到该期末，由于怀远运动，海水全部退出本区，从而完成了从早寒武世苏峪口期到早奥陶世亮甲山期完整的海侵海退旋回。这就是说，在鄂尔多斯地区，寒武系和奥陶系是连续沉积的，但在下奥陶统和中奥陶统之间却有沉积间断，呈平行不整合接触，这是很特别的。在整个华北地台亦如此。

总之，从早寒武世苏峪口期到中寒武世徐庄期，鄂尔多斯地区的海域基本上为混合沉积，即陆源碎屑和碳酸盐的共同沉积，且以陆源碎屑沉积为主，各种类型的坪，如泥砂坪、砂泥坪、含砂泥坪、含砂泥云坪、泥云坪、云坪、云灰坪等，广泛发育，可以说是坪居统治地位；其它性质的海域，如各种滩或局限海等，则是次要的。到了中寒武世张夏期，海域性质发生了质的变化，它不再是以陆源碎屑沉积为主了；其最突出的特征是高能量的鲕粒滩广泛发育，坪已退居很次要的地位了。张夏期是寒武纪海侵的高潮期。到晚寒武世，开始海退，竹叶滩代替了鲕粒滩。这一海退局面在早奥陶世继续进行。直到亮甲山期末，才完成了从早寒武世到中奥陶世的海进海退的全部历史。

到中奥陶世马家沟一期，新的海侵开始，早奥陶世的统一的阿尔多斯陆解体为阿拉善陆和鄂尔多斯陆，也可以说阿拉善陆从鄂尔多斯陆中分离了出去了。陆地面积比早奥陶世大大地缩小了。海水主要分布在新的鄂尔多斯陆的外围，各种云坪环境广布。这与早奥陶世相似。

但在马一期的云坪中还存在着膏湖和膏盐湖，这却是马一期岩相古地理的特征。再向外，应是开阔海，其中还有雏滩。再向外，应是深水的祁连海槽和秦岭海槽。因此，马一期的岩相古地理，除具备晚寒武世和早奥陶世的正常的四重结构格局(陆外有坪、坪外有滩、滩外为海、海外为槽)外，还具有"坪中有湖、湖中有膏和湖中有盐"的特点。

到马家沟二期，海侵进一步扩大，马一期的鄂尔多斯陆又一分为二，即分裂成伊盟陆和庆阳陆。因此，本期有三个小型的陆地，即阿拉善陆、伊盟陆和庆阳陆。除此三个分散的小陆地外，全区都为开阔海，其中星散着几个雏滩和准滩。这是鄂尔多斯地区早古生代第二个无坪的时期。第一个无坪时期为中寒武世张夏期。本期的无坪特征也是海侵高潮期造成的。当然，马二期滩很不发育，这又和张夏期大不相同。这是两个性质不同的海侵高潮期。

到马家沟三期，海退了，这主要表现在开阔海已退缩到西部和南部，全区的大部分地区都变成了云坪环境，而且其中还有膏湖和膏盐湖。此"陆外为坪、坪中有湖、湖中有膏和湖中有盐"的特征，与马一期颇为相似。

到马家沟四期，又海进了，这主要表现在云坪的面积大为减小，开阔海面积大为增加；整个的鄂尔多斯地区，除北方有两个范围不大的陆地(阿拉善陆和伊盟陆)和中部有一个范围不大的云坪外，均为开阔海；在此辽阔的开阔海中，星散着几个雏滩。这一开阔海广布的古地理格局与马二期颇为相似。但马二期有三个陆地，本期则只有两个陆地，中部的庆阳陆此时已变为庆阳云坪。这说明马四期的海侵比马二期更甚。

到马家沟五期，又海退了，其岩相古地理格局与马家沟一期及马家沟三期十分相似，三者都是云坪广布，都具"坪中有湖、湖中有膏和湖中有盐"的特征，而且湖中还可能有钾，湖下还有油和气。总之，坪中有膏、有盐、有油、有气。这是具有重要理论意义及生产实践意义的。

到马家沟六期，又海进了，又是一个开阔海广布的时期。这次海进比马四期还要强烈，马四期的庆阳云坪此时也变为开阔海，其中星散着几个准滩和雏滩。中奥陶世马家沟期的海侵，此时达到了最高潮。

到马六期末，海水几乎全部退出鄂尔多斯地区和整个华北地台。

总之，从马家沟一期到马家沟六期，前后共三次海进(马一、马二期海进、马四期海进及马六期海进)和三次海退(马三期海退、马五期海退及马六期末海退)，海进一次比一次大，海退也一次比一次大；三次大起大落，构成了鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟期一套完整的海进海退旋回和一幕幕的相反相成的岩相古地理的演化历史。

到了中奥陶世平凉早期，新的海侵又开始。此时，由于马六期末最大的一次海退所造成的严重后果，鄂尔多斯地区以及整个华北地台的古地理面貌都发生了很大的变化。此时，鄂尔多斯地区几乎全为陆地，统一的鄂尔多斯陆又出现了。其实，此时的鄂尔多斯陆乃是庞大的华北陆的一部分，仅在其西缘和南缘有一个狭窄的"L"形的海域。在这一"L"形海域中，依次存在着浅水碳酸盐缓坡、高能量的滩和深水斜坡等。再向外，就是深水海槽了。这一"L"形的海域正处于活动强烈的构造断陷带上，同生断裂发育，其中的各古地理单元正是受着这些阶梯状下陷的同生断裂的控制。深水斜坡带上重力流沉积发育。

到平凉晚期，其古地理格局与早期基本相似，只是在西缘已没有浅水缓坡了，鄂尔多斯陆直接与深水斜坡接触。在南缘，近陆部分还保存了浅水碳酸盐台地(包括缓坡和滩)；向南为深水斜坡；在斜坡带上也出现了一些重力流沉积，但已没有早期那样发育了。到该期末，海水全部退出本区。

到晚奥陶世背锅山期，海侵又开始了，但海水亦局限于本区的西南缘。在这一范围有限的海域中，近陆地地区为浅水碳酸盐台地（包括缓坡和滩），向外为深水斜坡，这与平凉期基本相似。

到晚奥陶世末期，海水全部退出鄂尔多斯地区，本区整体上升为陆，从而结束了鄂尔多斯地区早古生代的海相沉积历史。直到晚石炭世才又开始海侵和接受海相沉积。

总之，鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理的演化历史可大体分为四个阶段：

从苏峪口期开始到亮甲山期末，为第一个阶段。这是一个最大的海进海退旋回，而且是跨越寒武纪和奥陶纪时代界限的海进海退旋回，中寒武世张夏期是此次海进的最高潮。

从马家沟一期开始到马家沟六期末，即整个的马家沟期，为第二阶段。这也是一个相当长的地质历史阶段，其中包含着三个海进海退旋回；这三次海进一次比一次大，三次海退也一次比一次大。这三个大起大落的海进海退旋回构成了一套独特的完整的沉积序列即马家沟群。

平凉期是第三个阶段，这是一个完整的海进海退旋回。

背锅山期是第四个阶段，这也是一个完整的海进海退旋回。

总共四个阶段六个海进海退旋回。

这四个阶段的岩相古地理格局或模式是各有其特色的。

第一阶段的岩相古地理格局可用“陆外为坪、坪外有滩、滩外为海、海外为槽”来概括；当然，在海侵高潮期也可以无坪，在个别期也可以无滩。

第二阶段的岩相古地理格局除继承第一阶段的基本格局外，在马一、马三、马五期以“坪中有湖、湖中有膏和湖中有盐”为特征，在马二、马四、马六期以开阔海广布为特征。

第三和第四阶段的岩相古地理格局都是“L”形的狭窄海域局限于本区的西南缘，阶梯状的同生断裂发育，深水海槽和深水斜坡直接与鄂尔多斯陆相接，或者隔一个狭窄的浅水碳酸盐缓坡与鄂尔多斯陆相望，因此重力流沉积发育。

总之，鄂尔多斯地区在经过早古生代这一地质历史时期之后，在经历了这一地质历史时期的岩相古地理演化以后，形成了一套完整的下古生界沉积层，其中包含着一系列独特的但又是相反相成的沉积模式或岩相古地理格局，并蕴藏着丰富的矿产，如石灰岩、白云岩、石膏、盐岩、石油、天然气等，还可能有钾盐。应当特别注意“坪中有膏、有盐、有油、有气”。因此，鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理研究具有重要的地质理论意义和生产实践意义。

第十三章　从岩相古地理论鄂尔多斯地区油气生储盖条件及潜景

根据上述各期岩相古地理特征，再结合以前所取得的一些成果，兹对本区下古生界油气生储盖条件，提出一些初步的看法。

第一节　生油气条件

早寒武世苏峪口期，鄂尔多斯主体部分为陆，海侵只局限于其西缘和南缘，陆地周围发育着砂坪、砂泥坪和泥云坪，这些环境均不利于油气生成。但南缘开阔海和西缘开阔海以泥晶石灰岩和页岩沉积为主，是生油气区。

到早寒武世馒头期，海侵范围仍有限，亦主要为潮坪环境，亦不利于油气生成。到中寒武世毛庄期，海侵范围较广，但仍以潮坪环境为主，亦不利于油气生成。到中寒武世徐庄期，海侵范围已达本区腹地，但仍以潮坪环境为主，亦不利于油气生成。因此，从馒头期到徐庄期，均以潮坪环境为主，均不利于油气生成，但南缘和西缘都为开阔海，可作为生油气区。

在中寒武世张夏期，岩相古地理发生了重大变化，成为滩与滩间海的格局，滩间海水体局限、安静，有利于油气形成。南缘和西缘均为开阔海，形成大套泥晶石灰岩，有利于油气生成。

在晚寒武世，中央的庆阳—吴旗一带上升为陆，陆的周围发育云坪、云灰坪，不利于油气生成。在潮坪的西侧和南侧为开阔海，沉积了大套泥晶石灰岩，有利于油气生成。在中央隆起和伊盟隆起之间为局限海，有利于油气生成。

在早奥陶世治里期和亮甲山期，鄂尔多斯主体上升为陆，只在东缘、南缘及西缘贺兰山地区接受沉积，且都以云坪、云灰坪为主，不利于油气生成。

在马家沟一期，鄂尔多斯中央为陆，其周围接受沉积，且以潮坪环境为主，不利于油气生成。在米脂膏盐潮和临汾膏湖中沉积了大套石膏、石盐和白云岩，也不利于油气生成。

马家沟三和五期的岩相古地理格局与马家沟一期类似，因此其油气生成条件也与马一期类似。

马家沟二期及马家沟四期，开阔海广布，并与深海海槽相连，生油气条件良好，是重要的油气生成时期。

在马家沟六期，台内为大面积的开阔海，台地边缘发育一些准滩和雏滩，西缘和南缘为开阔海，由于中央内部及东部马六组被剥蚀殆尽，不能作为生油气区，但在西缘和南缘发育大套泥晶石灰岩，在桌子山地区还夹有黑色泥页岩等，因此，西缘和南缘可作为有利的生油气区。

在中奥陶世平凉期，海侵范围仅局限于西缘和南缘，而且以缓坡和斜坡环境为主，水体较深，沉积了大套黑色泥页岩、粉砂岩和泥晶石灰岩，为有利生油气区。因此，中奥陶世是一个重要的生油气期。

在晚奥陶世背锅山期，海侵范围仅局限于南缘、西南缘和北缘，在南缘发育缓坡带和斜坡带，沉积了大套暗色泥岩和泥晶石灰岩，为有利的生油气区。

总之，本区早古生代存在几个重要的生油气期，即中寒武世张夏期、晚寒武世、中奥陶世马家沟二期、四期和六期、中奥陶世平凉期和晚奥陶世背锅山期等。台地西缘和南缘水体一直保持较深，为有利的生油气区，而且是一个重要的生油气区。在台地东部的米脂凹陷带和伊盟斜坡带，水体也长期持续局限，也是一个重要的生油气区。

第二节　油气储集条件

一、储集空间

本区下古生界碳酸盐岩岩石类型多样，油气储集空间类型也繁多。本区的储集空间基本上可分为两大类，即受结构组分控制的储集空间和不受结构组分控制的储集空间。受结构组分控制的储集空间又可进一步分为晶间孔、粒间孔、粒内孔、生物体腔孔、晶间溶孔、晶内溶孔、晶洞孔、膏模孔和角砾间孔等。不受结构组分控制的储集空间又可进一步分为微孔、溶蚀孔或溶蚀槽、鸟眼孔、收缩缝、缝合线、构造裂缝和构造－溶解缝等。参见图版ⅩⅤ、ⅩⅥ。

1. 受结构组分控制的储集空间

受结构组分控制的储集空间是本区下古生界常见的储集空间。东部地区的井下气层的储集空间，如晶间孔、粒间孔、粒内孔、晶内孔、晶洞孔、膏模孔、角砾间孔等，基本上都受原始结构组分的控制。

这类储集空间的基本控制因素是沉积环境。成岩环境与成岩作用亦有一定甚至很大的影响。

兹把这类储集空间类型的特征及其成因简要论述如下。

(1)晶间孔：系指结晶白云岩中白云石晶粒之间或结晶石灰岩中方解石晶粒之间形成的孔隙(图版ⅩⅤ－1,2，ⅩⅥ－1,2,3)。这种晶间孔主要发育于粉晶白云岩和细晶白云岩中，由半自形－自形白云石晶体作为支撑格架而成，孔隙为多面体几何形态，大小一般为 2－8μm，平均面孔率 3－5%，少数可达 12%，孔隙分选系数为 0.22－0.25。白云石晶间孔发育程度取决于白云化程度，井下和地面的情况不太一样。在井下，白云化程度越高，白云岩越纯，晶间孔越发育，面孔率越高。而在地面，白云化程度过高，其面孔率反而下降，因为白云石经历多次白云化或重结晶后，晶间孔反被白云石占据。因此，地面的储集条件不完全反映井下的情况。

(2)晶间溶孔：系指碳酸盐等矿物发生选择性溶解所形成的孔隙。在镜下，常见白云石晶体被溶蚀呈蚕蚀状，有的仅残存白云石自形晶体模，常为少量矿物如硬石膏、硅质等充填。面孔率达 4%，一般为 2－3%，孔径 2－5μm，分布不均，大小悬殊。

(3)晶内孔：系指白云岩中白云石晶粒被溶蚀而形成的孔隙(图版ⅩⅤ－1,2)。孔隙分布于晶粒内部，大小不超过粒径，一般在 0.99－0.1mm 之间，面孔率达 2%。

(4)晶洞孔：由晶间孔或晶内孔再溶蚀扩大而成，孔壁呈圆滑状，在孔壁上常有不溶物质残留(图版ⅩⅤ－3，ⅩⅥ－4,5,6)。晶洞大小不一，孔径 30－60μm，少数达 12μm，分布不均，面孔率 1－2%，在野外露头上常呈串珠状、密集状分布。

(5)粒间孔：系指由颗粒如鲕粒、砂砾屑、生物碎屑等支撑而成的孔隙，孔径一般为 20—60μm，最大达 300μm。由于早古生代的颗粒岩充填胶结作用强烈，其粒间孔很少保留，属次要孔隙。

(6)粒内孔：系指颗粒如鲕粒、生物碎屑等溶蚀而成的孔隙，孔隙大都仅限于颗粒内部(图版 X V —4)，分布不均，在本区不常见。

(7)膏模孔：系指石膏矿物被方解石交代或溶蚀作用而形成的孔隙(图版 X V —5)。膏模宽 0.0185mm，长 0.09mm，面孔率一般为 2—3%，部分已被方解石或白云石充填。有时也见到盐模孔。主要出现在奥陶系马家沟群。

2. 不受结构组分控制的储集空间

这类储集空间是指碳酸盐沉积后完全由成岩后生作用或构造应力作用形成的孔隙，如溶蚀孔、鸟眼孔、收缩缝、缝合线、构造缝和溶解缝等，它不受结构组分的控制，因此，它与沉积环境没有必然的联系。其成因比较复杂。兹分析如下：

(1)溶蚀孔：系指由溶蚀作用形成的形状不规则的孔隙，其进一步发展就形成了溶洞和溶缝。本区东部下古生界存在两个不整合面，即马家沟群顶部不整合面和亮甲山组顶部不整合面。在淡水淋滤作用下，在不整合面之下易形成溶沟孔。马家沟群顶部不整合面在本区影响很大，因其遭受剥蚀作用时间长，溶蚀孔发育，在东部地区八口井中有六口井发生了井漏，其中洲 1 井最大漏失量达 220m³(2885m 深处)。东部地区镇川 1 井的奥陶系顶部存在三个溶蚀带，厚度达 145.6m。这些溶蚀带对于油气运移、聚集具有重要意义。

淡水淋滤溶解作用一般是从原有的孔隙或结构开始溶蚀，如原始晶间孔和石膏被溶解后，形成晶间溶孔和膏模孔；这些孔隙再进一步溶解，形成溶洞和溶孔，并把各种孔隙类型连通起来，从而大大提高了岩石的孔隙度和渗透率。

(2)裂缝：裂缝大小变化范围大，大者为断裂，小者只能在显微镜下才能观察(图版 X V —8)。其成因也多样，有构造成因的、风化成因的、成岩成因的和沉积成因的。但一般是构造应力作用形成的大裂缝具有油气储集意义。构造应变在本区包括区域构造应变、局部构造应变和断裂构造应变。区域构造应变主要发育在加里东构造运动时期，该期为造陆运动，没有形成大的构造裂缝，燕山期和喜山期则是该区形成构造裂缝的主要时期。燕山期区域应力场方向为 SE—NW，而喜山期则为 NE—SW 向，因此，形成了明显的四组构造裂缝。

早期形成的裂缝容易被充填，储集意义不大；而晚期形成的裂缝充填物少，储集意义大。裂缝发育程度与所处构造部位有关。背斜的轴部、转折端和靠近大断裂处，裂缝发育。东部地区构造平缓，断裂少，因此裂缝不发育；而西部地区构造变化剧急，断裂多，因此裂缝发育。此外，裂缝发育程度与层厚和岩性有关，层越薄，裂缝密度越大；白云岩裂缝发育程度大于石灰岩。

(3)构造—溶解缝：即构造裂缝形成后，水介质沿裂缝对围岩进行溶解，使裂缝边缘形成凹凸不平的蚕蚀状或港湾状，扩大了构造裂缝。在裂缝壁上，方解石、白云石呈栉壳状排列，这与围岩本身的渗滤条件有关。在断裂附近，地下水活跃，易形成构造—溶解缝，西部天环地区具有这种条件，天 1 井日产气近 30 万 m³ 的储集空间主要是这种类型。

(4)缝合线：由压溶作用形成，常被充填或半充填。若经过再溶蚀，则还可形成良好的孔隙通道(图版 X V —7)。在本区，不同时代的岩石，其缝合线形态和连通情况不一样。在寒武系，缝合线主要出现在颗粒石灰岩尤其是鲕粒石灰岩中，缝合线呈锯齿状，常切割颗粒，多平

行层面，小型到中型，常被充填；在奥陶系，缝合线在泥晶石灰岩或白云岩中出现较多，常呈各种形状，不平行岩层，小型为主，常成群出现。

(5)收缩缝：在成岩早期，沉积物脱水收缩而成。多发生在颗粒边界，孔径 2－10μm，形态弯曲，孔壁不齐，面孔率小于 1%。这类孔隙不太发育，主要出现在东部的奥陶系马一、马三、马五组。

(6)鸟眼孔：在成岩早期，由沉积物干燥收缩而成。常为圆形，多平行层面分布，有时被方解石或白云石充填(图版 X V －6)。

(7)微孔：由微溶或晶间支撑而形成的微小孔隙，主要发育于泥晶白云岩、泥晶石灰岩中，在扫描电镜下常见到。

3. 储集空间组合

仅由一种储集空间类型组成的储集层段较为少见，由两种、三种甚至更多种储集空间类型组成的储集层段较为常见。不同的储集空间组合，其储集性能差别很大。

孔隙按成因可分为孔、洞、缝三大基本孔隙体系。孔指由沉积－成岩作用形成的孔隙体系，包括晶间孔、粒间孔等；洞指淡水淋滤作用形成的孔隙体系，包括晶间溶孔、晶内孔、晶洞、膏模孔等；缝指构造应力作用形成的构造裂缝及沉积成岩作用形成的缝合线。孔和洞组成储集空间，缝构成渗滤通道。孔、洞、缝的有机组合，是储集性能好坏的重要因素。

二、白云岩的储集性

在本区下古生界中，有天然气显示的储集层大部分是白云岩，孔隙最为发育的也是白云岩，尤其是粉晶白云岩。因此，研究白云岩的储集性具有重要的理论及现实意义。

在本区下古生界，白云岩相当发育而且岩石类型多样，成因复杂，其储集性能受众多因素的影响。

1. 白云石含量与孔隙度的关系

在本区的奥陶系中，白云石含量与孔隙度的关系比较复杂，地面情况和井下情况不太一样，不同地区和不同层位的白云岩，其关系也不一样。以临汾地区为例，奥陶系马二组的孔隙度随白云石含量的增加而增加，其关系曲线为单增下凹型(参见图 13－1A)，孔隙度增加速度低；马四组的孔隙度随白云石含量增加而增加，其关系曲线为单增上凹型(见图 13－1B)，孔隙度增加速度高；马五组的孔隙度随白云石含量增加而增加，其关系曲线为单增上凹型(见图 13－1C)，白云石含量越高，孔隙度增加越快；亮甲山组的孔隙度与白云石含量的关系不明显，即白云石含量增加，其孔隙度没有多大的变化。

在井下，大量的分析化验数据表明，孔隙度随白云石含量的增加而增加，参见图 13－2，白云石含量越高，孔隙度越大。当白云石含量大于 80%时，孔隙度由 4%增加到 16%，平均孔径由 1－5μm 增大到 3－10μm，这是因为白云石含量越高，白云石间残余的灰泥被溶蚀越干净或白云化越彻底，后期充填的方解石越少。

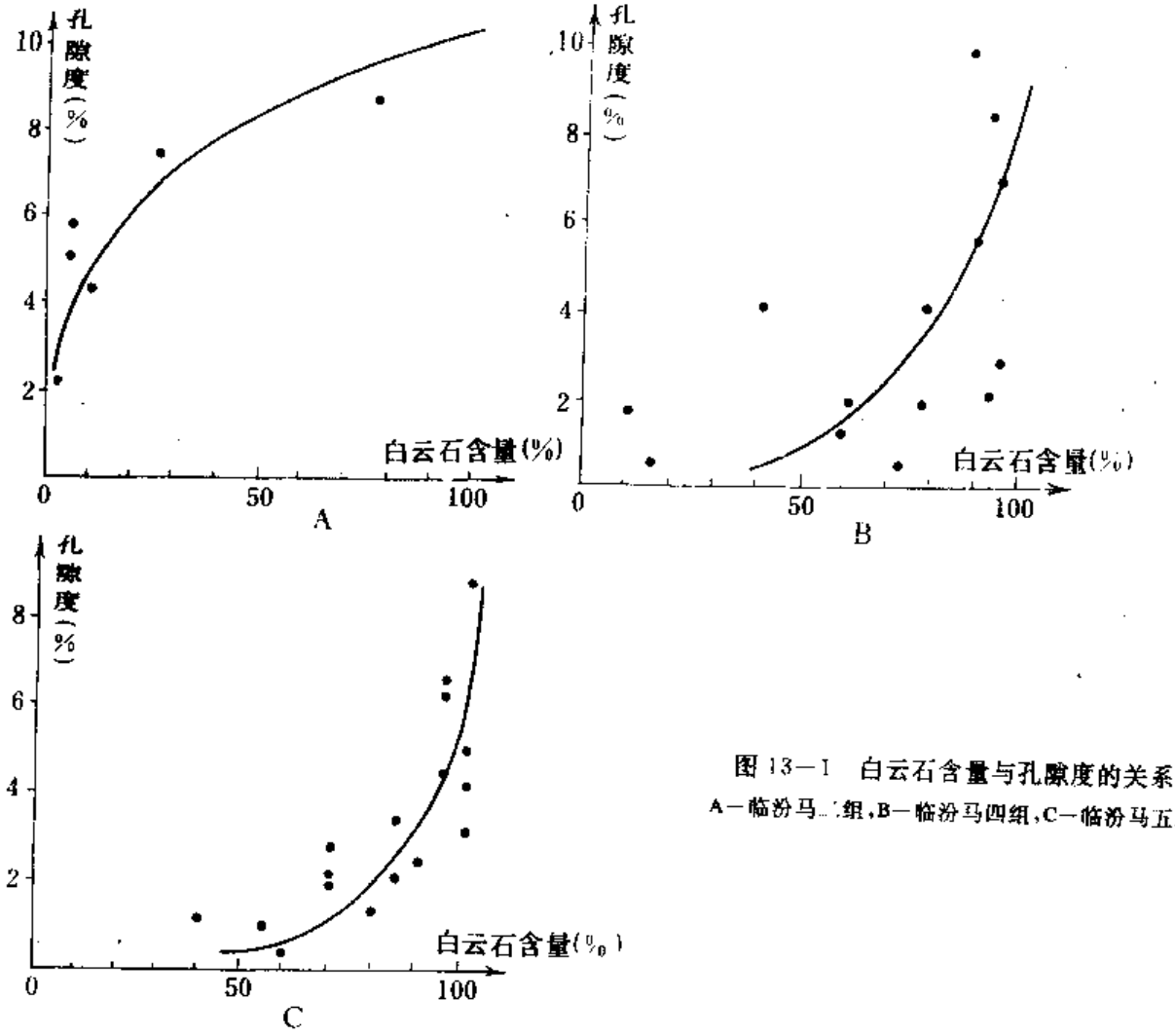


图 13—1　白云石含量与孔隙度的关系

A—临汾马二组，B—临汾马四组，C—临汾马五组

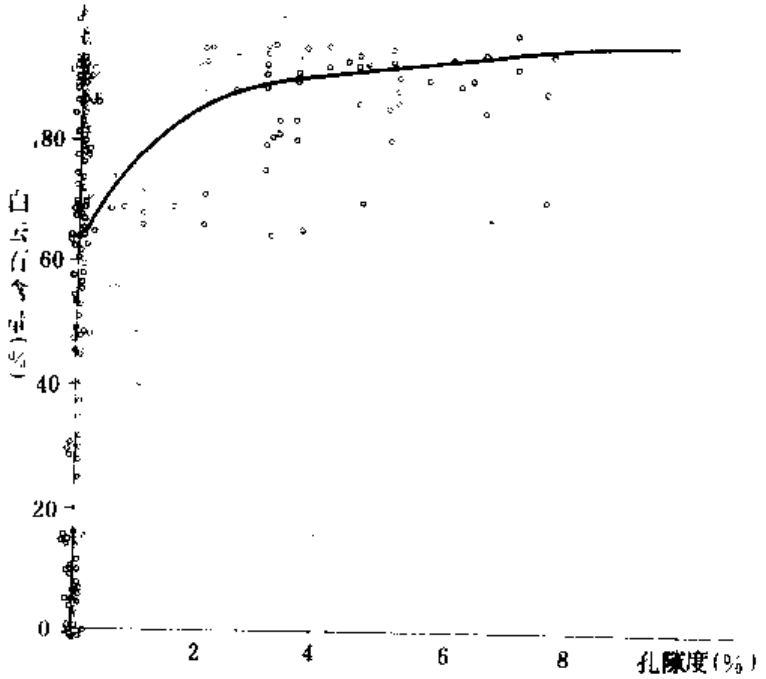


图 13—2　白云石含量与孔隙度的关系

（据黄月明，1989）

相反地，白云岩中的方解石含量与孔隙度呈反向关系，即方解石含量越高，孔隙度越低，当方解石含量大于 15%时，面孔率随之降至 0.1%，孔隙度为 0.5%左右。

因此，本区白云岩的孔隙度不会因为白云石含量过高而降低，这与国外的一些例子是不一样的。

2. 白云石晶粒大小与孔隙度的关系

白云石晶粒大小与孔隙度的关系在地面和在井下的情况也不一样。在地面，当白云石为粉晶级以上时，孔隙度随白云石晶粒的增大而降低；当白云石为粉晶级以下时，孔隙度随白云石晶粒的增大而升高。因此，孔隙度最好的是粉晶白云岩，其次是细晶白云岩，最差的是泥晶白云岩、中晶白云岩和粗晶白云岩。这是因为在中、粗晶白云岩中，白云石晶粒间呈缝合线接触，孔隙基本上被堵死；而泥晶白云岩的孔隙很小，又有泥质充填，虽有一定的孔隙度，但不会成为油气产层。

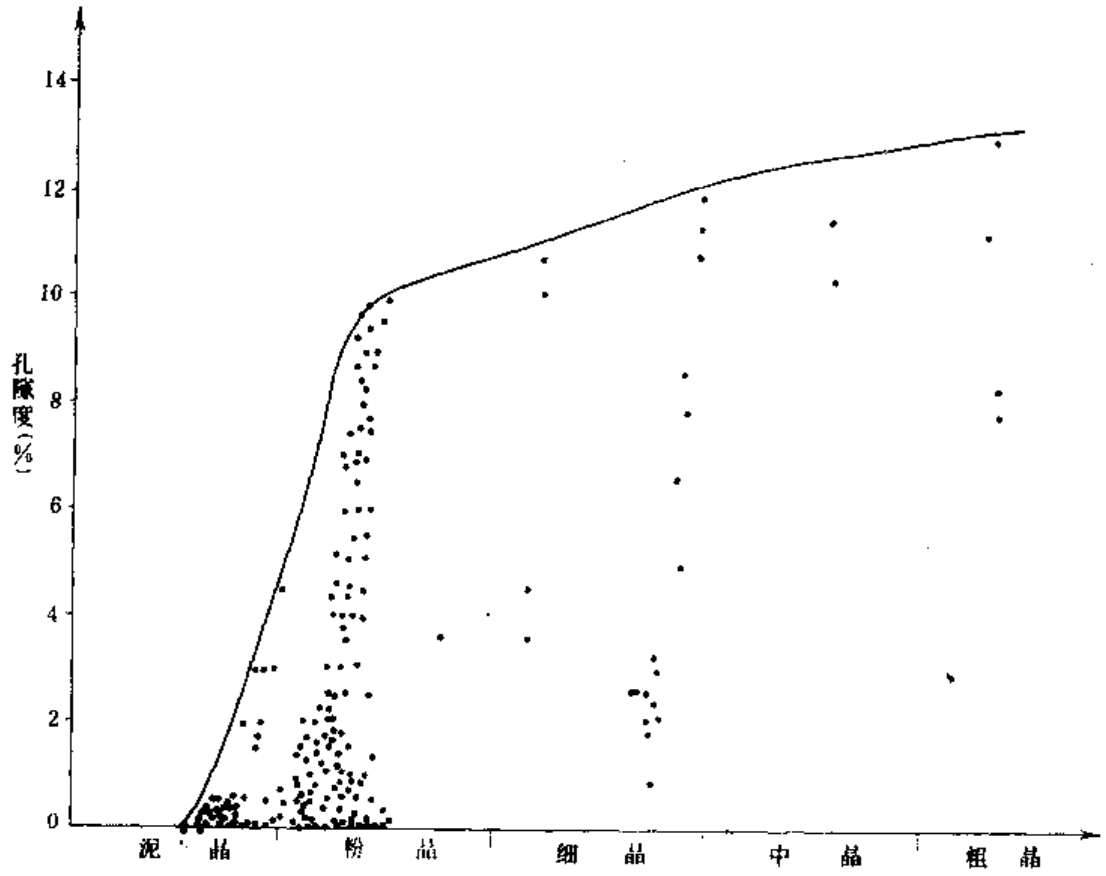


图 13—3 白云石晶粒大小与孔隙度的关系

(据井下大量数据)

在井下，孔隙度随白云石晶粒的增大而增大，参见图 13—3。泥晶白云岩孔隙度很低，到粉晶白云岩孔隙度迅速提高，到细晶白云岩孔隙度普遍升高。因此，在井下，孔隙度最好的是细晶白云岩，其次是粉晶白云岩。但细晶白云岩不常见。因此粉晶白云岩尤其是粗粉晶白云岩是本区最主要的油气储集层。

3. 白云石自形程度和均质性与孔隙度的关系

白云石自形程度对孔隙度有影响。对于粉晶白云岩和细晶白云岩，白云石晶体趋于自形，白云石间容易出现孔隙，淡水会沿这些晶间孔溶蚀，从而提高了孔隙度。

白云石大小分布均匀程度对孔隙度也有影响。一般地，白云石大小分布趋于均一，其孔隙分布也较均匀，导致孔隙性和渗透性相对较好。孔隙图像分析表明，白云石大小分布均匀，孔隙分布也较均匀，其偏态系数为0.06—0.52，峰态0.12—1.05，其孔隙度也较高。

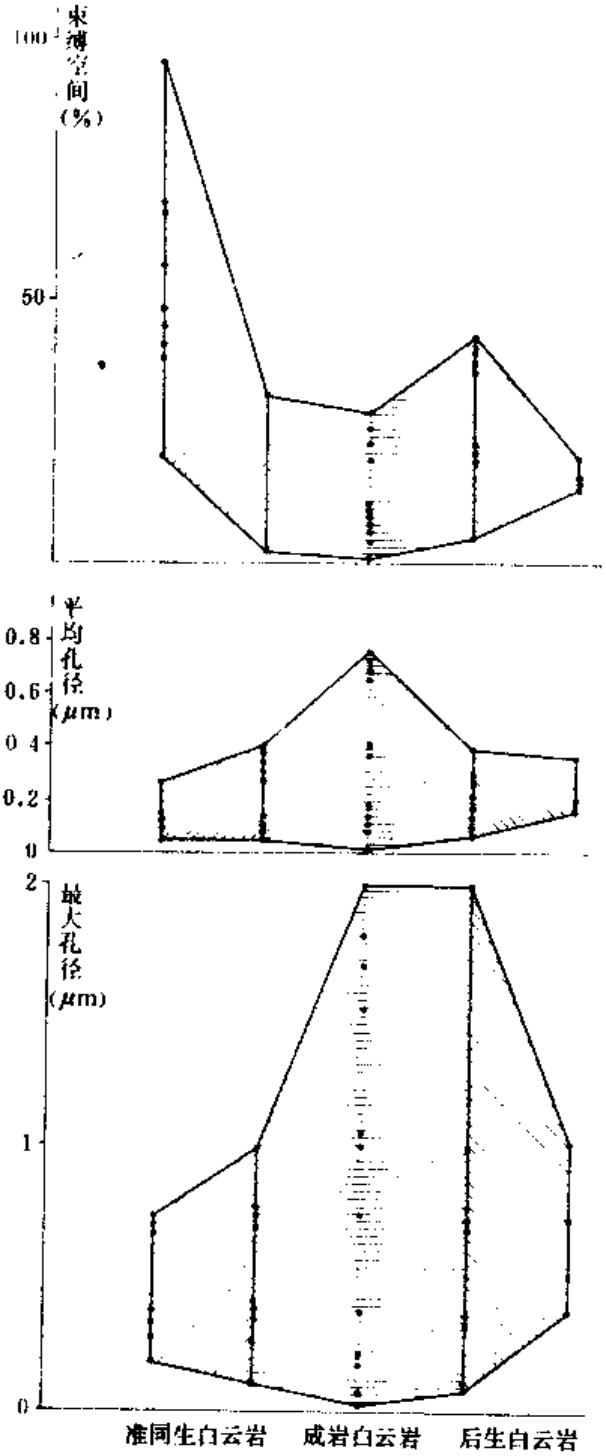


图 13--4 不同成因白云岩的最大孔径、平均孔径和束缚空间
(据黄月明，1989)

4. 白云石成因与孔隙度的关系

白云化作用是控制本区碳酸盐岩储集性的最基本因素。不同成因的白云岩其孔隙结构参数和孔隙度有很大的差异。

为了论述方便，可把白云岩分为准同生白云岩、成岩白云岩和后生白云岩。准同生白云岩主要为泥粉晶白云岩，是在潮坪或泻湖环境中由准同生期白云化作用形成的；成岩白云岩主要为粗粉晶白云岩和细晶白云岩，是在沉积埋藏以后由白云化作用形成的，可以由渗透回流白云化作用、混合白云化作用、调整白云化作用等机理形成；后生白云岩为中晶—粗晶白云岩，可以由深埋藏白云化作用、热液白云化作用或重结晶作用形成。

准同生白云岩的白云石晶体一般小于50μm，晶间孔隙小于10μm，它形成一类小孔隙、小喉道、高束缚空间类型的微孔隙体系。参见图13—4，13—5。

成岩白云岩则形成一类大孔隙、大喉道、低束缚空间类型的良好孔隙体系。例如耀参1井下奥陶统顶部的粉晶白云岩最大喉道半径为4μm，平均喉道半径0.7μm，总进汞饱和度为85%，孔隙度为19.8%。若这些孔隙与微裂缝配合，则可形成良好的储集层。在其它一些井如镇川2井、榆9井、李1井中也发现了这种储集层。参见图13—4及13—5。

后生白云岩的晶粒太粗，白云石几乎占据了所有空间，因此，其孔径大小和喉道半径反而下降，孔隙度和渗透率也下降。参见图13—4及13—5。

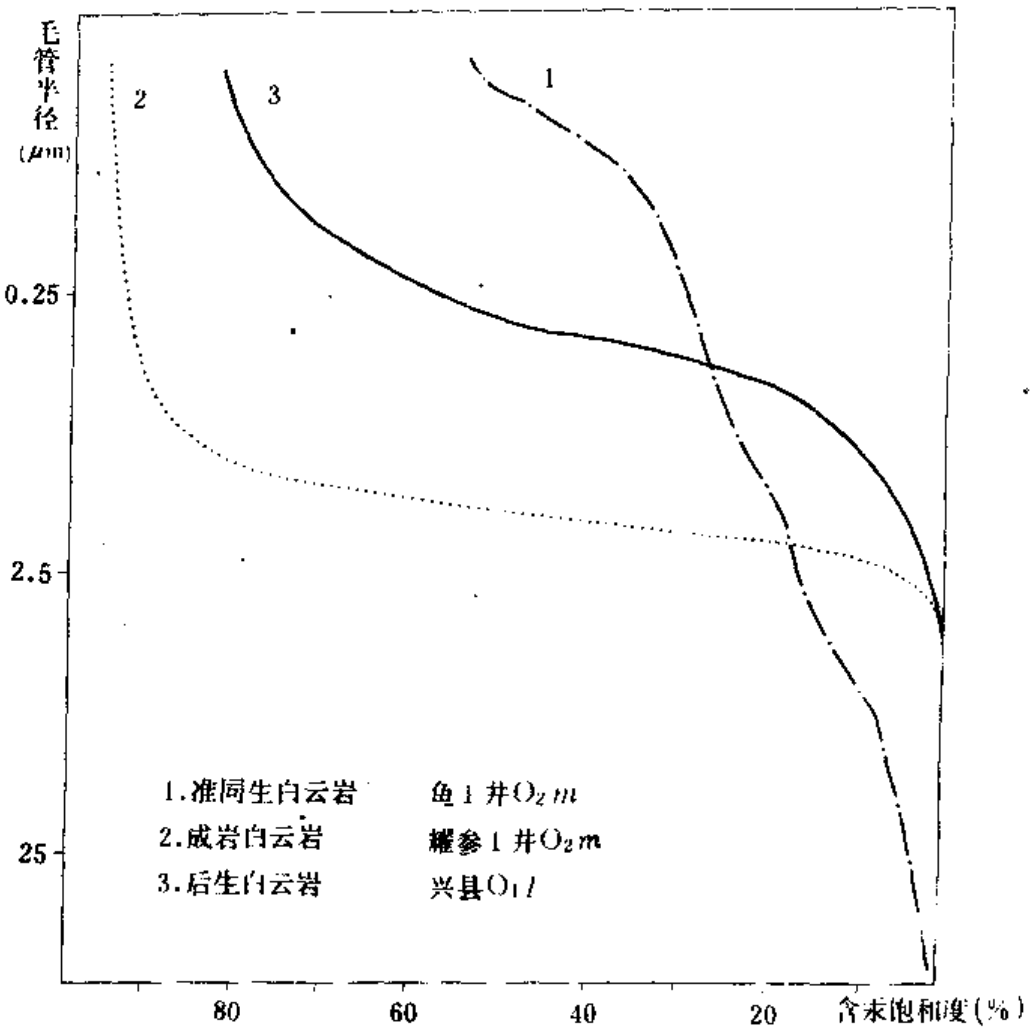


图 13—5　不同成因白云岩的毛管压力曲线

(据黄月明,1989)

5. 去白云化作用与孔隙度的关系

在本区中奥陶统马家沟群顶部的白云岩中,常见去白云化作用。

去白云化作用往往与淡水淋滤作用相伴生,因此,人们常认为去白云化作用的岩石孔隙性好。但是,经过研究表明,本区去白云化作用的岩石,如部分去白云化的白云岩和全部去白云化的次生石灰岩,其孔隙度并不好,甚至非常致密,因此不具有储集意义。参见图 13—6。这可能是由于在去白云化作用的同时,由于淡水淋滤作用,反而沉淀出亮晶方解石,从而堵死原有的孔隙。

6. 去膏化作用与孔隙度的关系

去膏化作用也是与大气淡水淋滤作用相伴随的。去膏化作用除形成膏模孔外,还可形成盐模孔、云模孔、萤石模孔等,同时围岩也会被溶蚀,使孔隙进一步扩大,形成针孔、溶孔和溶洞等规模较大的孔隙体系。如镇川 2 井,在下奥陶统马五组顶部,肉眼可见的溶孔孔径达 7mm 以上,测试获日产天然气 5767m^3。

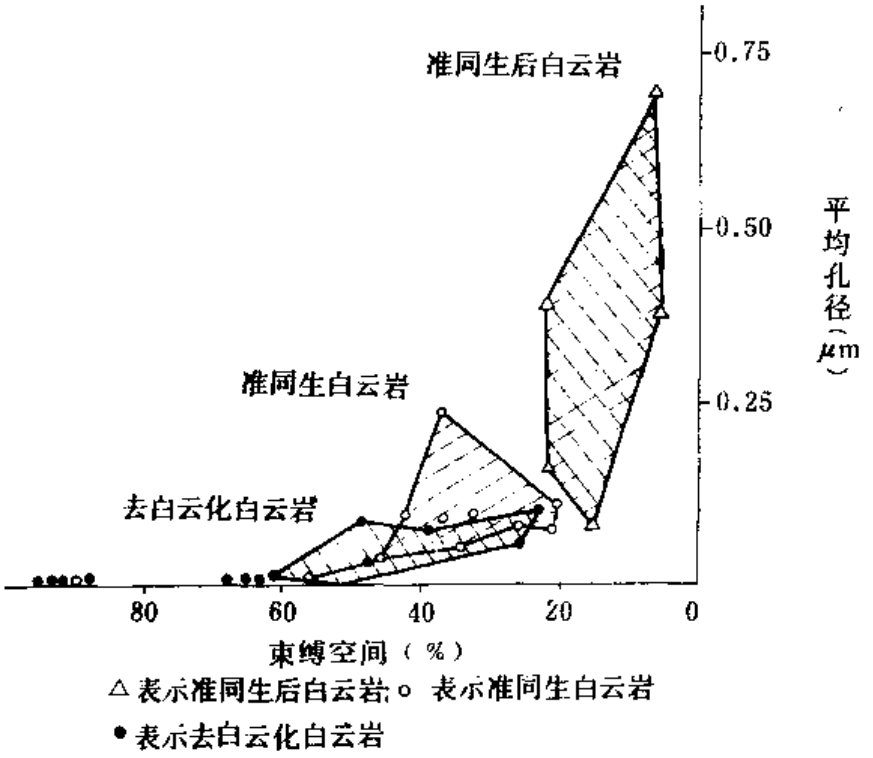


图 13－6 去白云化作用与孔隙度的关系
（据井下资料）

7. 淋滤作用与孔隙度的关系

淋滤作用是本区储集性能好坏的决定性因素，因为原始的孔隙类型大部分是相互独立的，其连通性差。在大气淡水淋滤作用下，不仅原来的孔隙进一步扩大，而且这些孔隙连合起来，从而大大提高了渗透性。因此，目前发现的产量较高的天然气层大都与淋滤作用有密切关系。

8. 地质时代与孔隙度的关系

兴县、鱼 1 井、铺 1 井、芦参 1 井和耀参 1 井的资料表明，不同地层时代的岩石，其孔隙性差异是很明显的。寒武系最好的储集层张夏组，平均喉通半径均小于 0.121μm，而对于油气储集无效的束缚空间则达 70%左右，这些岩类要储集大量的油气是不可能的。而下奥陶统的平均喉道半径比张夏组要大得多，即 $r_{50}=0.2\mu m$ 左右，且有效的油气储集空间也要大得多。因此，对于下古生界而言，奥陶系的储集性远比寒武系好，即地质时代较老的地层，储集性较差。这是因为，早期形成的孔隙容易被后期胶结作用所充填，如鲕粒石灰岩的粒间孔大部分被亮晶方解石充填；早期形成的裂缝大都被方解石充填；只有晚期形成的裂缝才有可能保留下来。

三、其它岩石的储集性

储集条件较好的其它岩石有颗粒石灰岩、膏溶角砾岩、重力流角砾岩和云斑石灰岩等。

1. 颗粒石灰岩的储集性

过去人们都认为颗粒石灰岩形成于高能浅水环境，有大量的粒间孔存在，是碳酸盐岩油气田的重要产层。对于中、新生代的碳酸盐岩可能是这样，但对于早古生代的碳酸盐岩应具体分析。

现以兴县张夏组鲕粒石灰岩为例，其毛细管压力曲线所求得的最大孔喉半径仅0.15μm，而油气不能渗透储集的束缚空间竟达75%，鲕粒间的粒间孔已不复存在。成岩早期的亮晶方解石已充填了所有的孔隙，而所保留的微孔隙对油气是没有储集意义的。天深1井张夏组的鲕粒石灰岩、环14井下奥陶统的亮晶藻粒石灰岩也是如此。

但是另一方面，成岩后生作用也可以改善碳酸盐岩的储集性。例如，陕参1井的鲕粒石灰岩经白云化作用后形成鲕粒白云岩，而且又处于隆起的高部位，即处于大气淡水渗流成岩环境，中酸性淡水的淋滤溶解作用产生溶蚀孔隙，淡水作用的时间越长，则产生的孔隙越好，油气储集空间越多。另外，米1井和鱼1井的鲕粒石灰岩经白云化也大大提高了其孔隙度。

因此，颗粒石灰岩的储集性好坏主要取决于其成岩环境。

2. 膏盐溶解角砾岩的储集性

石盐和石膏是易溶解的，最先溶解的是石盐，其次是石膏。膏盐溶解后，其上覆的半固结或固结的碳酸盐岩，主要是粉晶白云岩，将发生裂开、位移、垮塌和再堆积，即形成膏盐溶解角砾岩，这种角砾岩有较大的角砾间孔，铺1井马五组气层便是一例，其角砾间孔径达5—740μm，初产天然气898m³/日。该角砾岩不仅有砾间孔，而且在角砾内部也有溶孔。因此，在岩性较致密的地区，由于膏盐溶解垮塌作用可以形成局部孔隙发育的岩层。

3. 重力流角砾岩的储集性

在天1井的重力流角砾石灰岩中，发现了日产天然气16.4万m³的高产气田，其面孔率达12%；这是由于角砾间的充填物质软，裂缝沿角砾间裂开，产生网状裂缝；此外，基质容易发生白云化作用，形成自形较好的白云石，形成晶间孔；再加上淡水沿着角砾间的裂缝溶蚀，形成溶缝、晶间溶孔等，因此，重力流角砾岩可成为良好的储集岩。

4. 云斑石灰岩的储集性

云斑石灰岩是本区下奥陶统马家沟组常见的岩类。云斑中的白云石为粉晶—细晶，自形—半自形。未白云化的石灰岩的孔隙性和渗透性是很差的。而云斑石灰岩的孔隙性却常较好。如在天深1井下奥陶统的云斑泥晶石灰岩中，发现了较好的气显示；在李1井下奥陶统中，也发现了五层共83m厚的云斑石灰岩，面孔率达4—10%。甚至有些云斑石灰岩的晶间孔充填了有机质。因此，云斑石灰岩可以成为良好的储集层。

通过以上储集空间和各岩类储集岩的分析，可知好的储集岩有粗粉晶白云岩和细晶白云岩等，较好的储集岩有颗粒石灰岩、角砾岩、云斑石灰岩等，差的储集岩为泥晶石灰岩等。

四、各期的油气储集条件

早寒武世各期泥坪发育，一般来说，储集条件欠佳。

中寒武世徐庄期和张夏期，尤其是张夏期，鲕粒滩发育。鲕粒石灰岩虽然时代老，胶结作用强烈，但易发生白云化作用、重结晶作用和溶解作用，也易产生缝合线和裂缝；因此，鲕粒石灰岩可作为储集岩。

中寒武世的准同生细晶白云岩较发育，主要分布在南部和西部，也是良好的储集岩。

在晚寒武世，竹叶滩发育，这些滩可作为有利的储集区。此外，云坪和云灰坪也大量发育，除有准同生白云岩外，还有大量的准同生后的细晶白云岩，其孔隙性好，可作为良好的储集岩。

在早奥陶世冶里期和亮甲山期，云坪和云灰坪广泛分布，形成了大量的准同生白云岩和准同生后白云岩。在亮甲山组顶部还存在一个不整合面，容易产生溶孔溶缝溶洞。故冶里组和亮甲山组是一个重要的储集层。

在马家沟一期、三期和五期，潮坪环境的准同生的泥粉晶白云岩大量发育。这是最有利油气储集环境。在本区的中央及东部，马家沟群直接与石炭系接触，中间存在一不整合面，在不整合面之下易形成溶蚀孔隙，即古风化壳孔隙发育。这也是最有利的油气储集带。伊盟隆起斜坡带和庆阳隆起斜坡带是淡水与海水的混合带，容易产生白云化作用、去白云化作用和溶蚀作用，油气储集性能亦十分良好。已钻的布1井、李1井、天深1井、天1井、天2井和正在钻的陕参1井已证实了这一点，天1井和陕参1井已获得了高产天然气。此外，马家沟二组及四组纯石灰岩发育，在构造应力作用下易产生裂缝，因此，在构造应力集中区，如天环地区和陕北地区，可产生裂缝型孔隙系统。

在马家沟六期，本区主要为开阔海，在台地边缘发育一些雏滩和准滩，可作为储集相带。在南部岐山、泾阳、耀参1井一带细晶白云岩发育，是有利的孔隙发育区。在马六组顶面，存在不整合面，有利于溶蚀孔隙形成。在西缘，马六组有角砾石灰岩，角砾间易产生白云化作用，也易产生裂缝，因此，角砾状石灰岩是良好的储集岩。天1井和天深1井已在角砾石灰岩中发现了天然气。

在中奥陶世平凉期，在西缘缓坡带和南缘缓坡带发育泥灰岩和页岩，夹重力流角砾石灰岩和碎屑岩浊积岩。其中角砾石灰岩和砂岩可能是重要的储集岩。在南缘泾阳地区，在平凉期，一直为高能量的滩，沉积了大套颗粒石灰岩，这些颗粒石灰岩也是良好的储集岩。

在晚奥陶世，南缘泾阳地区仍为浅水高能滩环境，沉积了近千米厚的颗粒石灰岩，该颗粒石灰岩是良好的储集岩。在南缘斜坡带上也沉积了重力流成因的角砾石灰岩，该角砾石灰岩是良好的储集岩。

因此，本区早古生代存在几个重要的储集岩发育期，即张夏期、晚寒武世、马家沟期（尤其是马家沟一、三、五期）和平凉期。

第三节　油气盖层条件

对于本区的下古生界，可作为油气盖层的岩石有盐岩、膏岩、泥晶石灰岩、粘土岩等。兹分析如下。

1. 盐岩

世界上的许多大油气田证明，由盐岩和含盐岩石组成的盖层，其质量甚佳，这主要由于盐岩具可塑性，它能充填裂隙和断裂，使油气不致流失。在本区中东部的马一、马三、马五组中，发育大量盐岩，因此这些地区的盖层条件是好的。

2. 膏岩

膏岩也是很好的盖层岩石，本区中东部马一、马三、马五组的膏岩与盐岩相伴生，二者结合可形成更好的盖层。

3. 泥晶石灰岩

泥晶石灰岩，尤其是泥质泥晶石灰岩可作为良好的盖层。含石膏的泥晶石灰岩、含泥的和含石膏的泥晶白云岩亦可作为良好的盖层。这些岩石在全区都有分布，尤其是在西缘、南缘和中东部。

4. 泥岩

中奥陶统平凉组的泥岩，其孔隙一般小于 $6.97\times10^{-3}\mu m$，饱含煤油条件下，500—840min，$130—180\times10^5Pa$ 才突破；在饱含水的情况下，140×10^5Pa 皆未突破。这说明泥岩具有极强的封盖能力。这是因为在海相泥岩中含有大量膨胀矿物，尤其是含蒙脱石或伊利石蒙脱石混层矿物越多，盖层条件越好。这类泥岩主要分布在西缘和南缘。

5. 铝土质泥岩

即上石炭统的铝土质泥岩，渗透率和孔隙度一般较低，因而，铝土质泥岩是很好的盖层。

总之，下古生界的泥晶石灰岩、泥晶白云岩和上石炭统及下二叠统的铝土质泥岩可作为区域性盖层。马一、马三、马五组膏岩和盐岩仅分布在中东部，可作为地区性盖层；平凉组的泥岩、页岩和粉砂岩仅分布在西缘和南缘，亦可作为地区性盖层，因此，本区下古生界的油气盖层条件是相当好的。

第四节　油气生储盖组合及潜景

在上述的油气生成条件、储集条件和盖层条件分析的基础上，可对本区下古生界油气生储盖组合和油气潜景作如下的评价。

在西部地区，有五套油气生储盖组合：

1. 下古生界生，下古生界顶部风化壳溶蚀带储，上石炭统盖；
2. 平凉组生和储，上石炭统盖；
3. 克里摩里组生和储，平凉组、上石炭统盖；
4. 寒武系生，下奥陶统储，中上奥陶统和上石炭统盖；
5. 寒武系生和储，奥陶系盖。

在东部地区，也有五套油气生储盖组合：

1. 下古生界生，下古生界顶部风化溶蚀带储，上石炭统盖；
2. 马四组生，马四、马五组储，上石炭统盖；
3. 马二组生，马二、马三组储，马三、马四组盖；
4. 中上寒武统生，冶里组亮甲山组储，马家沟群盖；
5. 寒武系生和储，奥陶系盖。

根据上述生储盖组合，可对各地区的油气潜景进行初步的分析评价。

1. 西缘地区

西缘地区生油气条件最好，古地理是继承的较深水的开阔海和缓坡，向西变为深水区，油气源丰富；储集类型多，有溶缝、溶洞多的白云岩和白云质石灰岩储集体和角砾间孔多的重力流角砾石灰岩储集体；盖层条件好，有平凉组的泥岩和中石炭统的铝土质泥岩。因此，本区是最有利的远景区，目前天 1 井已获日产近 50 万 m^3 的天然气。

2. 陕北地区

陕北地区的奥陶系生油气条件较好，马二、马四、马五组可生油气；马三、马五组的粉晶白云岩和马五组顶部的风化溶蚀带具有很好的储集条件；马一、马三、马五组的膏盐岩、上石炭统的铝土质泥岩是最好的盖层。因此，本区也是最有利的远景区。目前麒参1井、洲1井等已获工业天然气流。

3. 中央隆起东斜坡

中央隆起东斜坡生油气条件较差，但油气可从晋西凹陷带和乌审旗凹陷带运移过来；储集条件较好，粉晶白云岩和风化溶蚀带可作为储集体；盖层条件也较好，以上石炭统的泥岩为主。因此，本区是有利的远景区。目前陕参1井已获得工业气流。

4. 中央隆起西斜坡

中央隆起西斜坡的油气源可从西缘运移过来；储集条件较好，粉细晶白云岩和颗粒石灰岩等可作为储集体；盖层主要为上石炭统的泥岩。因此，这一地带有可能发现油气藏。

5. 乌兰格尔南斜坡

乌兰格尔南斜坡的油气源可从西缘和晋西凹陷带运移过来；储集条件较好，发育风化溶蚀带；盖层主要为上石炭统的泥岩。因此，在该区可能发现油气藏。

总之，本区下古生界的主要油气源区是在西缘、南缘和中东部凹陷带。油气形成后必然向上运移，在庆阳隆起斜坡带和伊盟隆起斜坡带的孔隙发育区聚集起来，可形成岩性圈闭油气藏。从地震剖面看，在庆阳隆起的斜坡带，伊盟隆起的斜坡带及陕北地区，T9—T11之间常出现丘状体，这可能是滩的反射，也可能是白云岩体或溶蚀孔隙发育带的反射，可望是油气聚集的有利地区。最近，陕参1井喜获日产天然气5.9万m^3，证实了斜坡带是油气聚集的有利地区。今后对这些地区应有足够的重视。

总之，鄂尔多斯地区下古生界的油气生储盖条件良好，潜景甚大，居华北地台之冠。其中，以中奥陶统马五组、马三组和马一组，尤其是马五组的云坪环境的油气潜力最大，此即“坪中有油、坪中有气”也。这是从沉积学及岩相古地理学这一基础地质研究方面，对鄂尔多斯地区下古生界油气生储盖条件及其潜景的分析和评价。这个认识来之不易。希此一得之见有助于鄂尔多斯地区下古生界油气阀门的打开。笔者愿为此而继续效力。

参 考 文 献

[1] 袁复礼，1925，甘肃平凉奥陶纪笔石地层，中国地质学会志，第4卷，第1期，第19—20页。

[2] 关士聪和车树政，1955，内蒙古伊克昭盟桌子山区域地层系统，地质学报，第35卷，第2期。

[3] 卢衍豪，1962，全国地层会议学术报告汇编，中国的寒武系，科学出版社。

[4] 车福鑫，1963，陕西陇县上奥陶统的发现，科学通报，1963年，3月号。

[5] 陈均远，1980，关于中国北方奥陶纪地层的头足类研究，中国科学院南京地质古生物研究所集刊，第16号，科学出版社。

[6] 项礼文等，1981，中国地层，4，中国的寒武系，地质出版社。

[7] 穆才根等，1982，中国的奥陶系，地质出版社。

[8] 费安琦和张吉森，1983，鄂尔多斯盆地西缘奥陶纪地层研究的若干进展，鄂尔多斯盆地西缘地区石油地质论文集，1983年，内蒙古石油学会编，内蒙古人民出版社。

[9] 陆瑞如，1983，鄂尔多斯盆地西南缘中奥陶统对比及沉积分区探讨，同上书。

[10] 陈均远等，1984，鄂尔多斯地区西缘奥陶纪生物地层研究的进展，中国科学院南京地质古生物研究所集刊，第20号，科学出版社。

[11] 王志浩和罗坤泉，1984，鄂尔多斯地台边缘晚寒武世—奥陶纪牙形刺，同上书。

[12] 邓占球，1984，鄂尔多斯地台边缘中、上奥陶统珊瑚，同上书。

[13] 陈均远和邹西平，1984，鄂尔多斯地区奥陶纪头足动物群，同上书。

[14] 冯增昭和张吉森等，1983，陕甘宁及内蒙古地区奥陶纪岩相古地理新探，地质论评，1983年，第1期，第17—24页。

[15] 冯增昭，1977，华北下奥陶统岩相古地理新探，华东石油学院学报，第3期，第57—79页。

[16] 冯增昭，1979，华北早奥陶世岩相古地理新探，地质科学，第4期，第302—313页。

[17] 冯增昭，1986，华北地台东部晋冀鲁京津地区早奥陶世岩相古地理，沉积学报，第4期，第28—40页。

[18] Feng Zengzhao(冯增昭)，1987，Methodology on Lithofacies Paleogeography of Carbonate rocks. In: *Advances in Science of China, Earth Sciences*, Vol. 2, 1987, P. 159—175, Science Press.

[19] 冯增昭和吴胜和，1989，下扬子地区中下三叠统青龙群岩相古地理研究与编图，沉积学报，第3期，第40—58页。

[20] 冯增昭等，1988，下扬子地区中下三叠统青龙群岩相古地理研究，云南科技出版社。

[21] 冯增昭，1989，碳酸盐岩岩相古地理学，石油工业出版社。

[22] 冯增昭、陈继新和吴胜和，1989，华北地台早古生代岩相古地理，沉积学报，第7卷，第4期，第15—55页。

[23] 冯增昭等，1990，华北地台早古生代岩相古地理，地质出版社。

[24] 卢衍豪和董南庭，1953，山东寒武纪标准剖面新观察，地质学报，第32卷，第3期。

[25] 叶良辅和刘季辰，1919，直隶榆县柳江煤田报告，地质汇报，第1号。

[26] 马底幼，1922，直隶临榆县附近地质，地质汇报，第57—66页。

[27] 葛利普，1922，中国北部奥陶纪之动物化石，中国古生物志，第1号，第1册。

[28] 孙云铸，1923，开平煤田之上寒武地层，中国地质学会会志，第2卷，第1—2页。

[29] 张文堂，1962，全国地层会议学术报告汇编，中国的奥陶系，科学出版社。

[30] 卢衍豪，1954，西北寒武纪奥陶纪地层问题，地质学报，第34卷第3期。

[31] 穆恩之，1959，中国含笔石地层，地质出版社。

[32] 张日东，1959，内蒙伊克昭盟桌子山区域下奥陶纪的头足类化石，古生物学报，第7卷第4期。

[33] 张日东，1962，甘肃环县中奥陶统几种头足类化石，古生物学报，第10卷，第10期。

[34] 傅力浦，1977，西北地区的上奥陶统，地层古生物论文集，第三辑，地质出版社。

[35] 冯增昭，1981，石灰岩，见华东石油学院岩矿教研室主编，1981，沉积岩石学，上册，第十二章，石油工业出版社。

[36] 王英华、张秀莲和杨承运，1988，华北地台早古生代碳酸盐岩岩石学，地震出版社。

[37] 王英华、杨承运和张秀莲，1983，颗粒的结构变化与成岩作用性质和强度的关系，沉积学报，第1卷，第2期。

[38] 冯增昭，1981，白云岩，见华东石油学院岩矿教研室主编，1981，沉积岩石学，上册，第十三章，石油工业出版社。

[39] 翟淳，1961，论豹皮灰岩的形成，北京地质学院学报，1961年，第3期。

[40] 王尧，1980，华北地台中部曲阳奥陶系碳酸盐岩岩石学及沉积相特征，地质科学，1980年，第3期。

[41] 潘正莆等，1981，河北曲阳上寒武统－下奥陶统潮坪碳酸盐沉积的岩石学特征，沉积岩石学研究论文集，第 205—225 页，科学出版社。

[42] 王军生，1981，吕梁山段中奥陶统上马家沟组豹皮灰岩成因探讨，山西地质科技，1981 年，第 1 期。

[43] Blatt H. et al.，1980，Origin of sedimentary rocks，second edition.

[44] L. P. 克溜特著，1979，潘正莆等译，1980，石灰岩中燧石的成因模式，国外地质，1980 年，第 11 期。

[45] 斯仑贝谢公司，1984，东南亚测井评价，石油工业出版社。

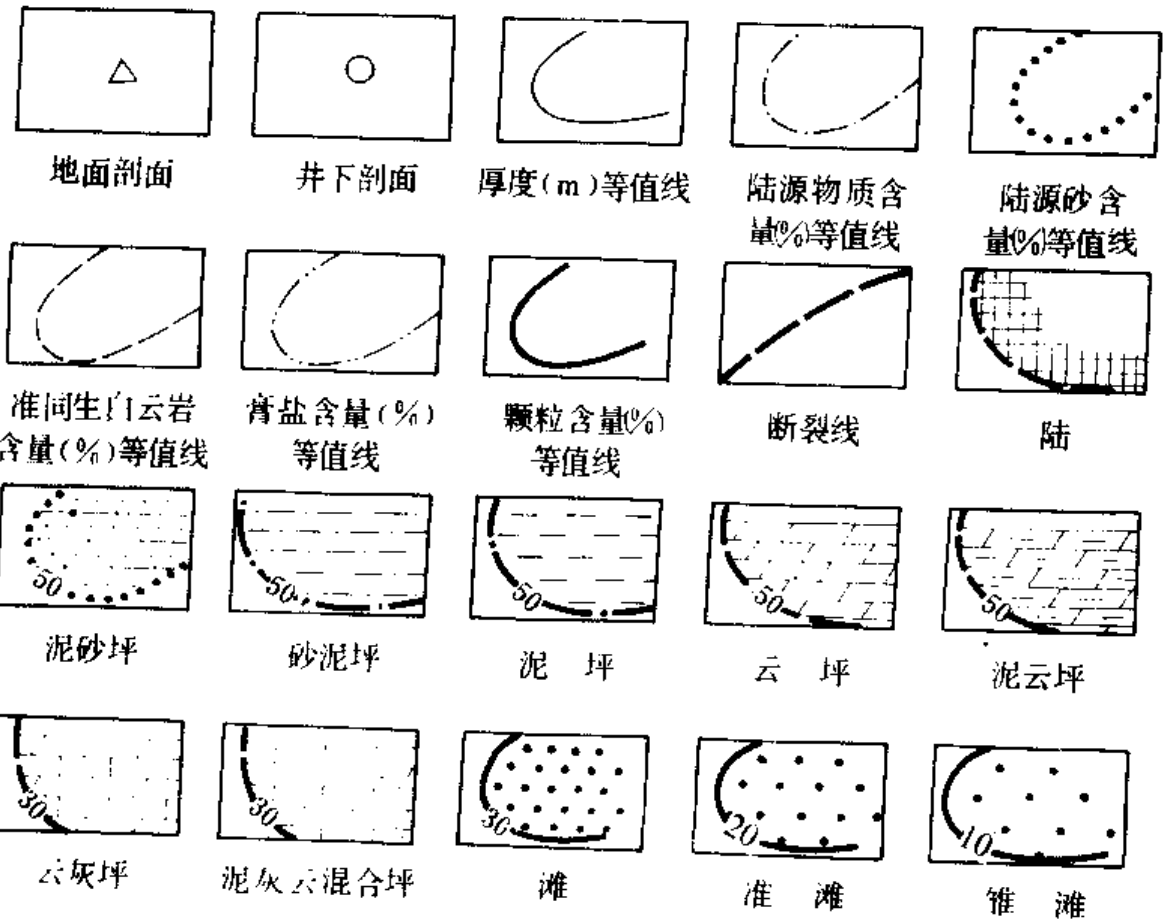
[46] 黄智辉等，1986，地球物理测井资料在分析沉积环境中的应用，地质出版社。

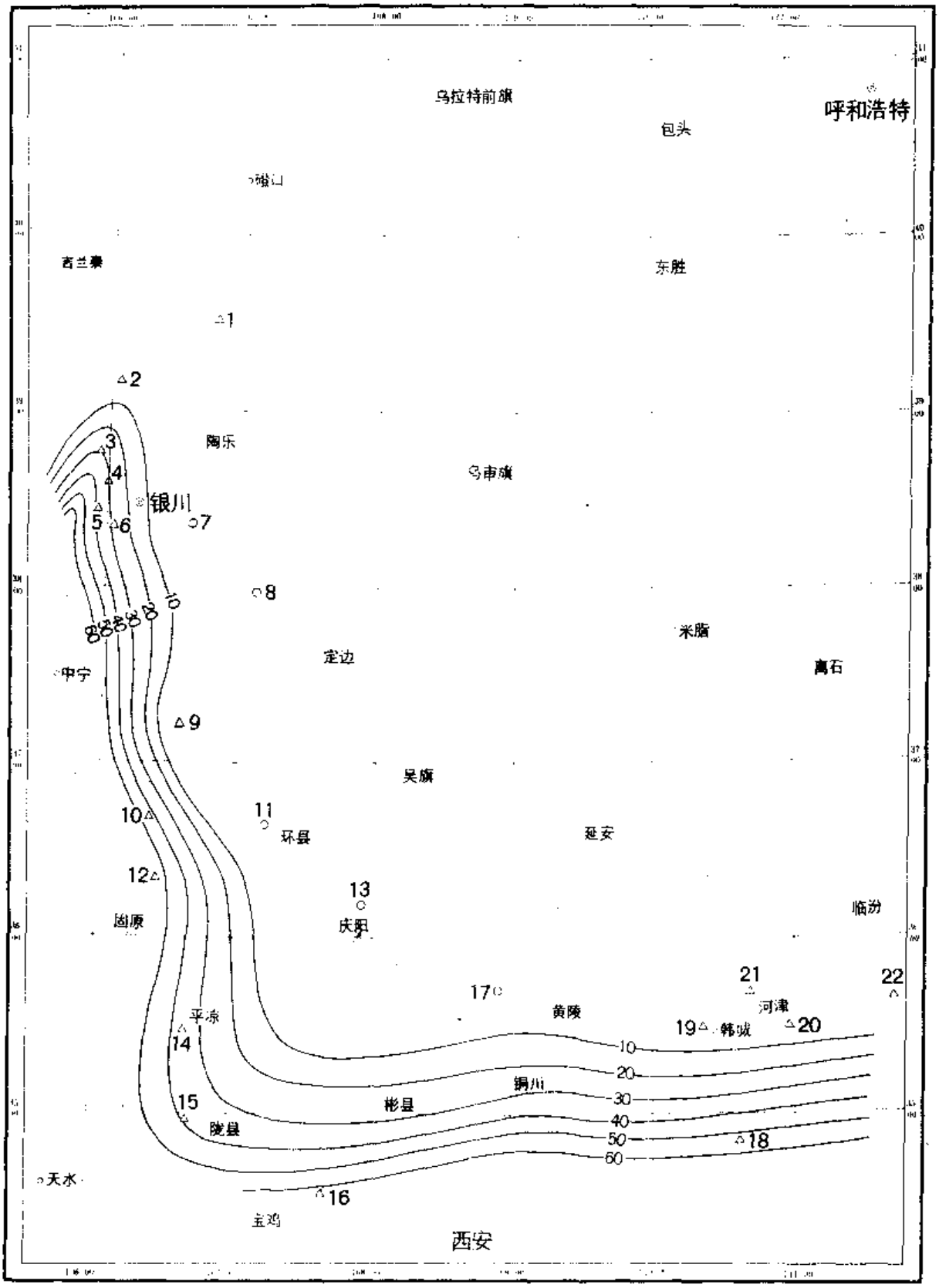
[47] L. F. 布朗和 W. L. 费歇尔著，1980，曾洪流等译，1988，地震地层学解释与石油勘探，石油工业出版社。

[48] 梅志超、李文厚，1986，陕西富平中、上奥陶统深水碳酸盐重力流沉积模式，沉积学报，1986 年，第 4 卷，第 1 期。

鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理附图

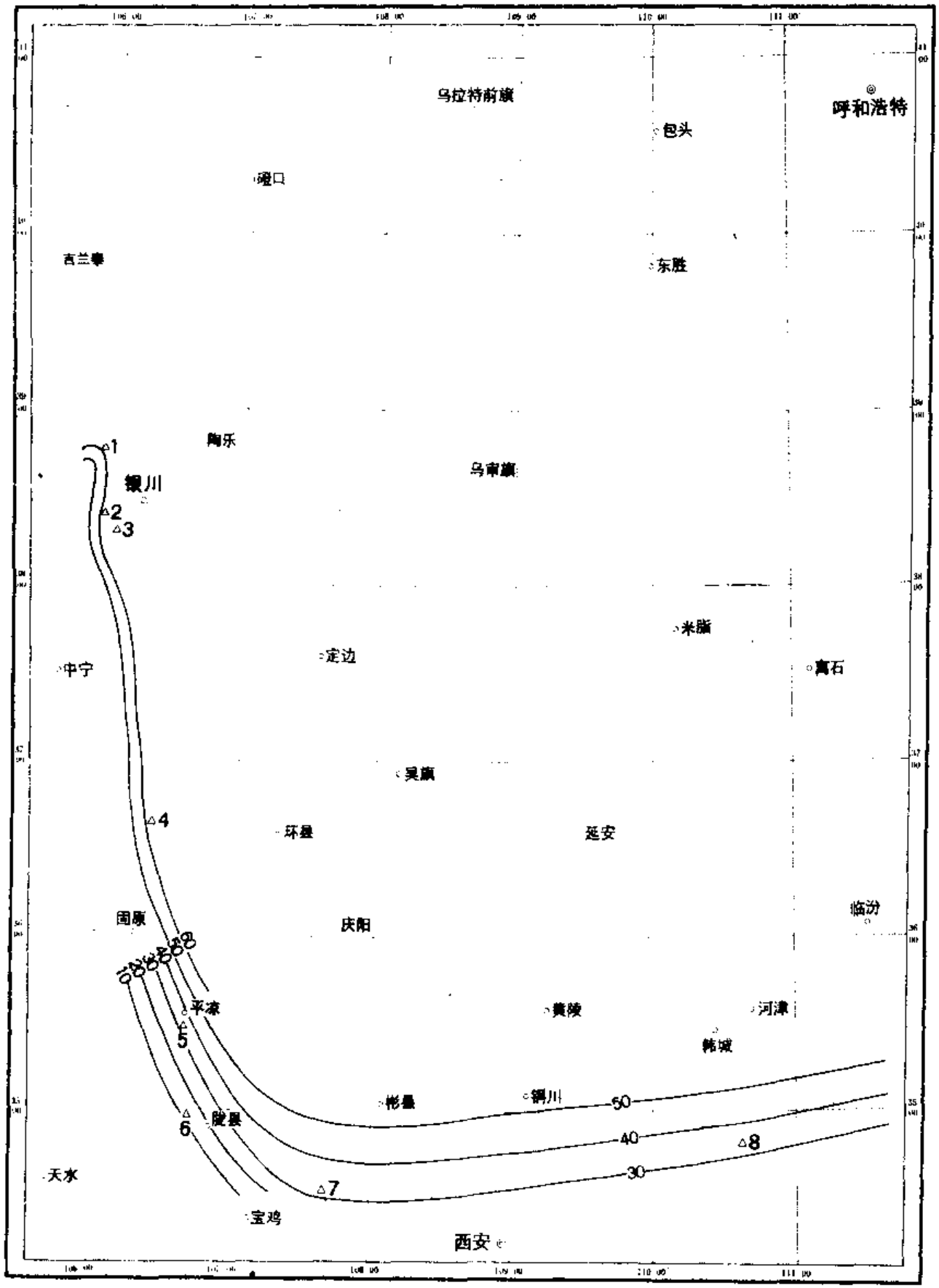
图　例





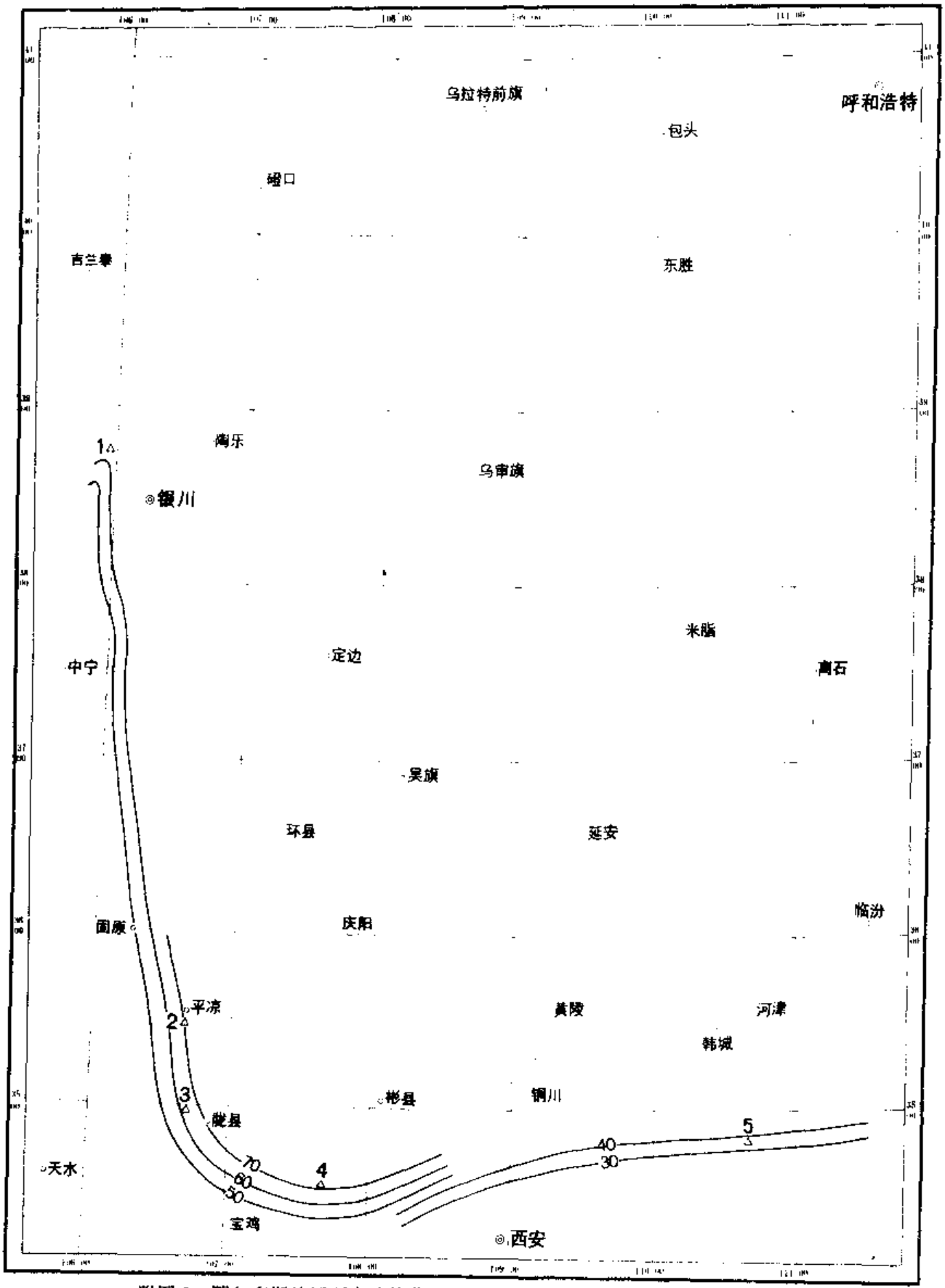
附图 1　鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组厚度(m)等值线图

1—桌子山;2—银川贺斯沟;3—贺兰山;4—宁夏正目观;5—银川紫花沟;6—宁夏井底泉;7—任 3 井;8—天深 1 井;9—青龙山;10—固原老爷山;11—庆深 2 井;12—环县阴石峡;13—庆深 1 井;14—平凉;15—陇县;16—岐山;17—黄深 1 井;18—永济;19—韩城;20—稷王山;21—河津西银口;22—翔山



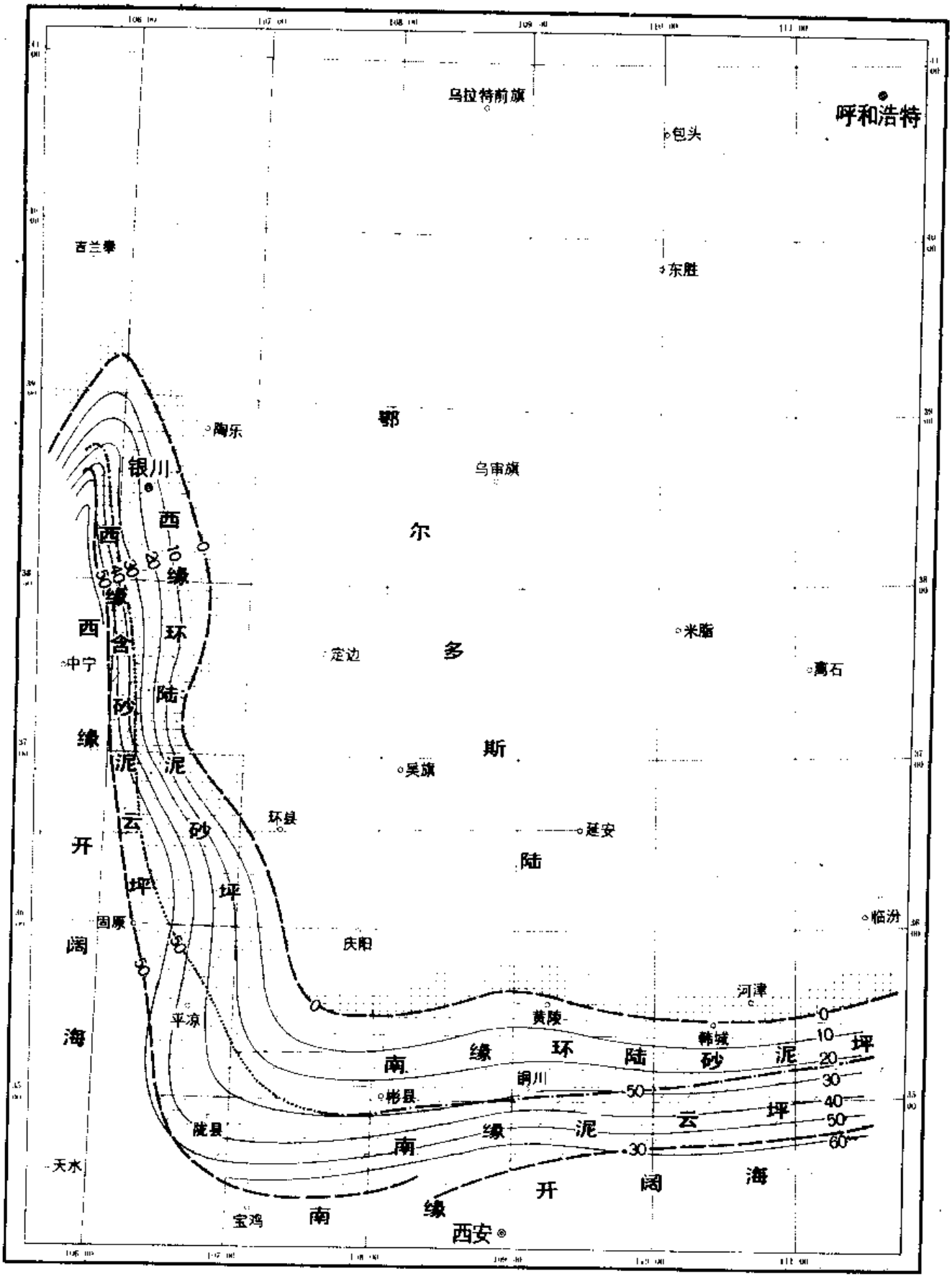
附图 2　鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组陆源物质含量(%)等值线图

1—贺兰山；2—银川紫花沟；3—宁夏井底泉；4—固原老爷山；5—平凉；
6—陇县；7—岐山；8—永济

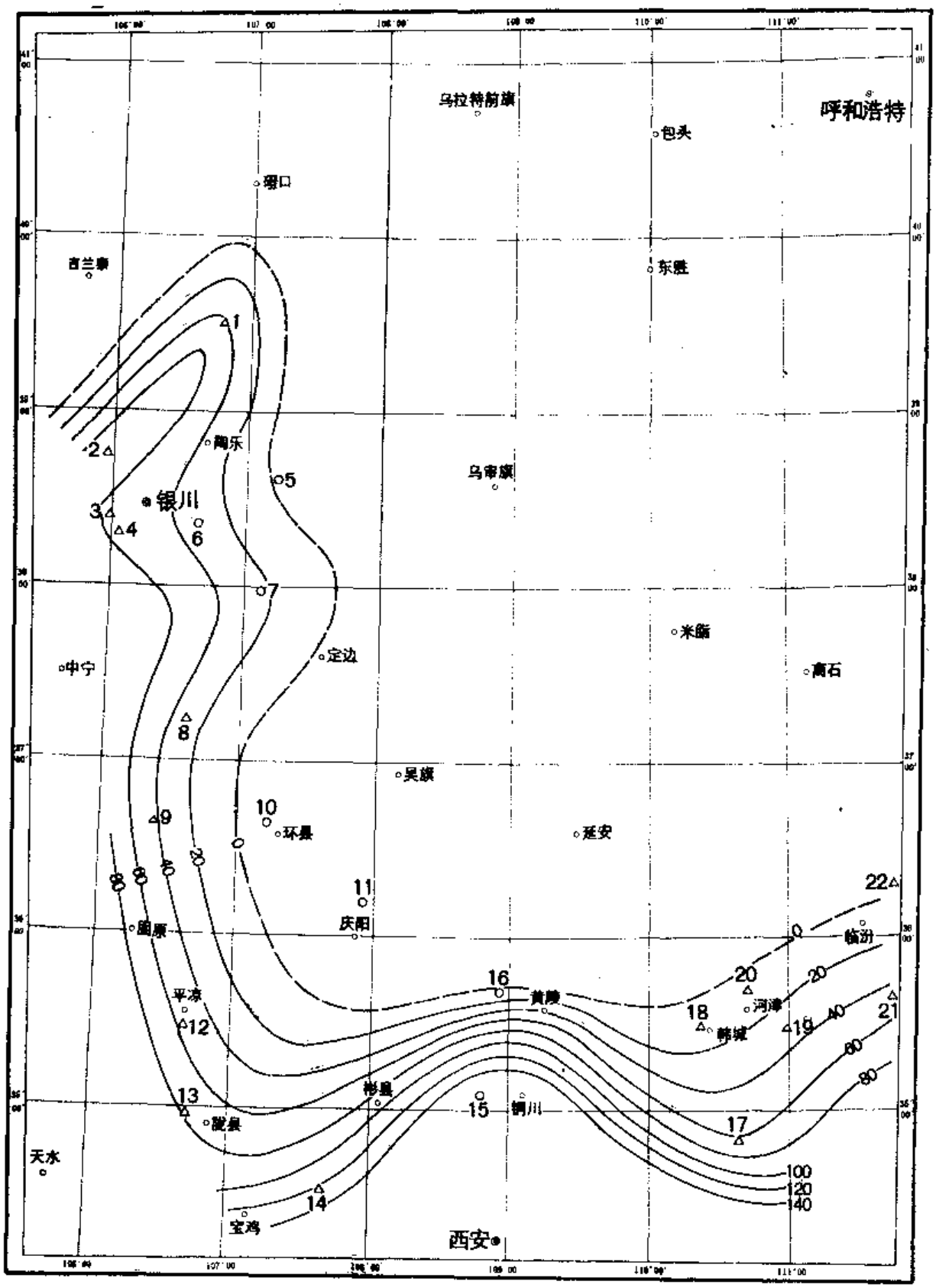


附图 3　鄂尔多斯地区下寒武统苏峪口组准同生白云岩含量(%)等值线图

1—贺兰山苏峪口；2—平凉；3—陇县；4—岐山；5—永济

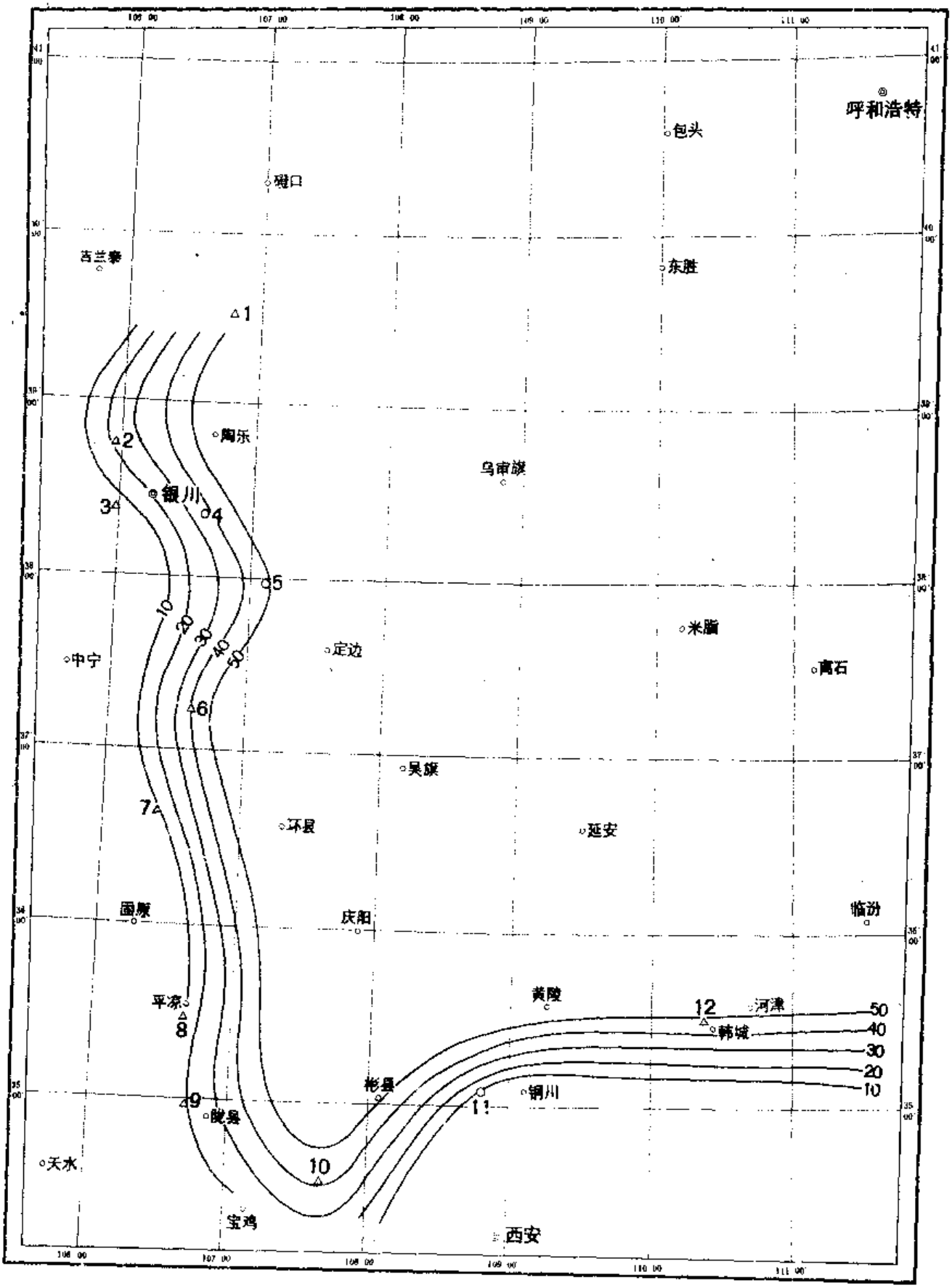


附图 4　鄂尔多斯地区早寒武世苏峪口期岩相古地理图



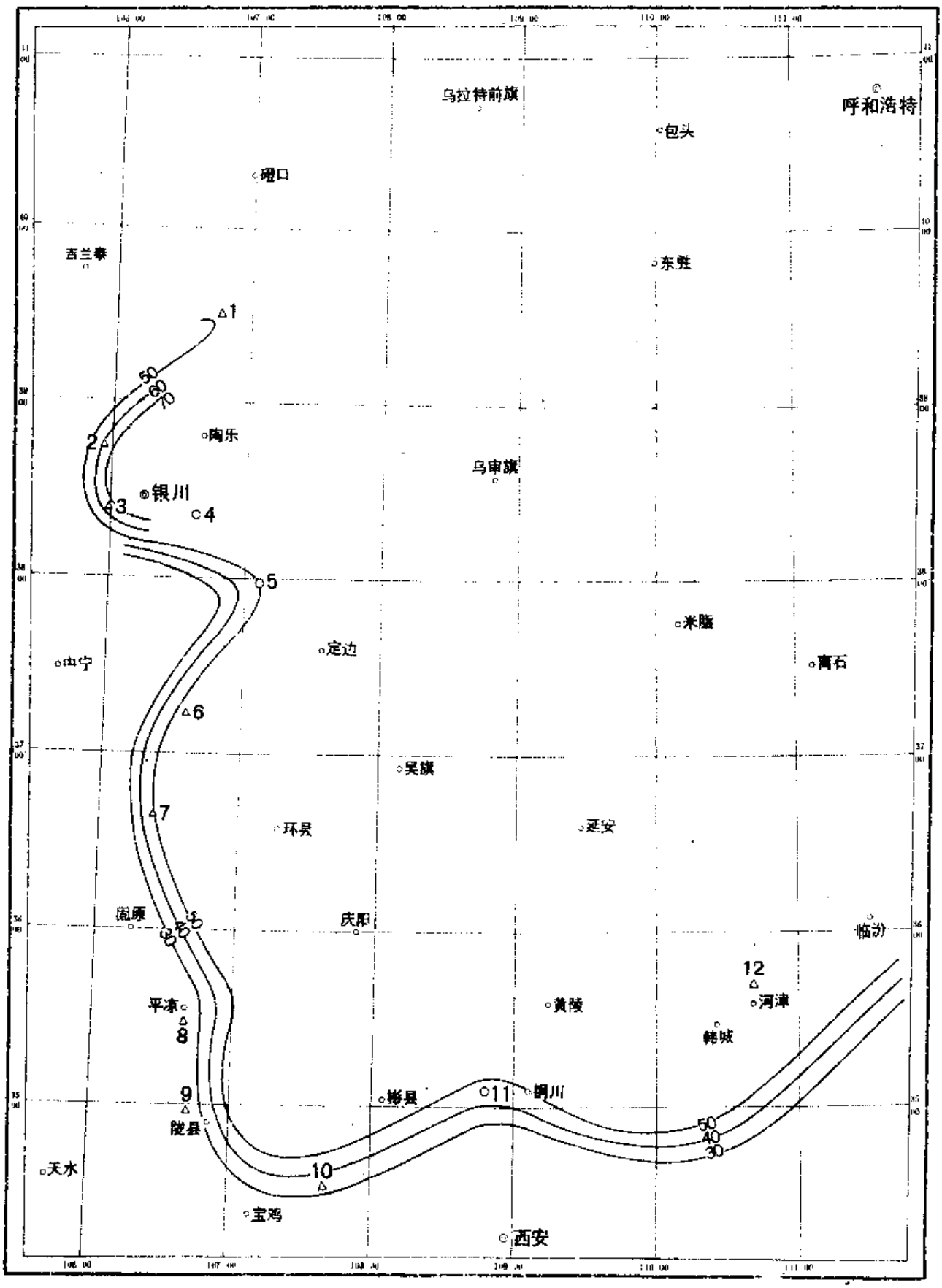
附图 5　鄂尔多斯地区下寒武统馒头组厚度(m)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—银川黑花沟;4—宁夏井底泉;5—布 1 井;6—任 3 井;7—天深 1 井;8—青龙山;9—固原老爷山;10—庆深 2 井;11—庆深 1 井;12—平凉;13—陇县;14—岐山;15—耀参 1 井;16—黄深 1 井;17—永济;18—韩城;19—霍王山;20—河津西磧口;21—翔山;22—洪洞



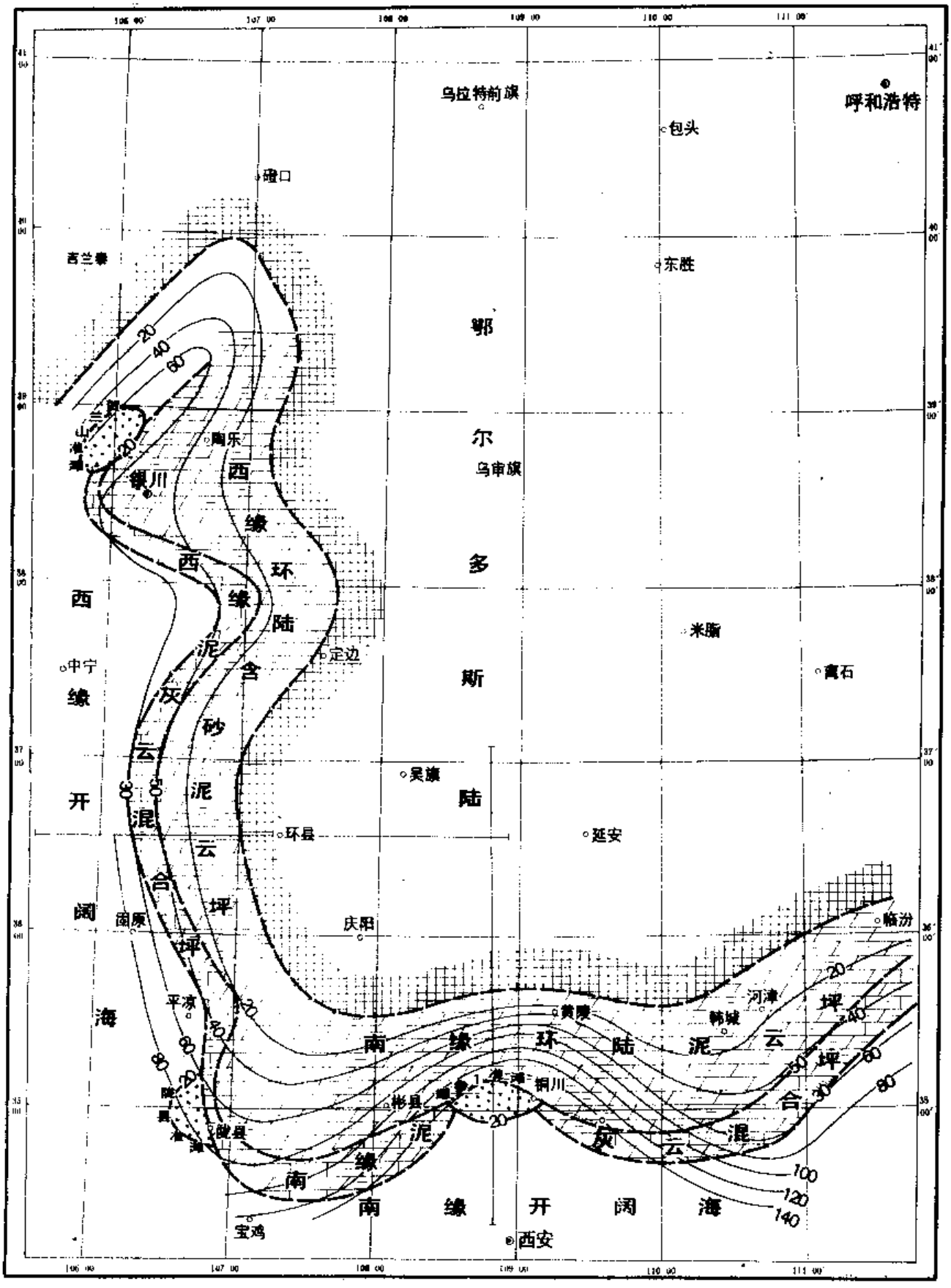
附图 6　鄂尔多斯地区下寒武统馒头组陆源物质含量(%)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—银川紫花沟;4—任 3 井;5—天深 1 井;6—青龙山;7—固原老爷山;
8—平凉;9—陇县;10—岐山;11—鼎参 1 井;12—韩城

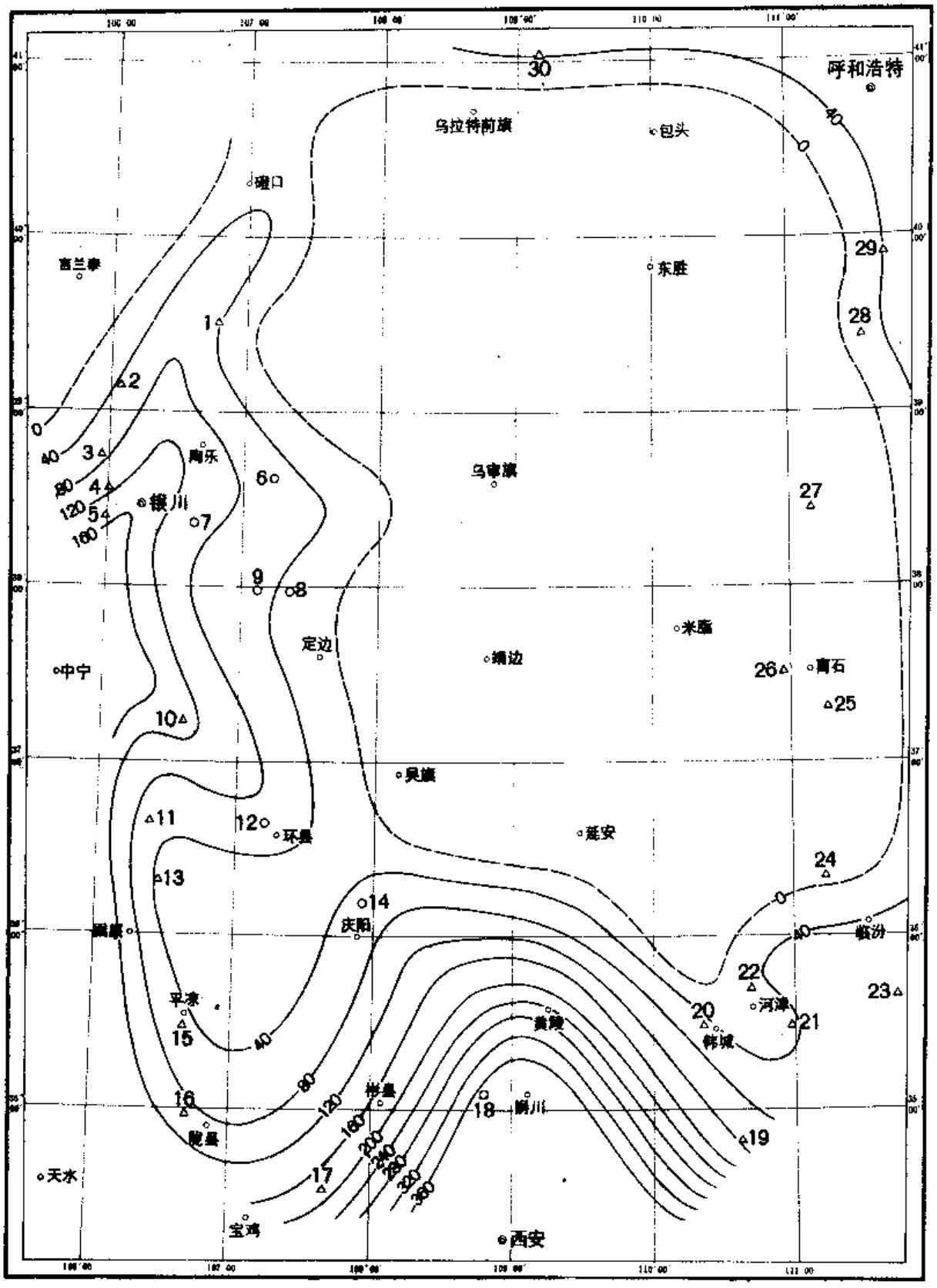


附图 7　鄂尔多斯地区下寒武统馒头组准同生白云岩含量(%)等值线图

1—桌子山；2—贺兰山；3—银川紫花沟；4—任 3 井；5—天深 1 井；6—青龙山；7—固原老爷山；8—平凉；9—陇县；10—岐山；11—耀参 1 井；12—河津西碾口

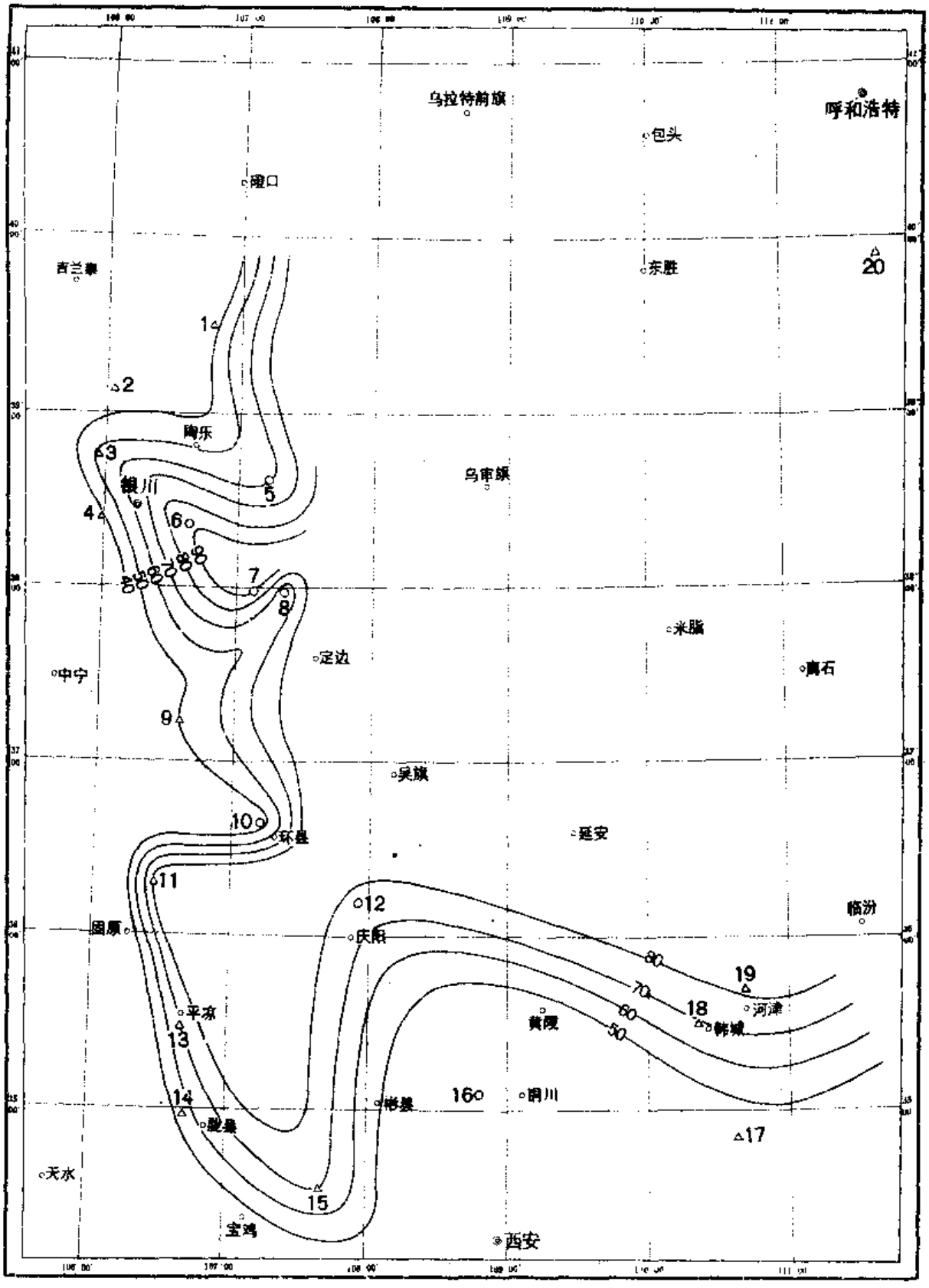


附图 8　鄂尔多斯地区早寒武世馒头期岩相古地理图



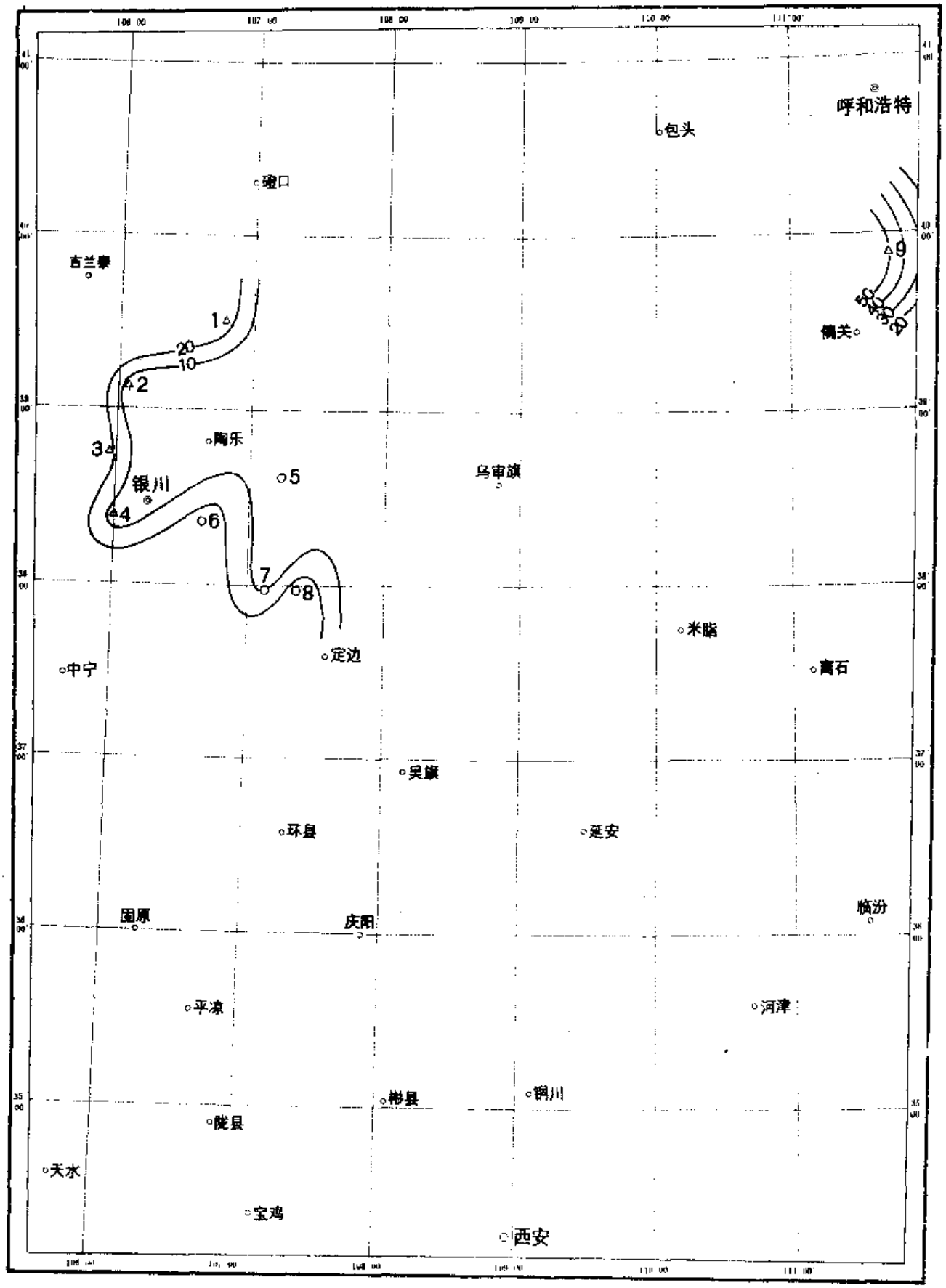
附图 9　鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组厚度(m)等值线图

1—桌子山；2—银川贺斯沟；3—贺兰山；4—宁夏正目观；5—银川紫花沟；6—布 1 井；7—任 3 井；8—李 1 井；9—天深 1 井；10—青龙山；11—固原老爷山；12—庆深 2 井；13—环县阴石峡；14—庆深 1 井；15—平凉；16—陇县；17—岐山；18—麟参 1 井；19—永济；20—韩城；21—覆王山；22—河津西碾口；23—翔山；24—蒲县；25—中阳；26—柳林；27—兴县；28—偏关；29—清水河；30—大佘太



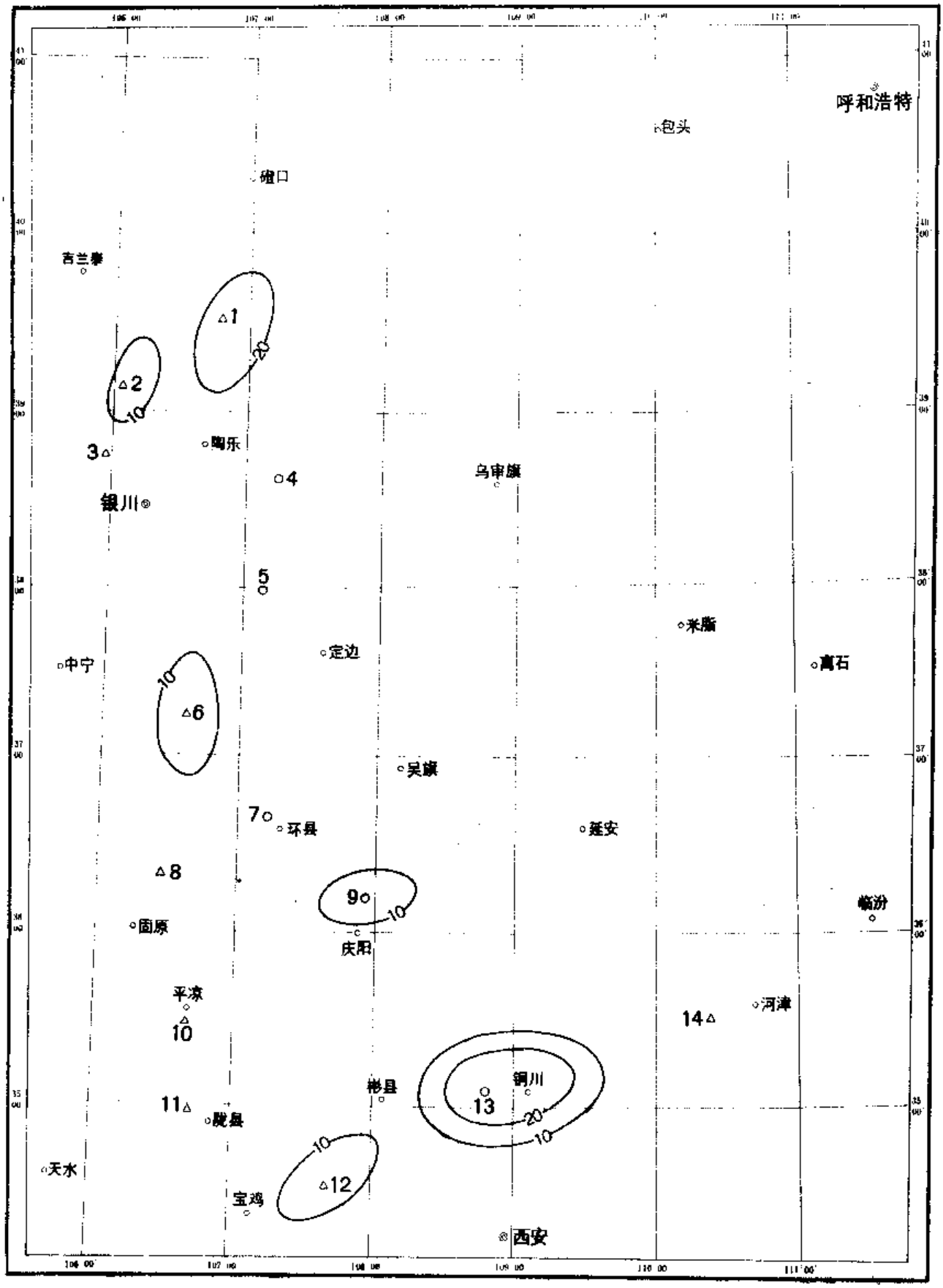
附图 10　鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组陆源物质含量(%)等值线图

1—桌子山；2—银川陶斯沟；3—贺兰山；4—银川紫花沟；5—布 1 井；6—任 3 井；7—天深 1 井；8—李 1 井；9—青龙山；10—庆深 2 井；11—环县阴石峡；12—庆深 1 井；13—平凉；14—陇县；15—岐山；16—耀参 1 井；17—永济；18—韩城；19—河津西碾口；20—清水河



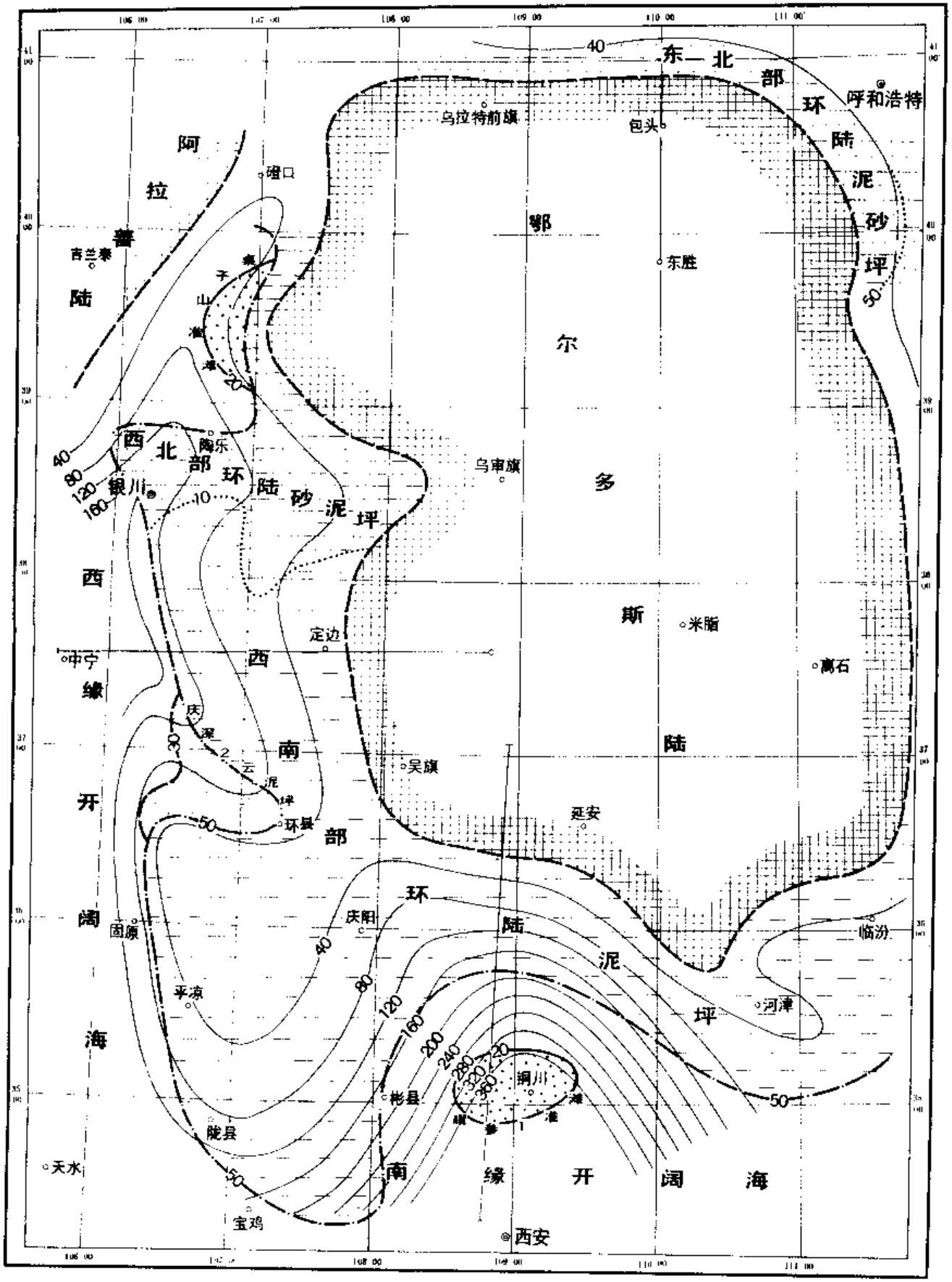
附图 11　鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组陆源砂含量(%)等值线图

1—桌子山;2—银川陶斯沟;3—贺兰山;4—银川紫花沟;5—布 1 井;6—任 3 井;7—天深 1 井;8—李 1 井;9—清水河。

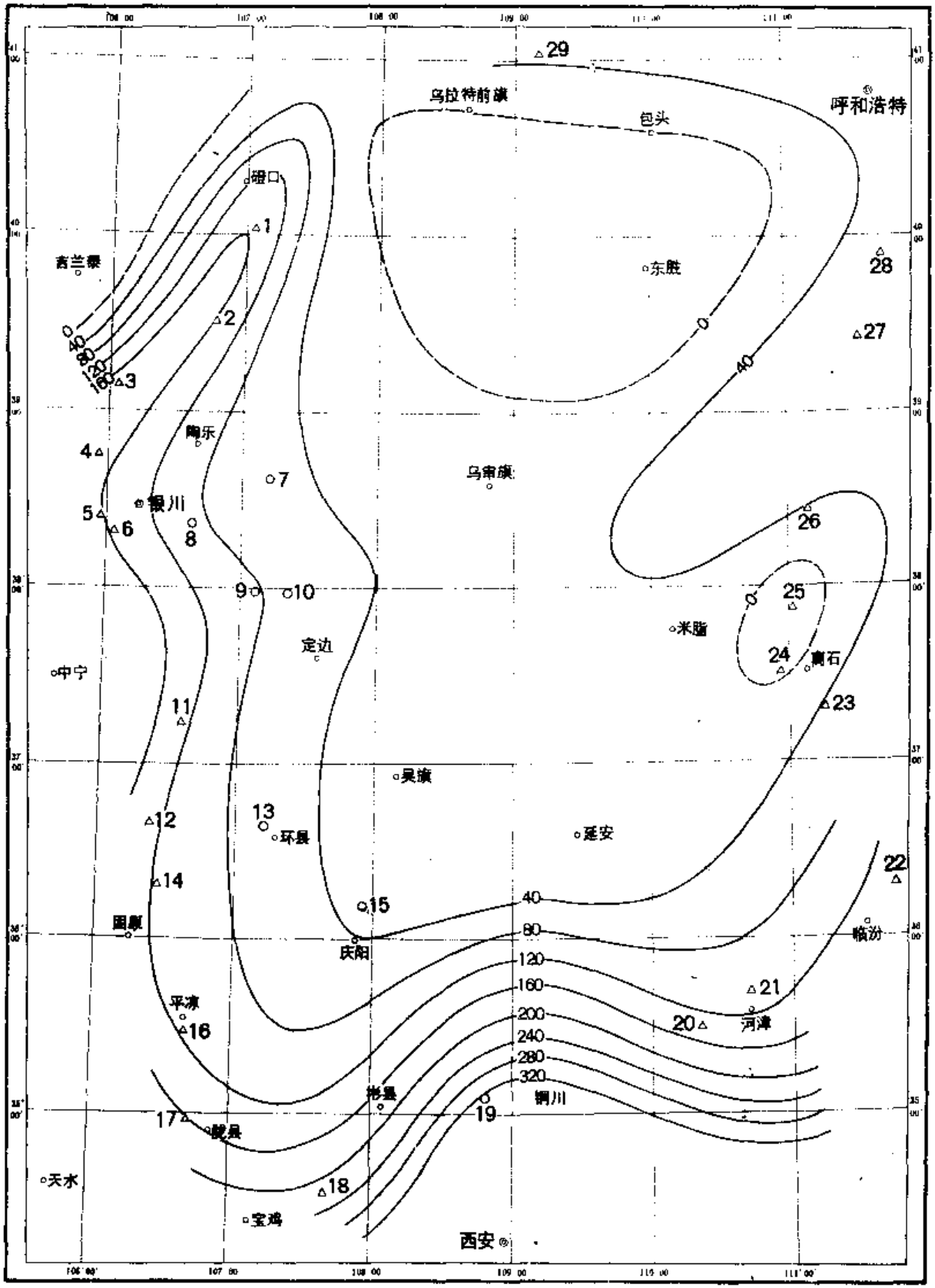


附图 12　鄂尔多斯地区下寒武统毛庄组颗粒含量(%)等值线图

1—桌子山;2—银川陶斯沟;3—贺兰山;4—布 1 井;5—天深 1 井;6—青龙山;7—庆深 2 井;8—环县阴石峡;9—庆深 1 井;10—平凉;11—陇县;12—岐山;13—耀参 1 井;14—韩城

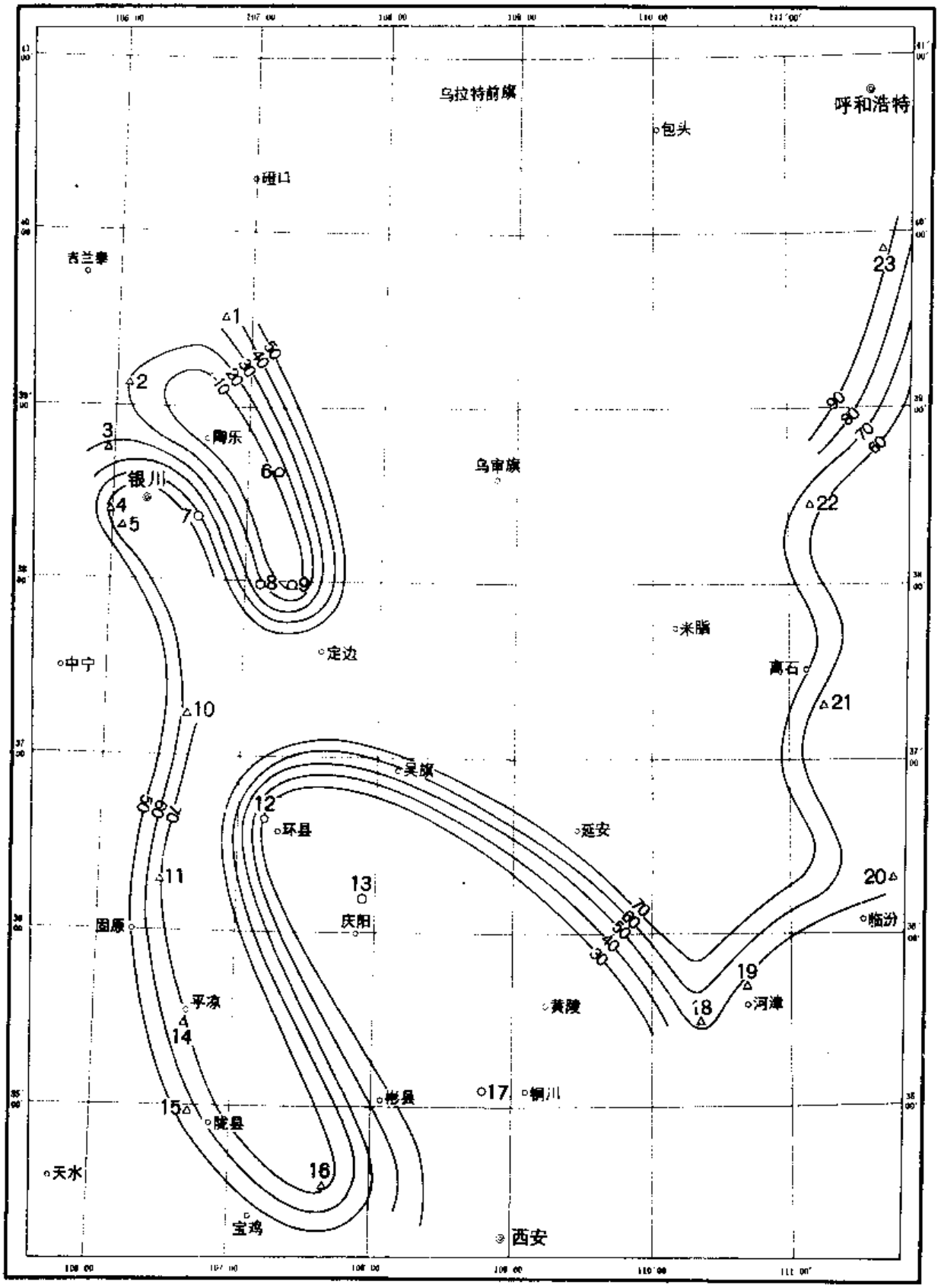


附图 13　鄂尔多斯地区早寒武世毛庄期岩相古地理图



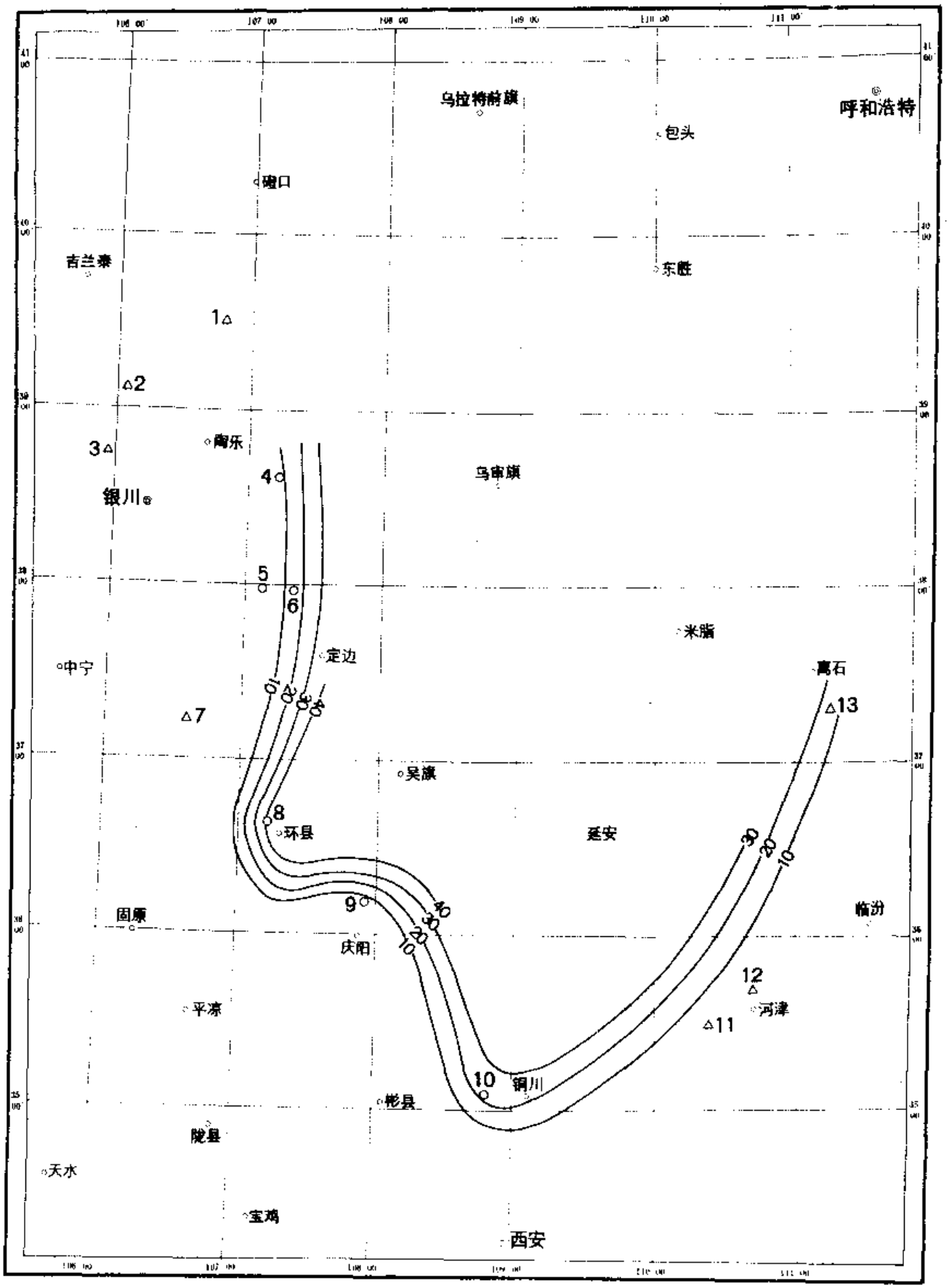
附图 14　鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组厚度(m)等值线图

1－千里山北段；2－桌子山；3－银川陶斯沟；4－贺兰山；5－银川紫花沟；6－宁夏井底泉；7－布 1 井；8－任 3 井；9－天深 1 井；10－李 1 井；11－青龙山；12－固原老爷山；13－庆深 2 井；14－环县阴石峡；15－庆深 1 井；16－平凉；17－陇县；18－岐山；19－耀参 1 井；20－韩城；21－河津；22－洪洞；23－中阳；24－离石；25－临县；26－兴县；27－偏关；28－清水河；29－大余太



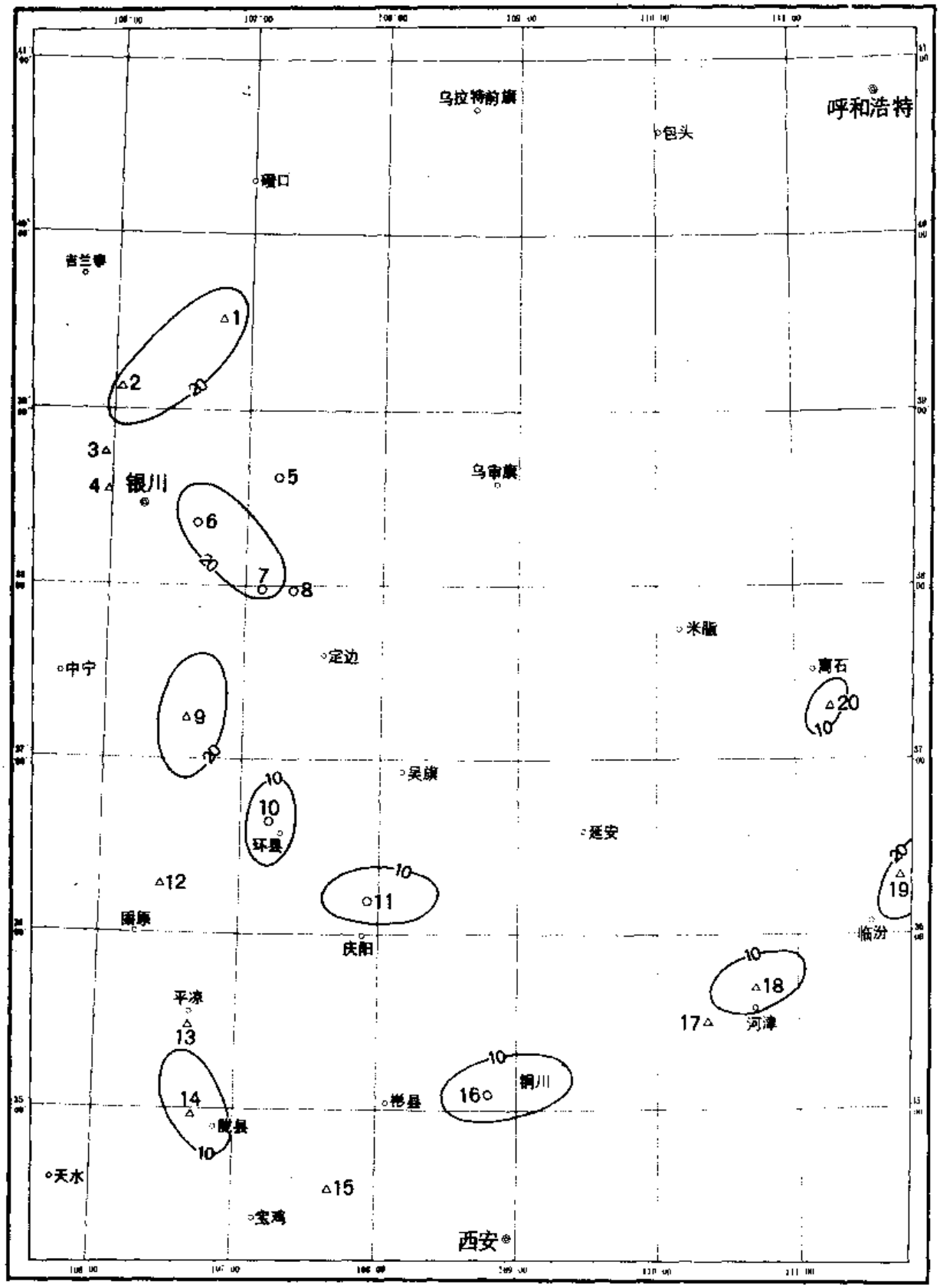
附图 15　鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组陆源物质含量(%)等值线图

1—桌子山;2—银川陶斯沟;3—贺兰山;4—银川紫花沟;5—宁夏井底泉;6—布 1 井;7—任 3 井;8—天深 1 井;9—李 1 井;10—青龙山;11—环县阴石峡;12—庆深 2 井;13—庆深 1 井;14—平凉;15—陇县;16—岐山;17—耀参 1 井;18—韩城;19—河津西碾口;20—洪洞;21—中阳;22—兴县;23—清水河



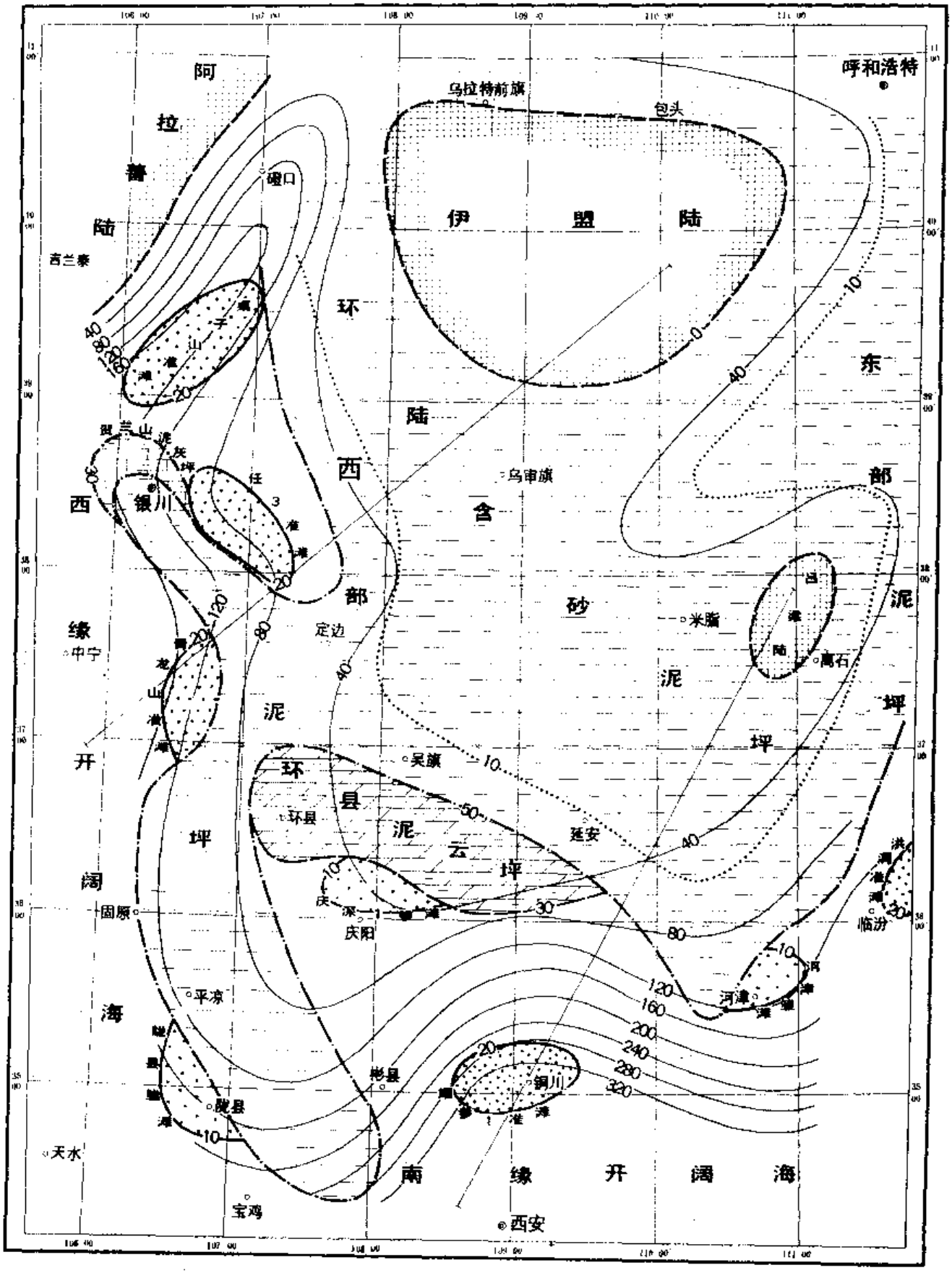
附图 16　鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组准同生白云岩含量(%)等值线图

1—桌子山；2—贺兰山；3—贺兰山；4—布 1 井；5—天深 1 井；6—李 1 井；7—青龙山；8—庆深 2 井；9—庆深 1 井；10—耀参 1 井；11—韩城；12—河津西磑口；13—中阳

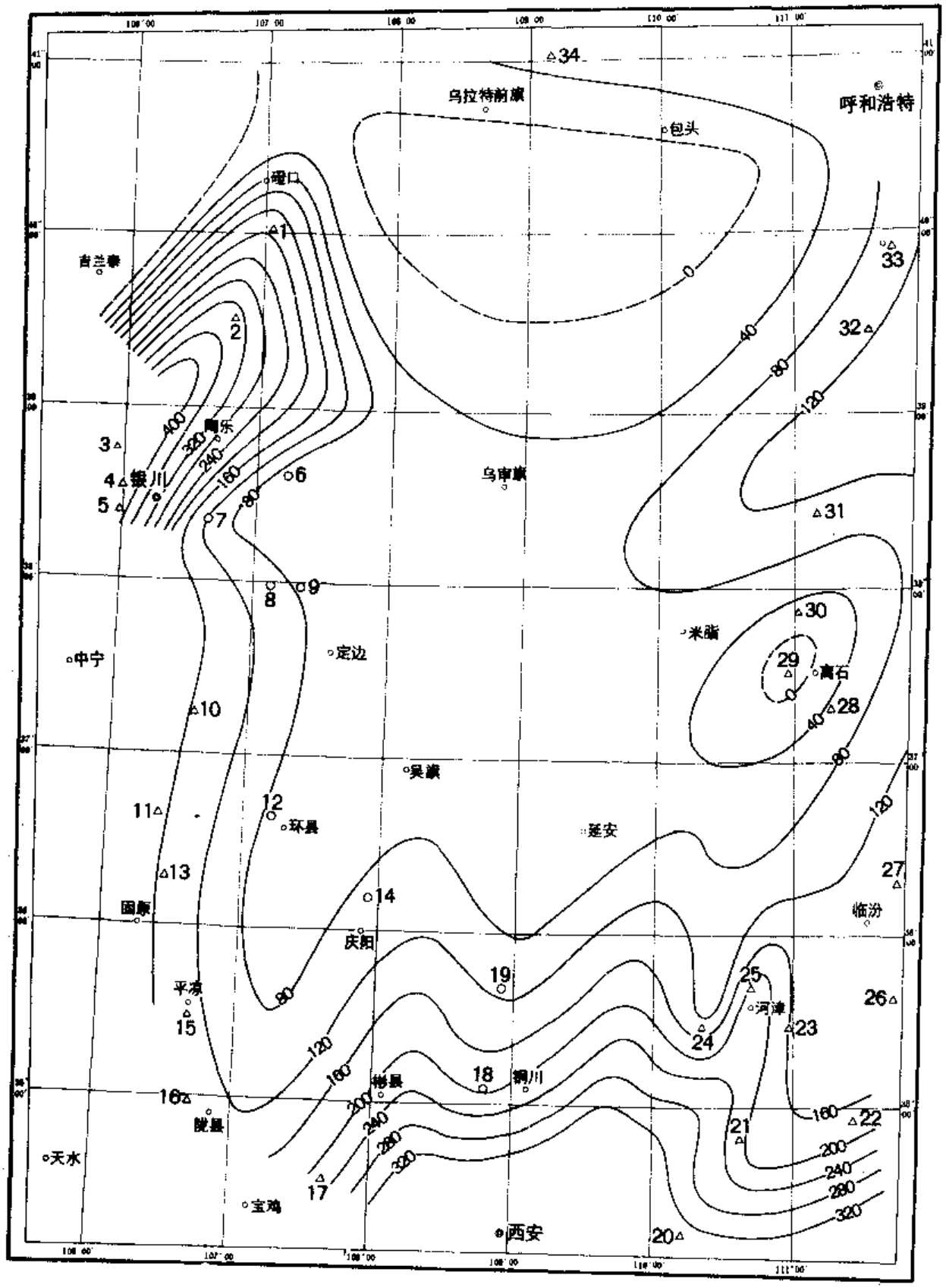


附图 17　鄂尔多斯地区中寒武统徐庄组颗粒含量(%)等值线图

1—桌子山；2—银川陶斯沟；3—贺兰山；4—银川紫花沟；5—布 1 井；6—任 3 井；7—天深 1 井；8—李 1 井；9—青龙山；10—庆探 2 井；11—庆探 1 井；12—环县阴石峡；13—平凉；14—陇县；15—岐山；16—耀参 1 井；17—韩城；18—河津西磴口；19—洪洞；20—中阳

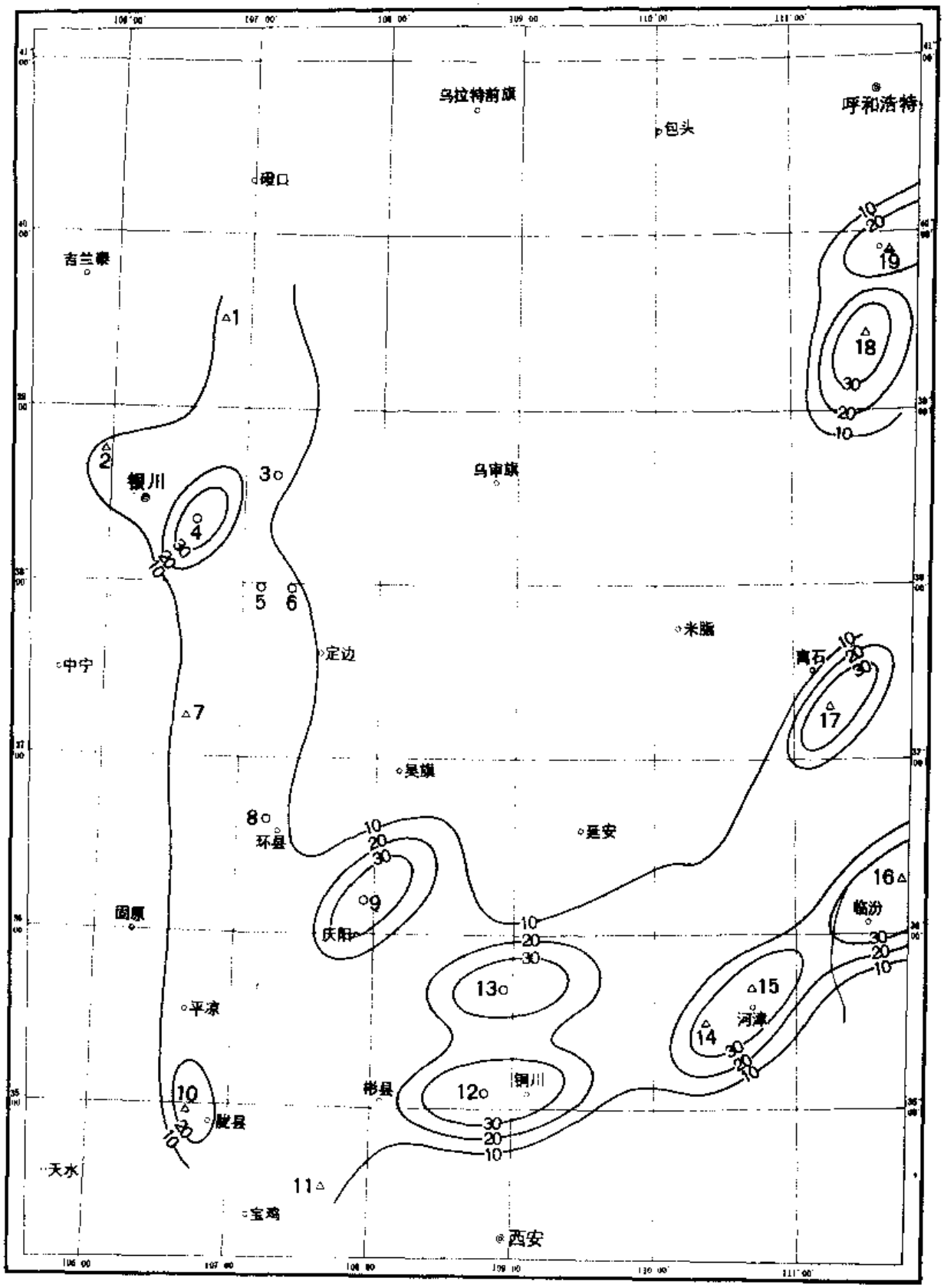


附图 18　鄂尔多斯地区中寒武世徐庄期岩相古地理图



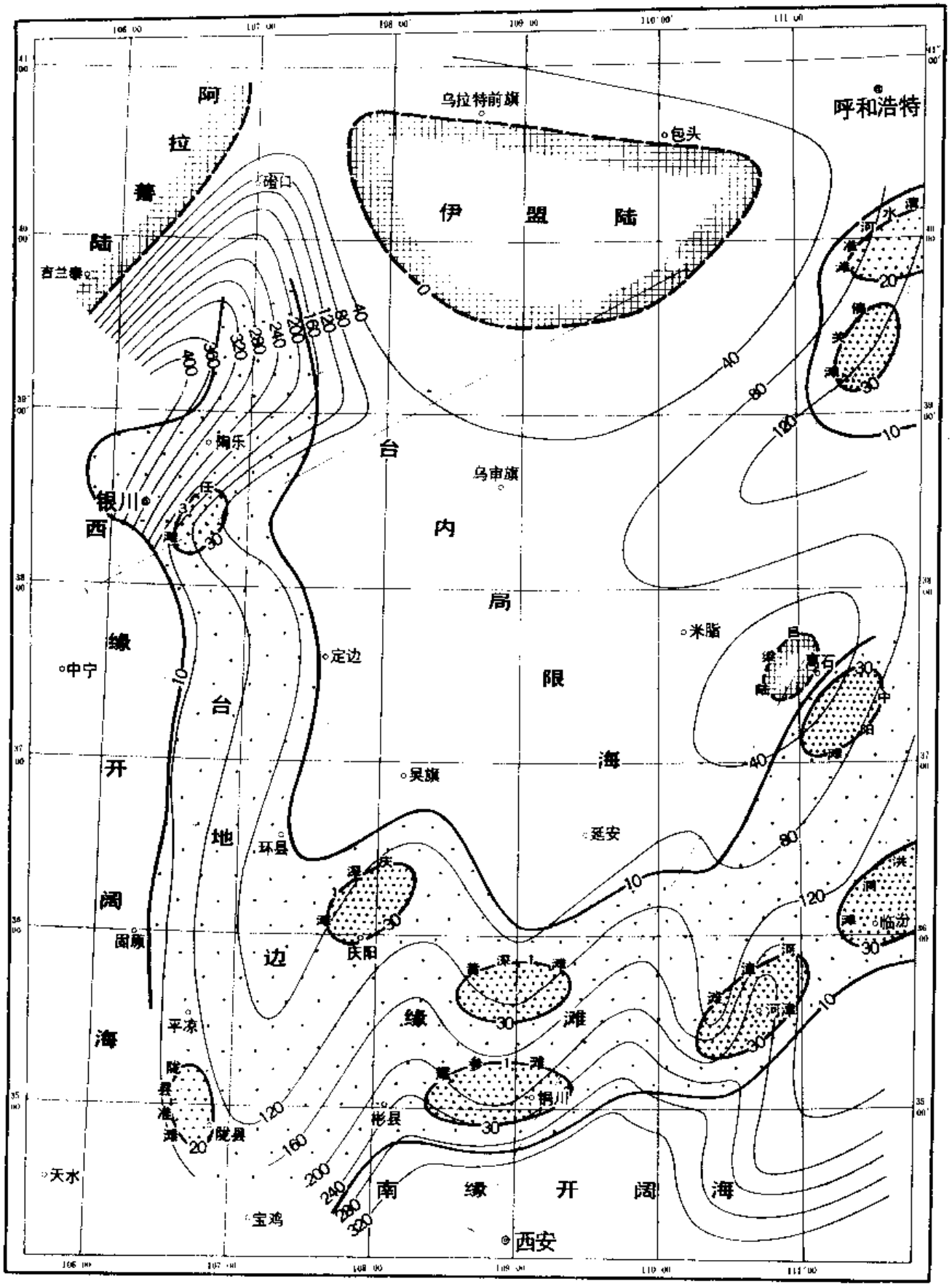
附图 19　鄂尔多斯地区中寒武统张夏组厚度(m)等值线图

1—千里山北段；2—桌子山；3—贺兰山；4—宁夏正目观；5—银川紫花沟；6—布 1 井；7—任 3 井；8—天深 1 井；9—李 1 井；10—青龙山；11—固原老爷山；12—庆深 2 井；13—环县阴石峡；14—庆深 1 井；15—平凉；16—陇县；17—岐山；18—耀参 1 井；19—黄深 1 井；20—洛南；21—永济；22—祁家沟；23—稷王山；24—韩城；25—河津西偏口；26—翔山；27—洪洞；28—中阳；29—柳林；30—临县；31—兴县；32—偏关；33—清水河；34—大余太

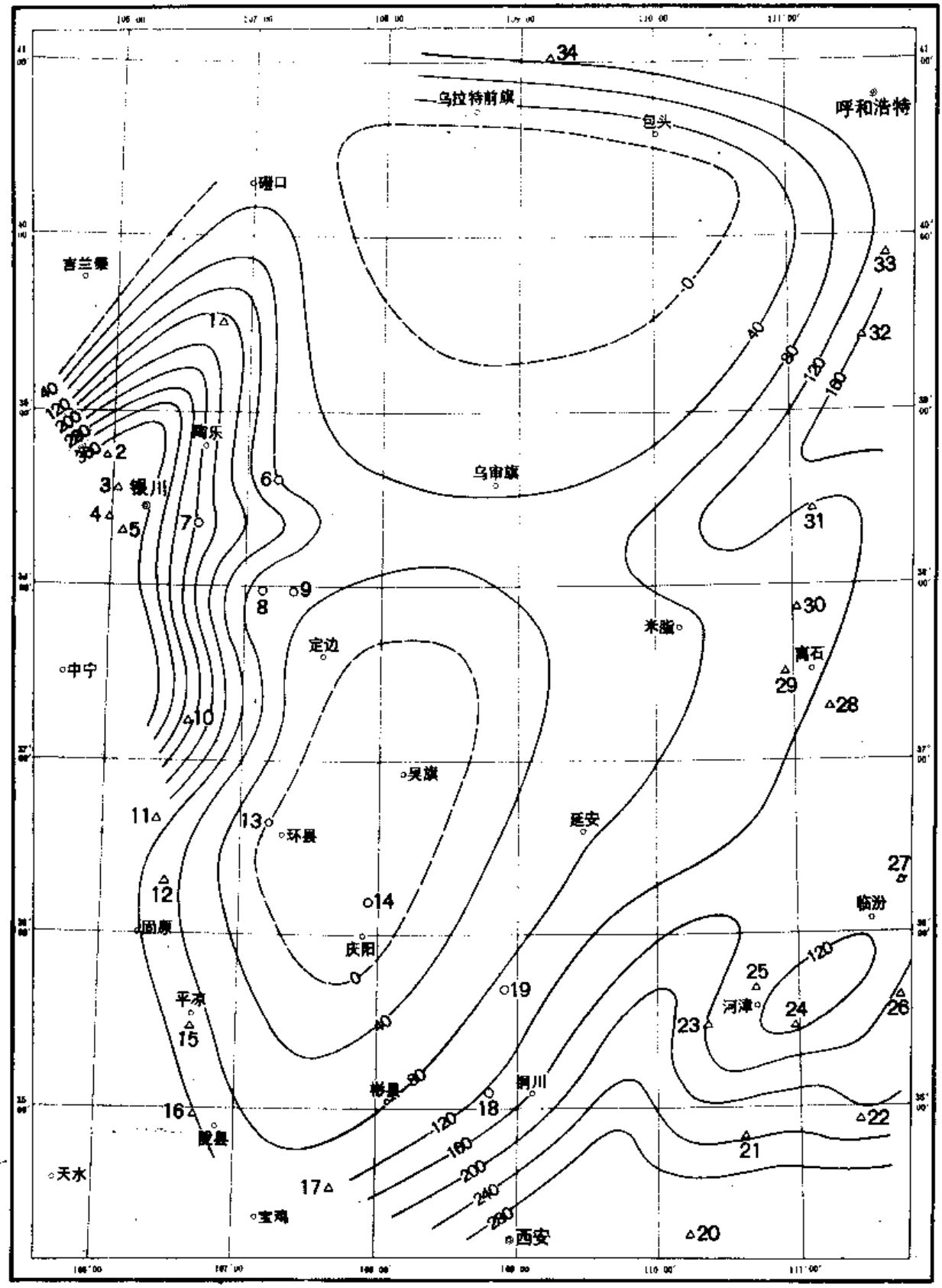


附图 20　鄂尔多斯地区中寒武统张夏组颗粒含量(%)等值线图

1—桌子山；2—贺兰山；3—布 1 井；4—任 3 井；5—天深 1 井；6—李 1 井；7—青龙山；8—庆深 2 井；9—庆深 1 井；10—陇县；11—岐山；12—耀参 1 井；13—黄深 1 井；14—韩城；15—河津西碾口；16—洪洞；17—中阳；18—偏关；19—清水河

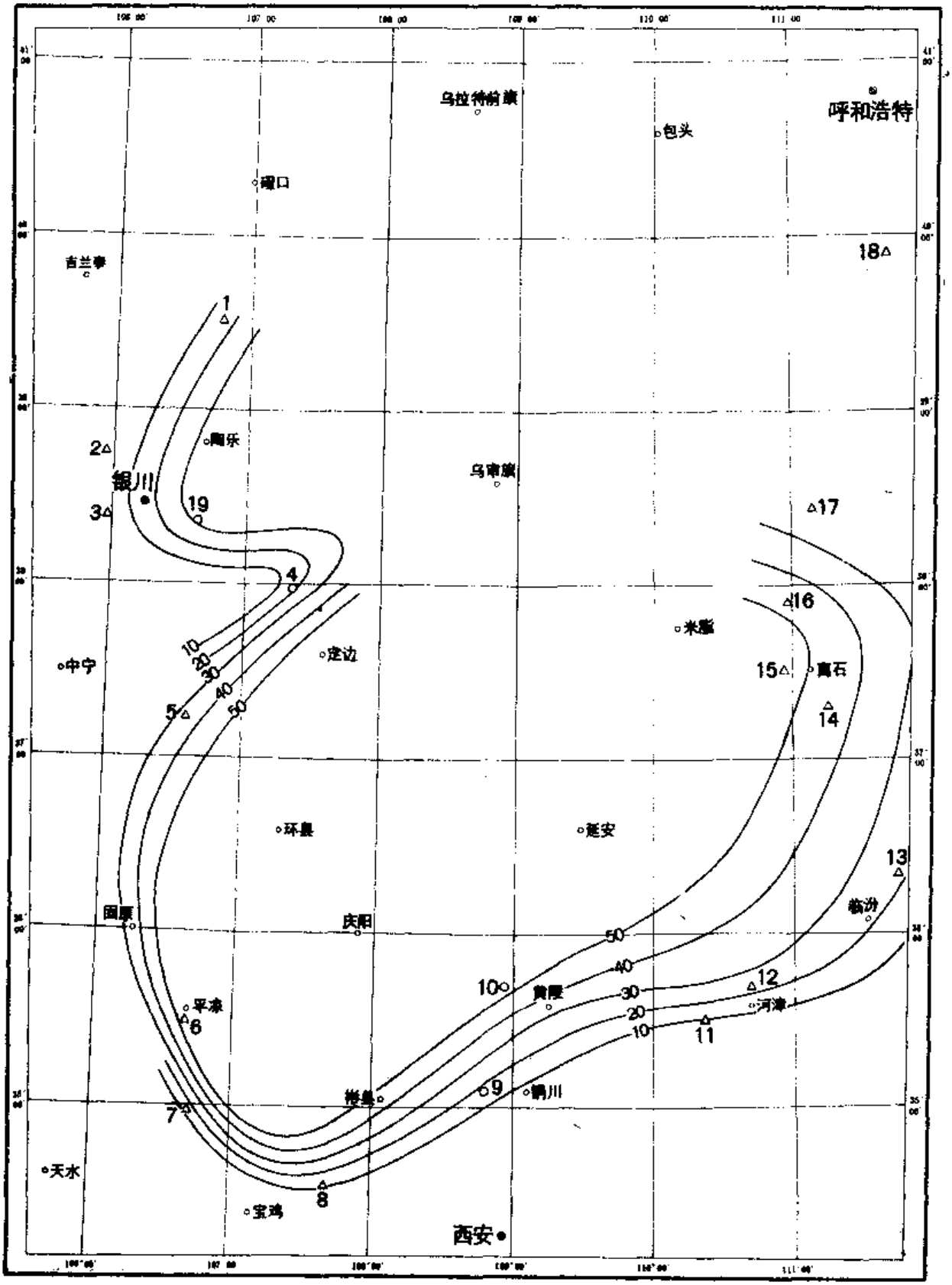


附图 21　鄂尔多斯地区中寒武世张夏期岩相古地理图



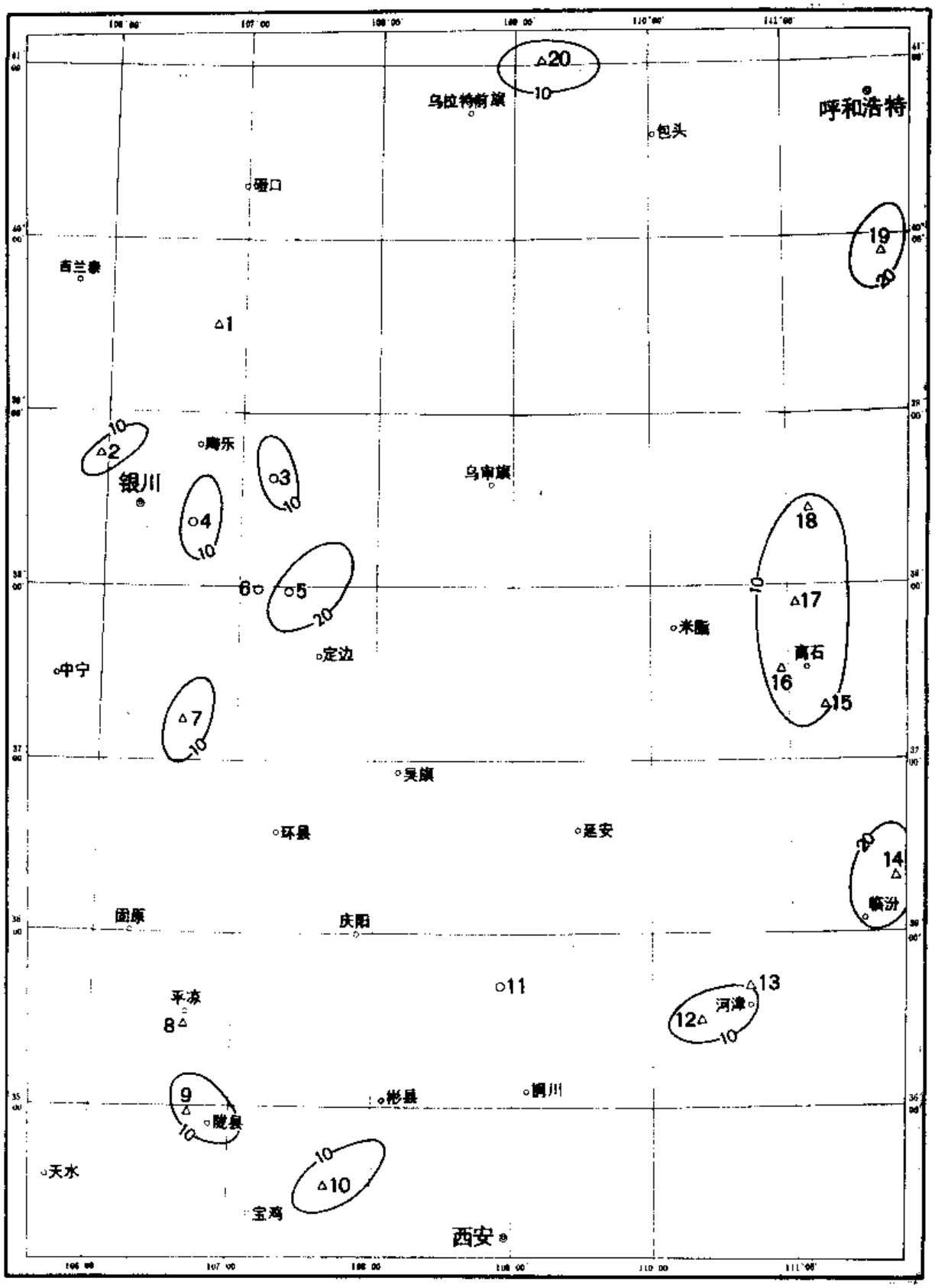
附图 22　鄂尔多斯地区上寒武统厚度(m)等值线图

1—桌子山；2—贺兰山；3—宁夏正目观；4—银川黑花沟；5—宁夏井底泉；6—布 1 井；7—任 3 井；8—天深井；9—李 1 井；10—青龙山；11—固原老爷山；12—环县阴石峡；13—庆深 2 井；14—庆深 1 井；15—平凉；16—旬邑；17—岐山；18—耀参 1 井；19—黄深 1 井；20—洛南；21—永济；22—祁家沟；23—韩城；24—稷王山；25—河津西磑口；26—翔山；27—洪洞；28—中阳；29—柳林；30—临县；31—兴县；32—偏关；33—清水河；34—大余太



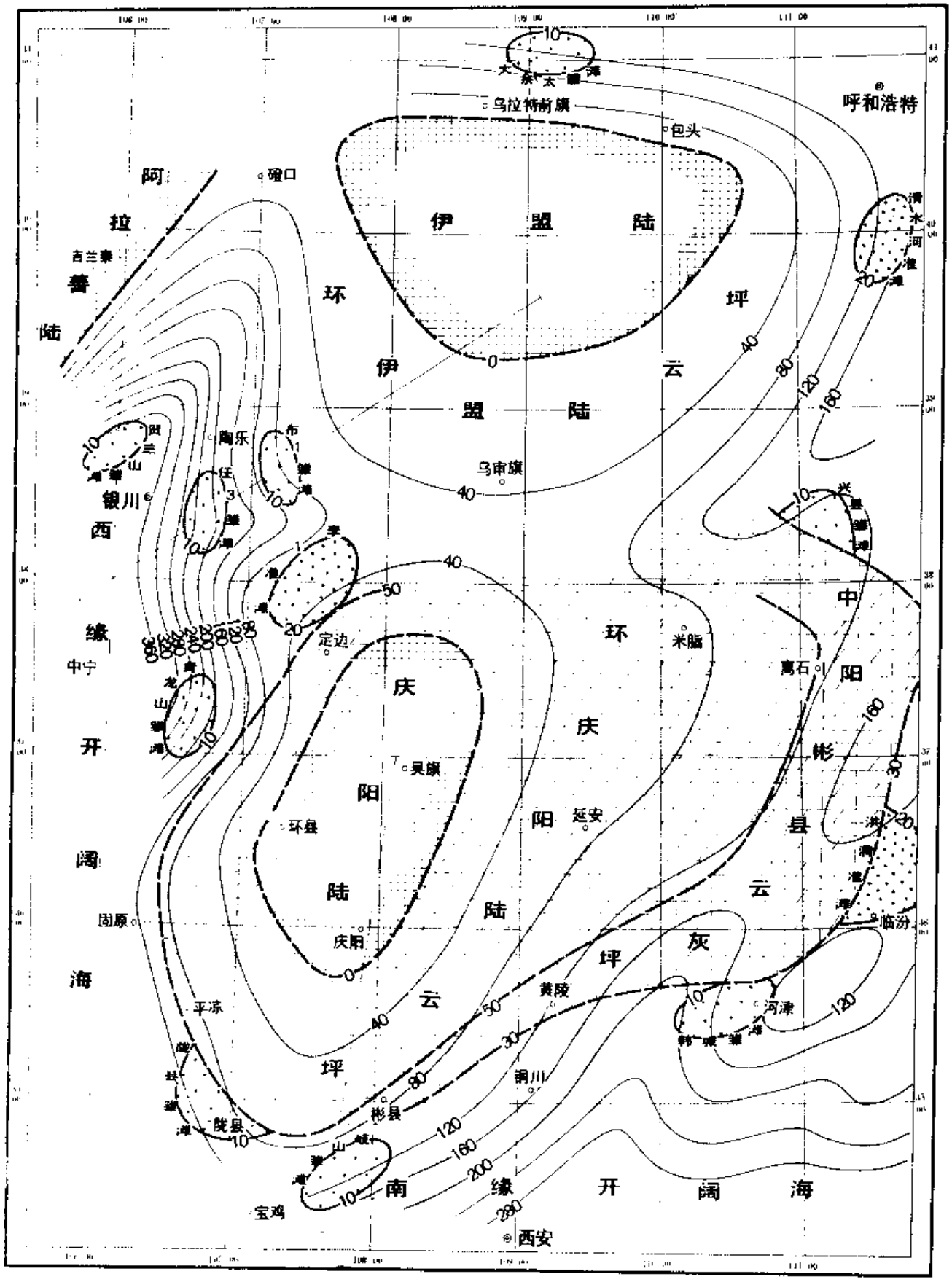
附图 23　鄂尔多斯地区上寒武统准同生白云岩含量(%)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—银川繁花沟;4—李 1 井;5—青龙山;6—平凉;7—陇县;8—岐山;9—耀参 1 井;10—黄深 1 井;11—韩城;12—河津西碛口;13—洪洞;14—中阳;15—柳林;16—临县;17—兴县;18—清水河;19—任 3 井

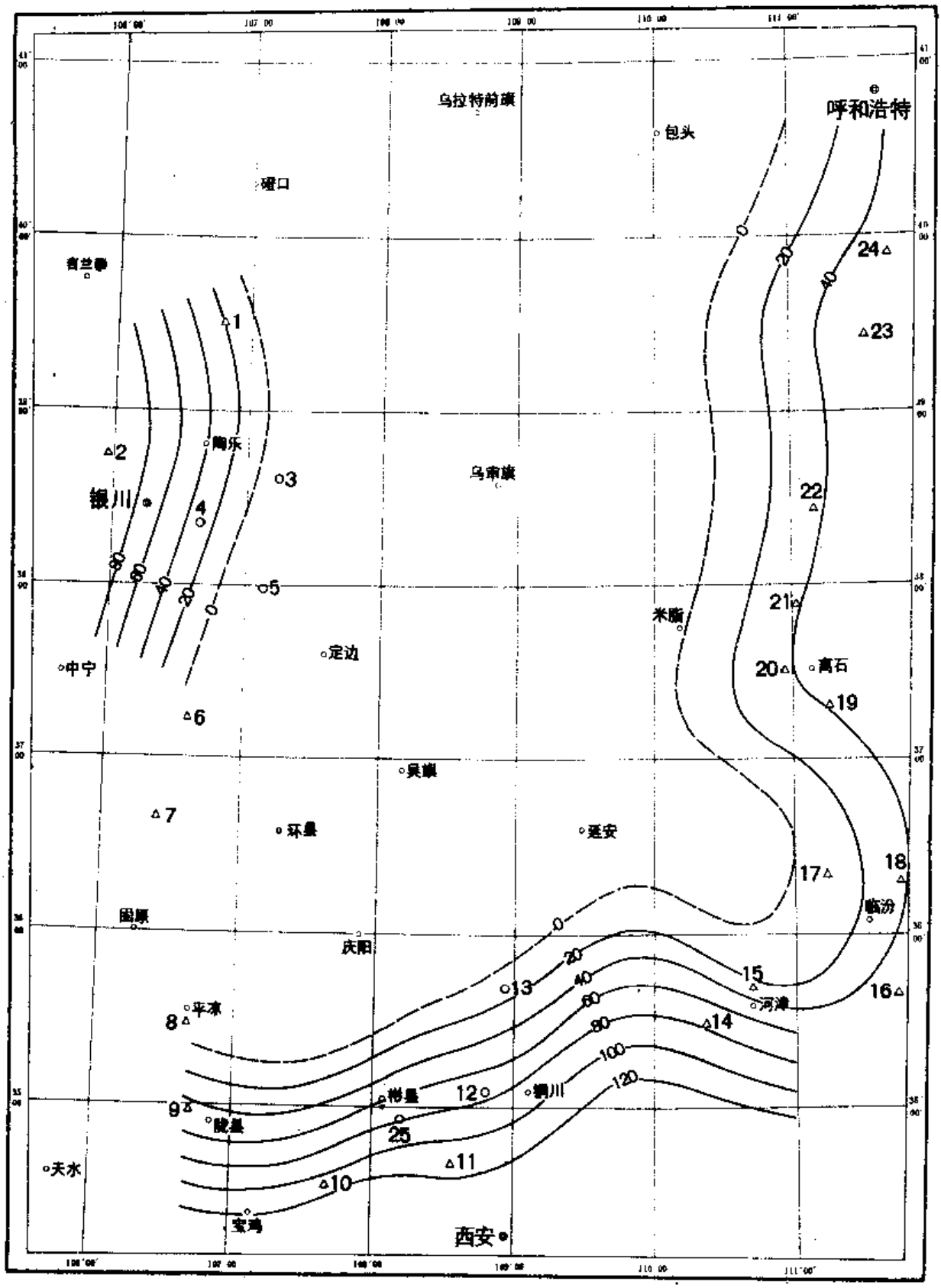


附图 24　鄂尔多斯地区上寒武统颗粒含量(%)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—布 1 井;4—任 3 井;5—李 1 井;6—天深 1 井;7—青龙山;8—平凉;9—陇县;10—岐山;11—黄深 1 井;12—韩城;13—河津西碾口;14—洪洞;15—中阳;16—柳林;17—临县;18—兴县;19—清水河;20—大余太

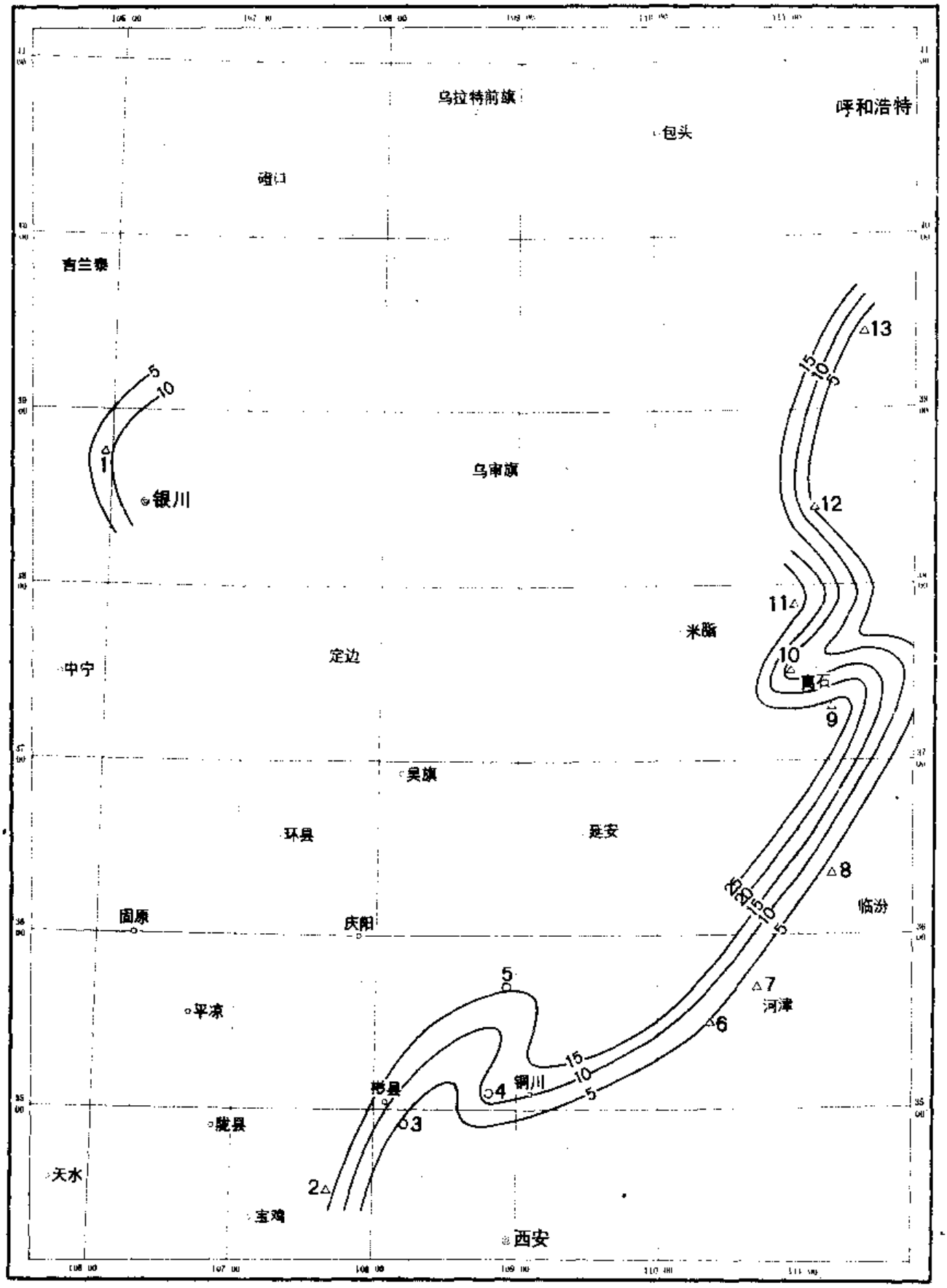


附图 25　鄂尔多斯地区晚寒武世岩相古地理图



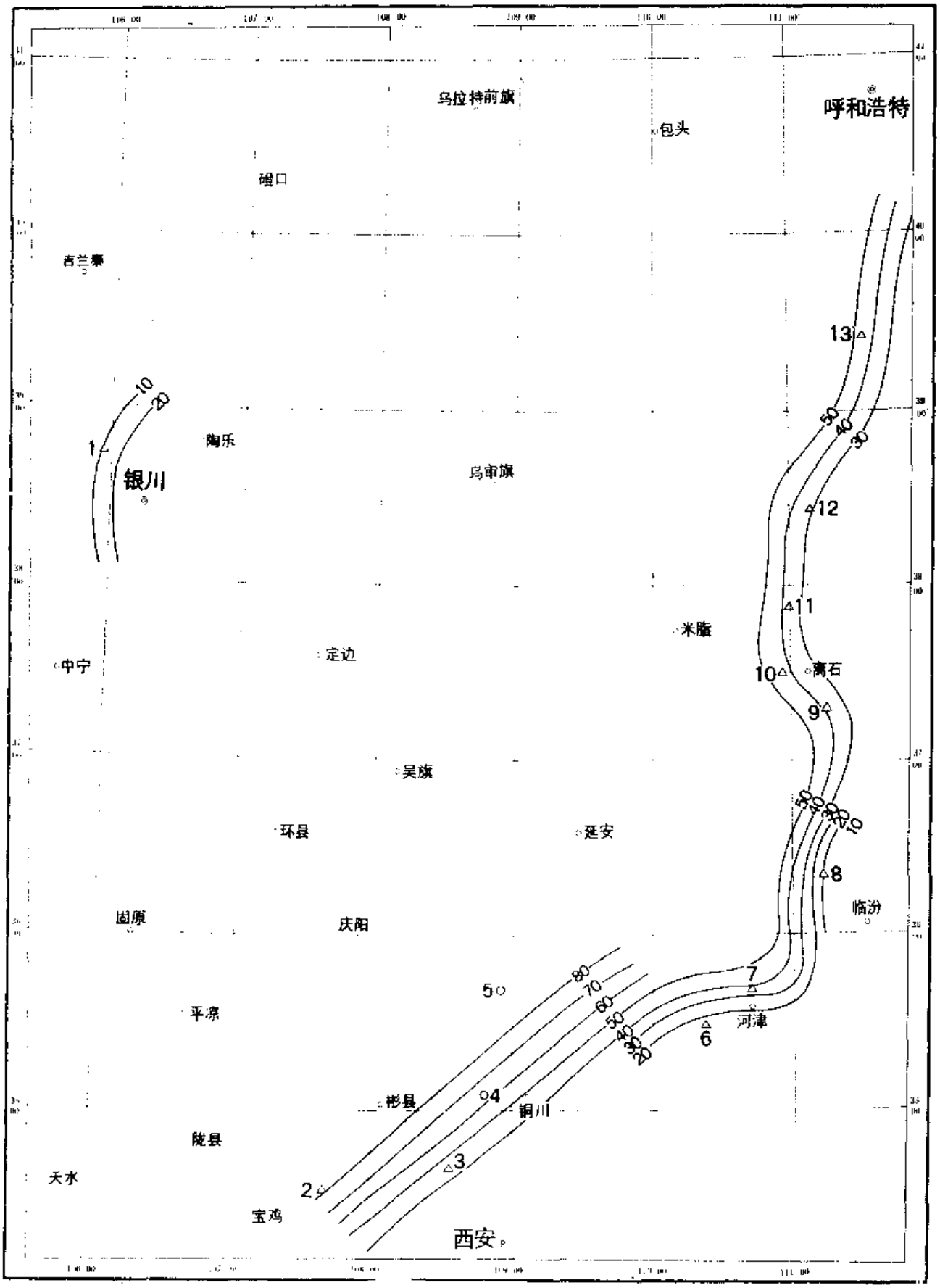
附图 26　鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组厚度(m)等值线图

1—桌子山；2—贺兰山；3—布 1 井；4—任 3 井；5—天深 1 井；6—青龙山；7—固原老爷山；8—平凉；9—陇县；10—岐山；11—泾阳；12—耀参 1 井；13—黄深 1 井；14—韩城；15—河津西碛口；16—翔山；17—蒲县；18—洪洞；19—中阳；20—柳林；21—临县；22—兴县；23—偏关；24—清水河；25—永参 1 井



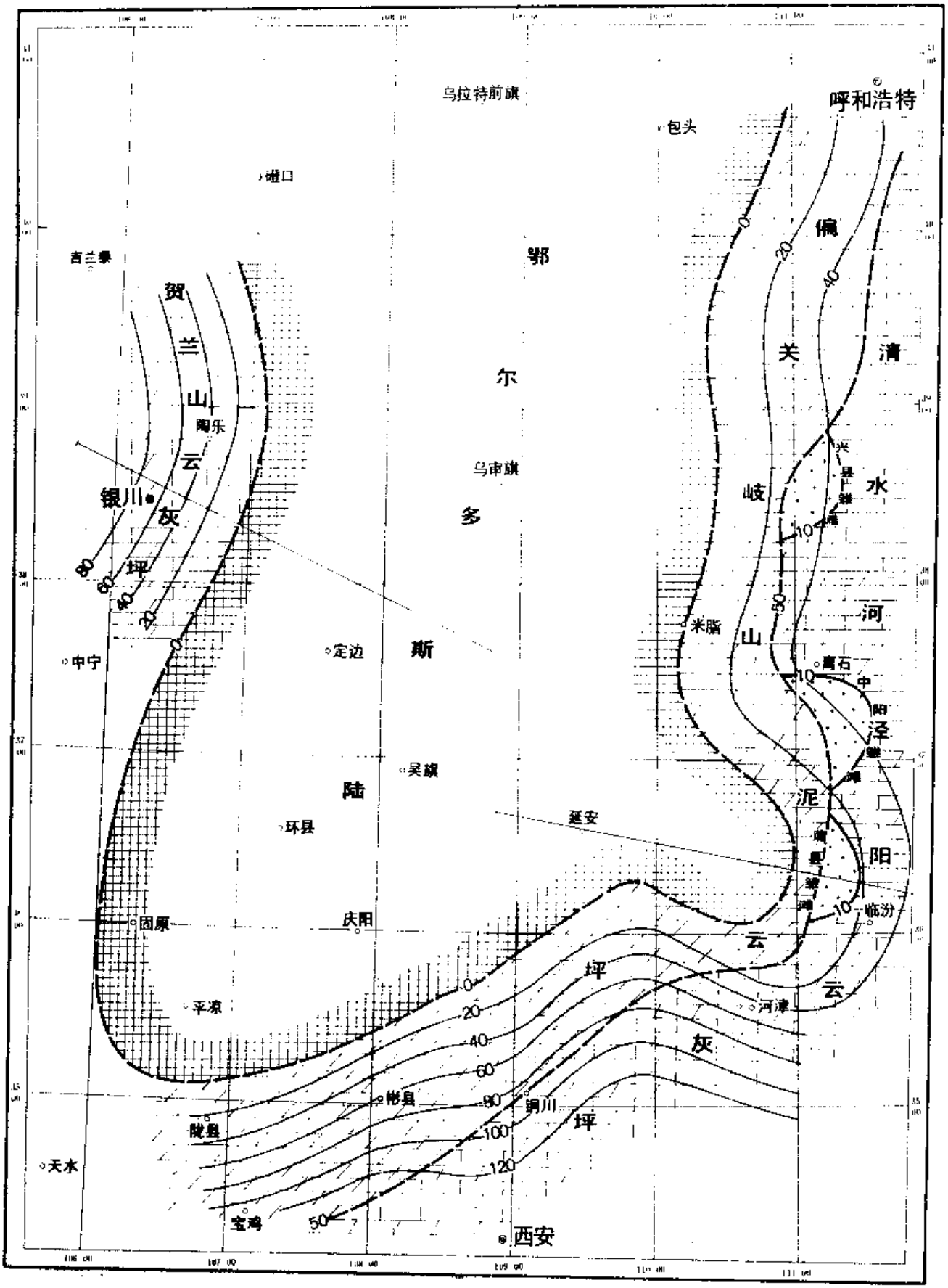
附图 27　鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组陆源物质含量(%)等值线图

1—贺兰山;2—岐山;3—永参 1 井;4—耀参 1 井;5—黄探 1 井;6—韩城;7—河津西碛口;8—蒲县;
9—中阳;10—柳林;11—临县;12—兴县;13—偏关

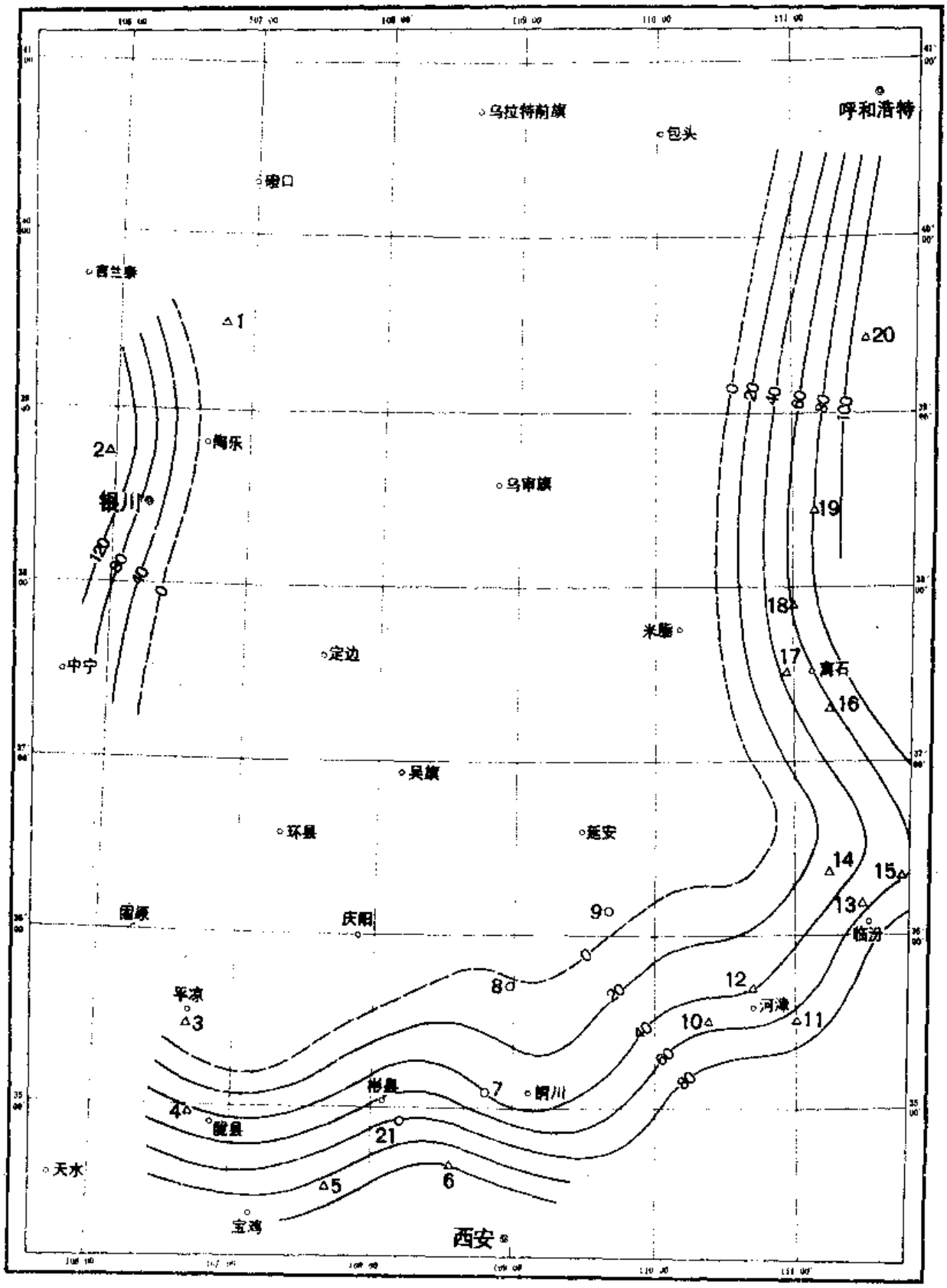


附图 28　鄂尔多斯地区下奥陶统冶里组准同生白云岩含量(%)等值线图

1—贺兰山；2—岐山；3—泾阳；4—耀参 1 井；5—黄深 1 井；6—韩城；7—西狼口；8—蒲县；9—中阳；10—柳林；11—临县；12—兴县；13—偏关

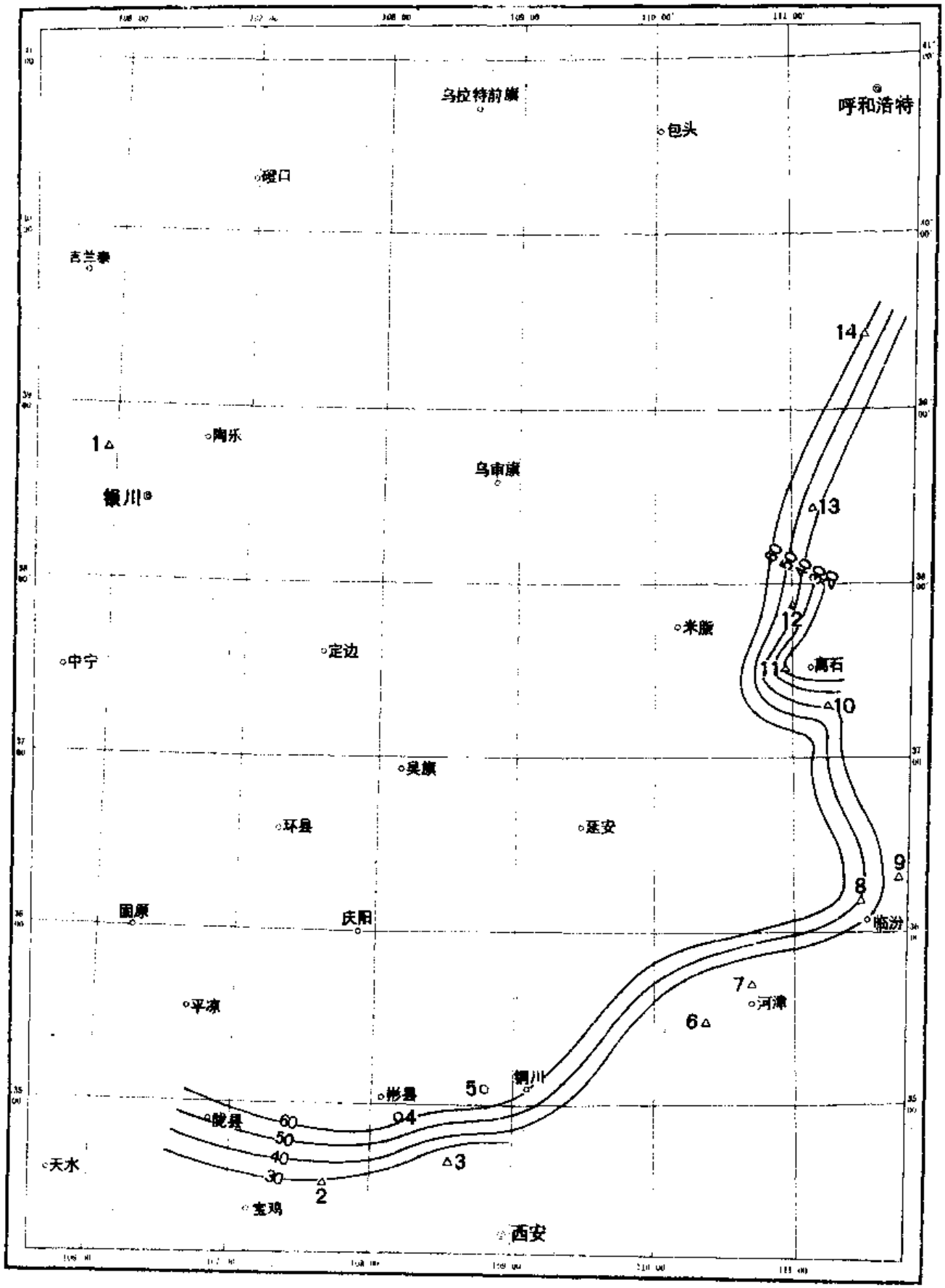


附图 29　鄂尔多斯地区早奥陶世冶里期岩相古地理图



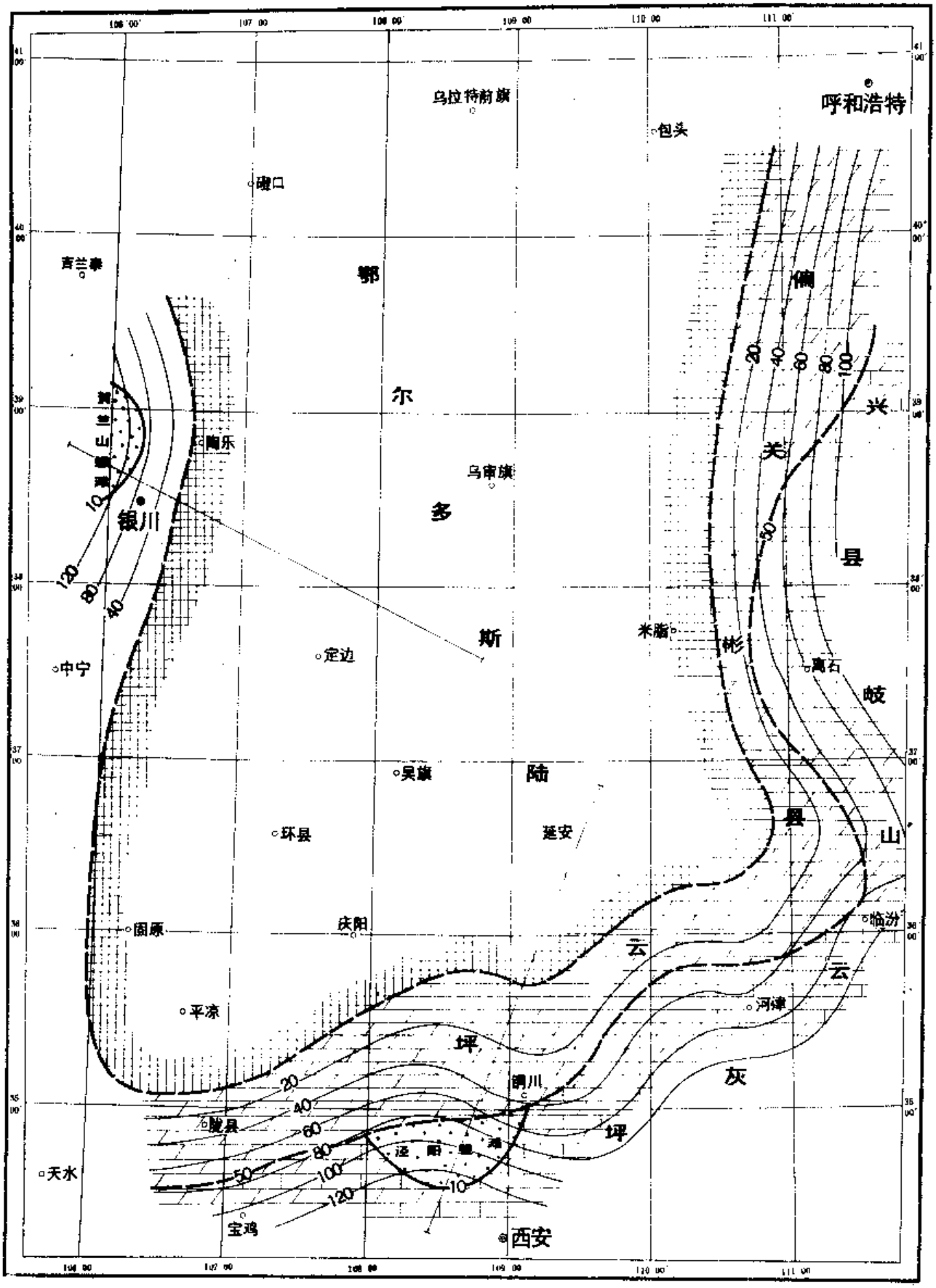
附图 30　鄂尔多斯地区下奥陶统亮甲山组厚度(m)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—平凉;4—陇县;5—岐山;6—泾阳;7—耀参 1 井;8—黄探 1 井;9—红 3 井;10—韩城;11—霍王山;12—西碾口;13—临汾;14—蒲县;15—洪洞;16—中阳;17—柳林;18—临县;19—兴县;20—偏关;21—永参 1 井

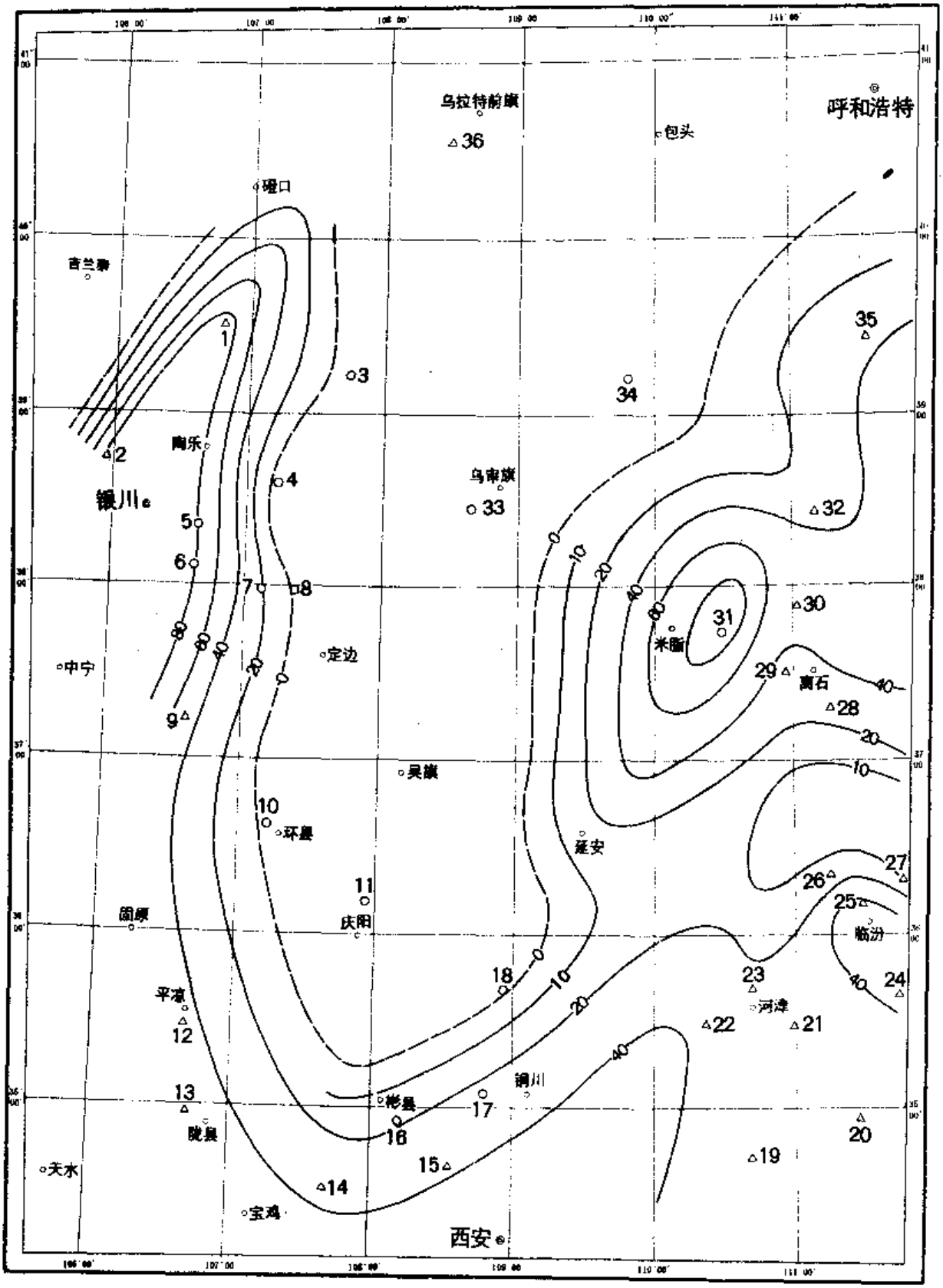


附图 31　鄂尔多斯地区下奥陶统亮甲山组准同生白云岩含量(%)等值线图

1－贺兰山；2－岐山；3－泾阳；4－水参 1 井；5－鄂参 1 井；6－韩城；7－西儒[1；8－临汾；9－洪洞；10－中阳；11－柳林；12－临县；13－兴县；14－偏关

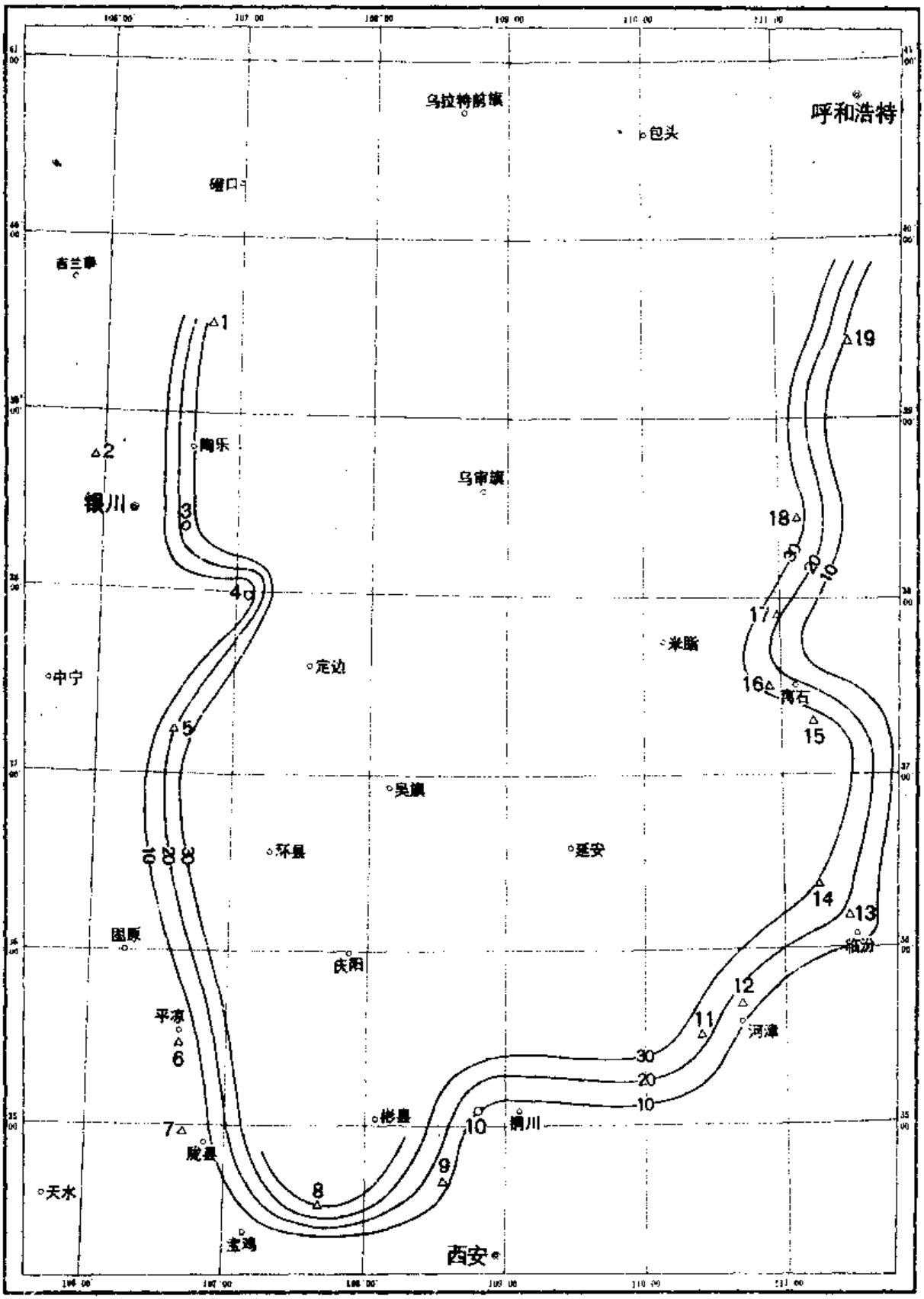


附图 32　鄂尔多斯地区早奥陶世亮甲山期岩相古地理图



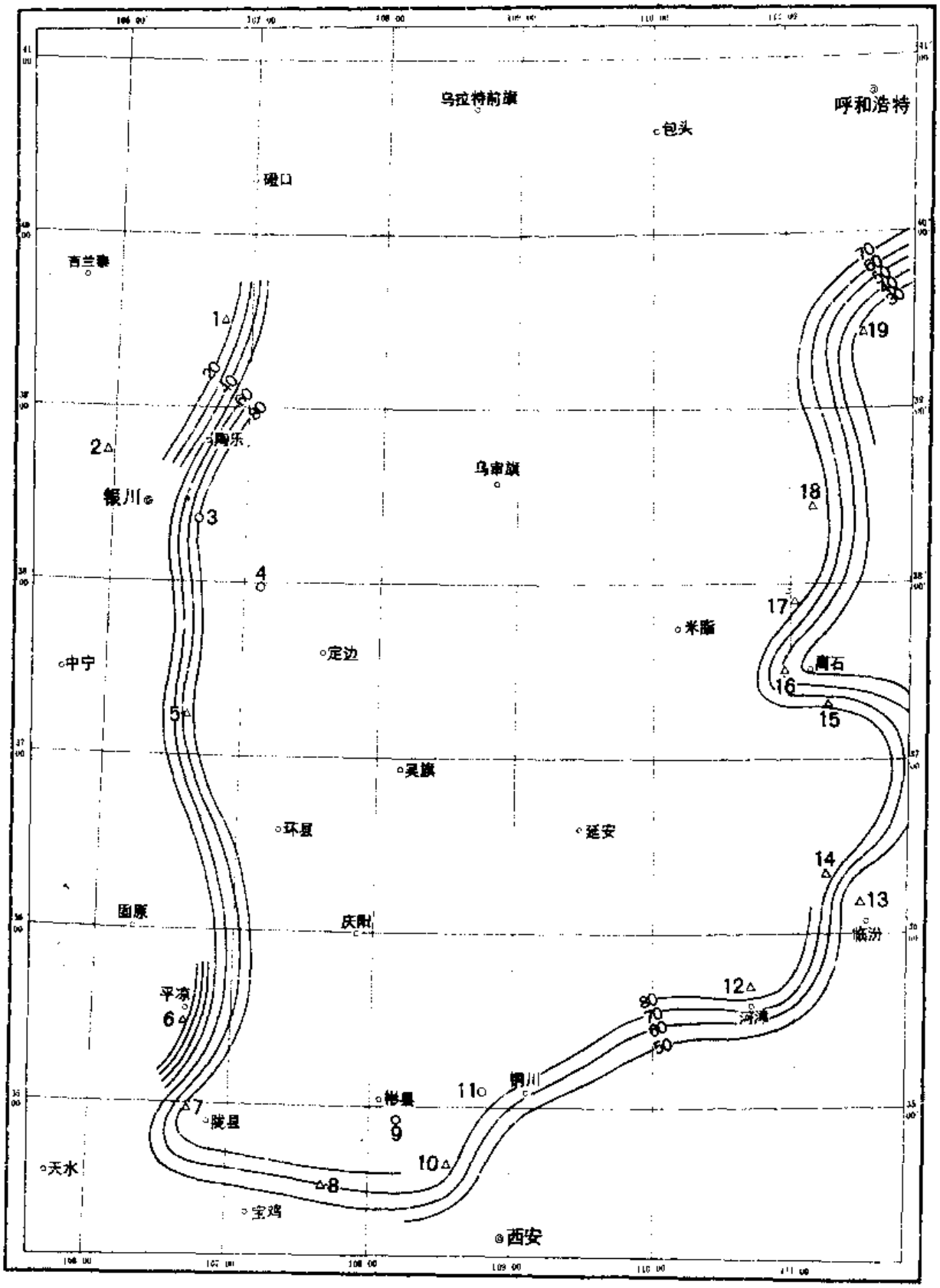
附图 33　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组厚度(m)等值线图

1—桌子山；2—贺兰山；3—伊 18 井；4—布 1 井；5—任 3 井；6—刘庆 7 井；7—天深 1 井；8—李 1 井；9—青龙山；10—庆深 2 井；11—庆深 1 井；12—平凉；13—陇县；14—岐山；15—泾阳；16—永参 1 井；17—鄠参 1 井；18—黄深 1 井；19—长坡；20—祁家河；21—覆王山；22—韩城；23—西霍口；24—翔山；25—临汾；26—蒲县；27—洪洞；28—中阳；29—柳林；30—临县；31—榆 9 井；32—兴县；33—伊 15 井；34—伊 14 井；35—偏关；36—大余太



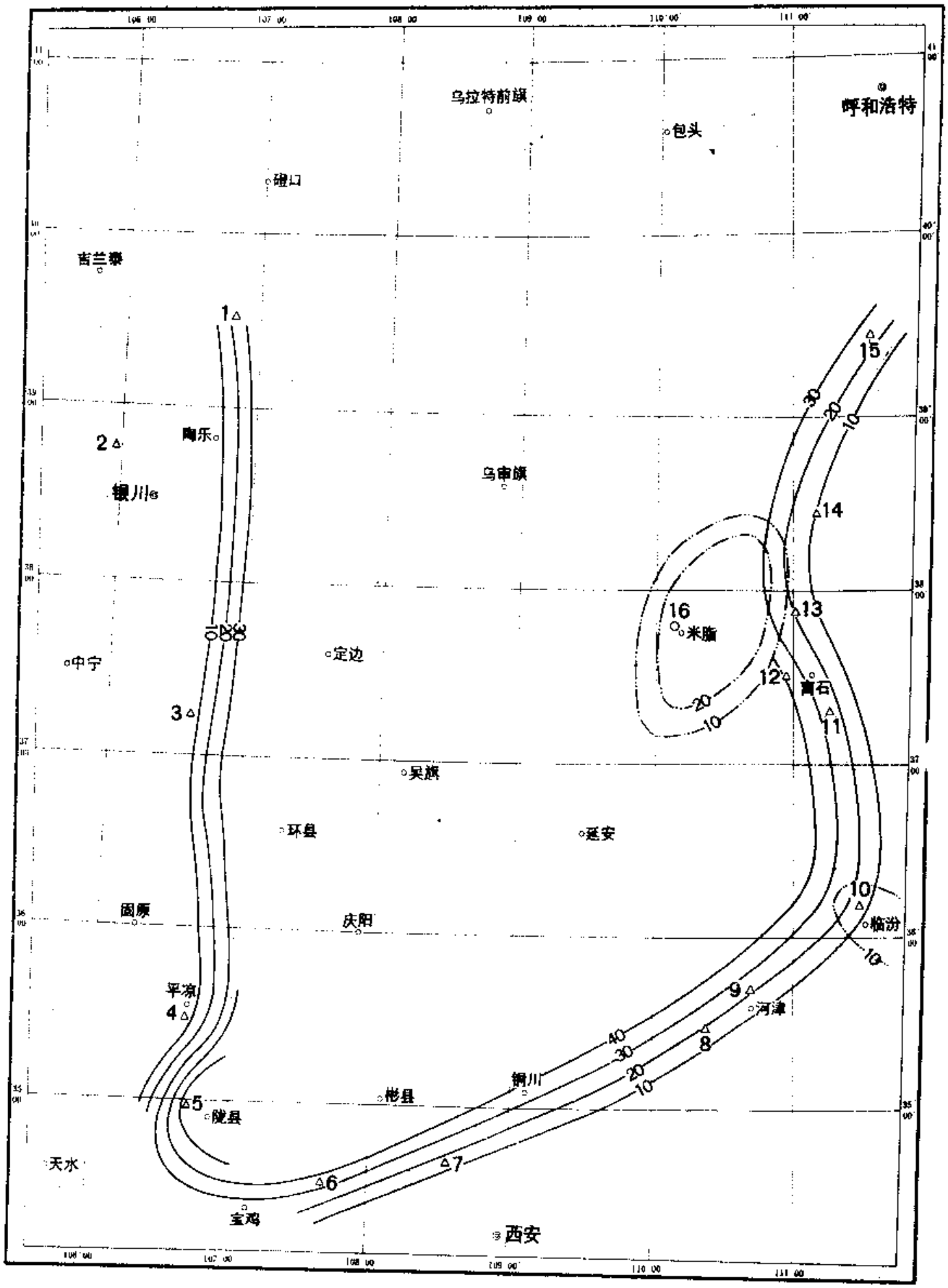
附图 34　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组陆源物质含量(%)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—任 3 井;4—天深 1 井;5—青龙山;6—平凉;7—陇县;8—岐山;9—泾阳;10—耀参 1 井;11—韩城;12—西霍口;13—临汾;14—隰县;15—中阳;16—柳林;17—临县;18—兴县;19—偏关



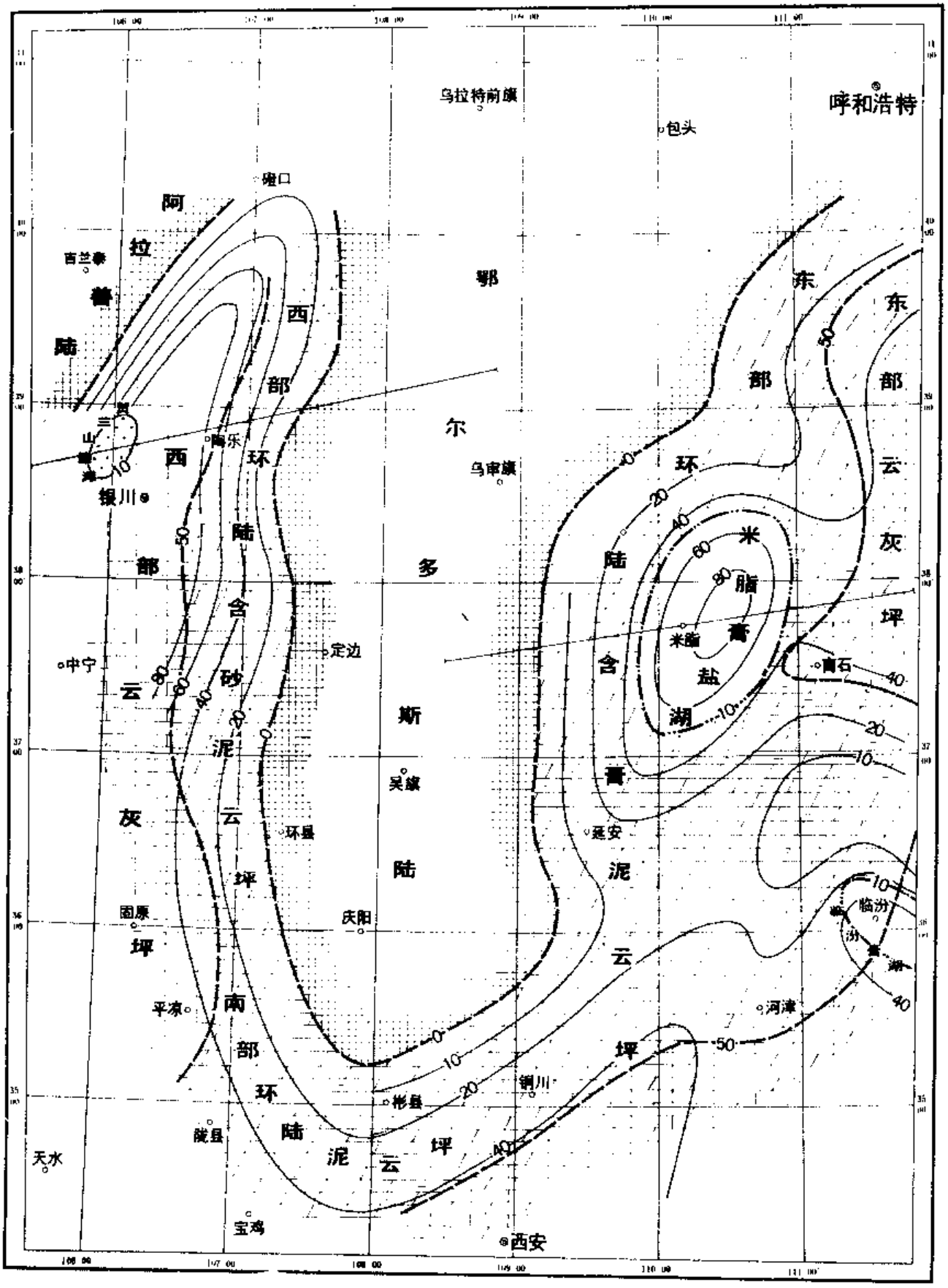
附图 35　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组准同生白云岩含量(%)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—任 3 井;4—天深 1 井;5—青龙山;6—平凉;7—陇县;8—岐山;9—永参 1 井;10—泾阳;11—铜参 1 井;12　西缘口;13—临汾;14—蒲县;15—中阳;16—柳林;17—临县;18—兴县;19—偏关

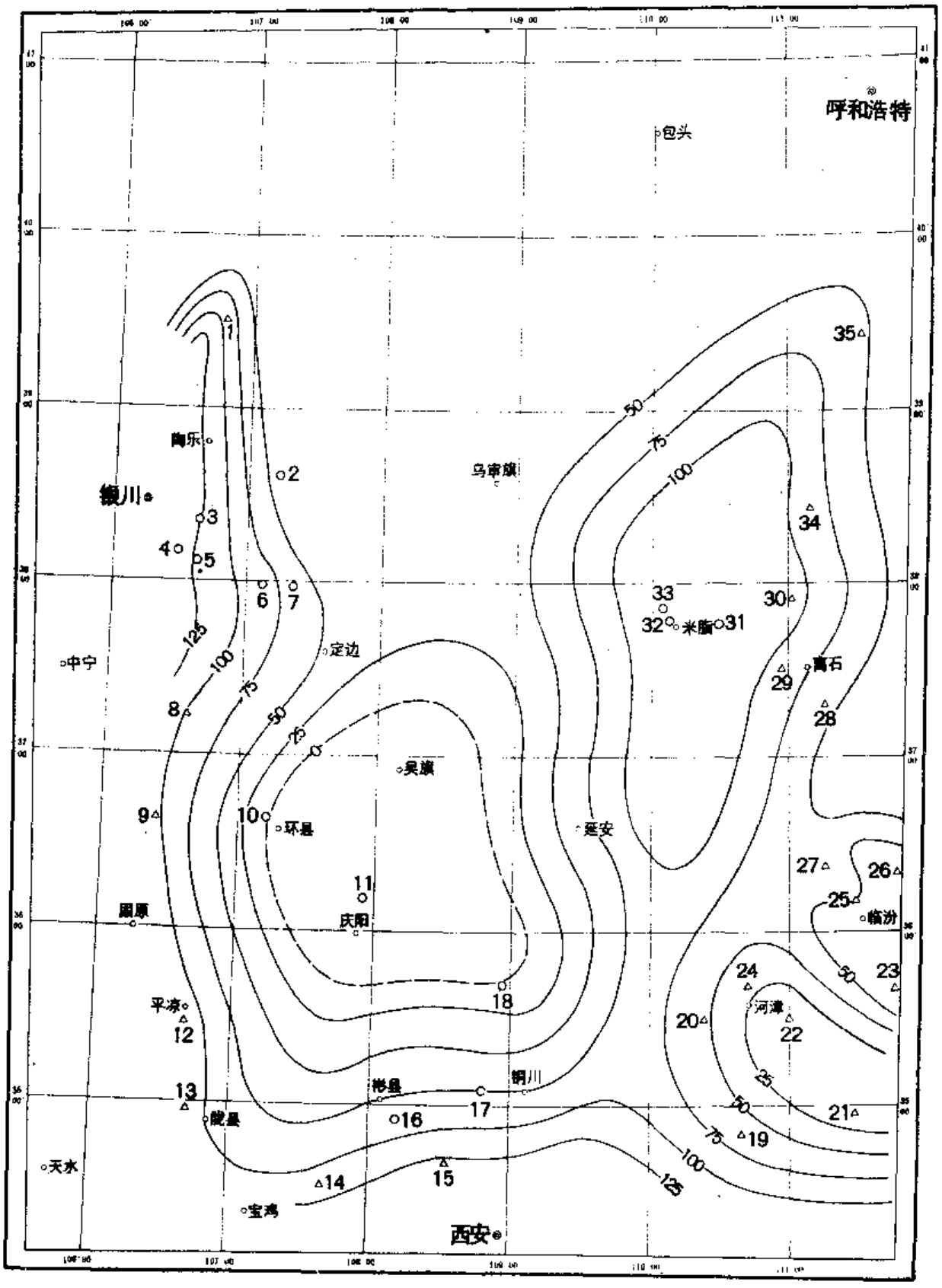


附图 36　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟一组氧化色含量(%)及膏盐岩含量(%)等值线图

1—桌子山；2—贺兰山；3—青龙山；4—平凉；5—陇县；6—岐山；7—泾阳；8—韩城；9—西渡口；10—临汾；11—离石；12—柳林；13—中阳；14—兴县；15—偏关；16—榆 9 井

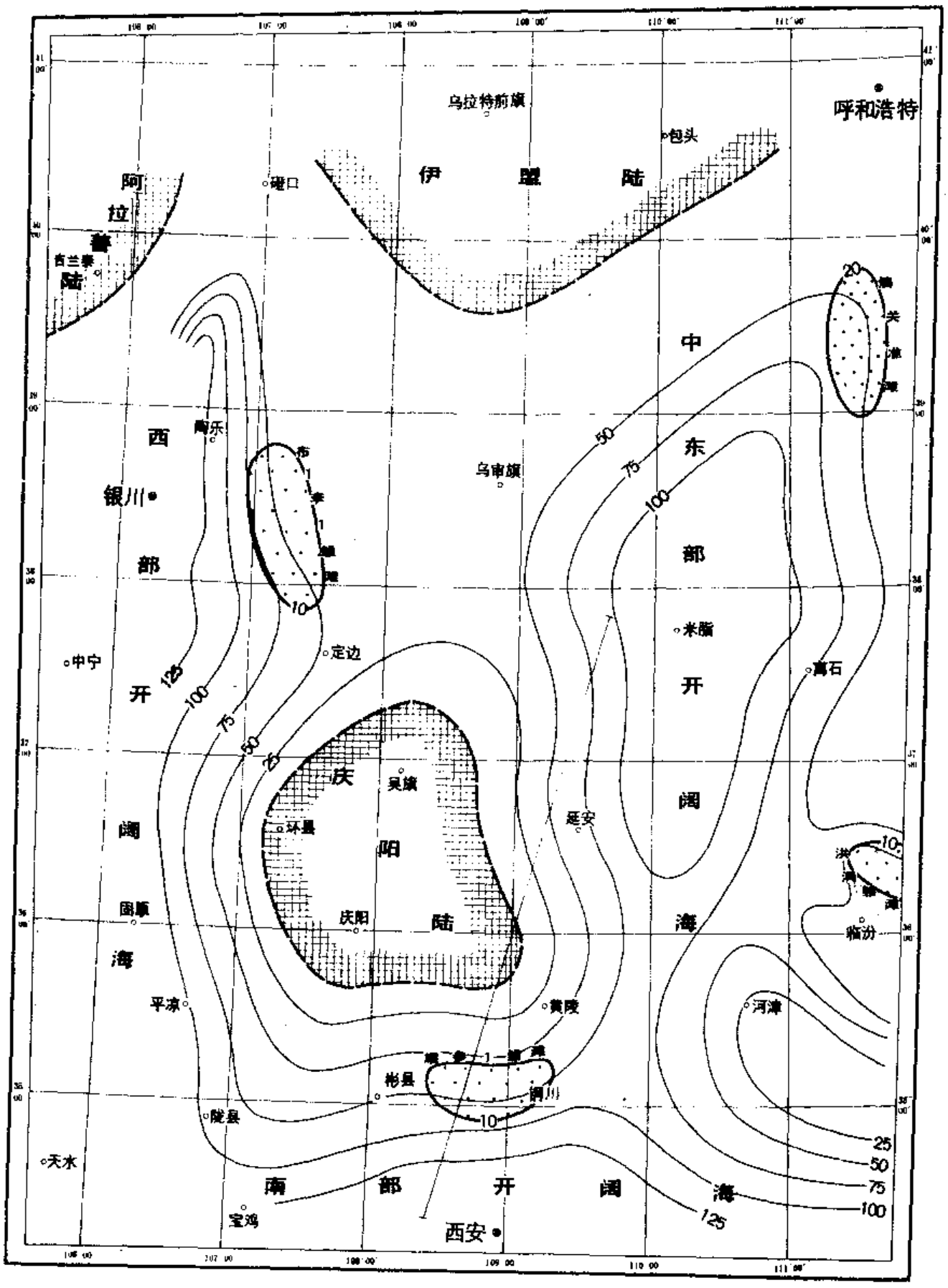


附图 37　鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟一期岩相古地理图

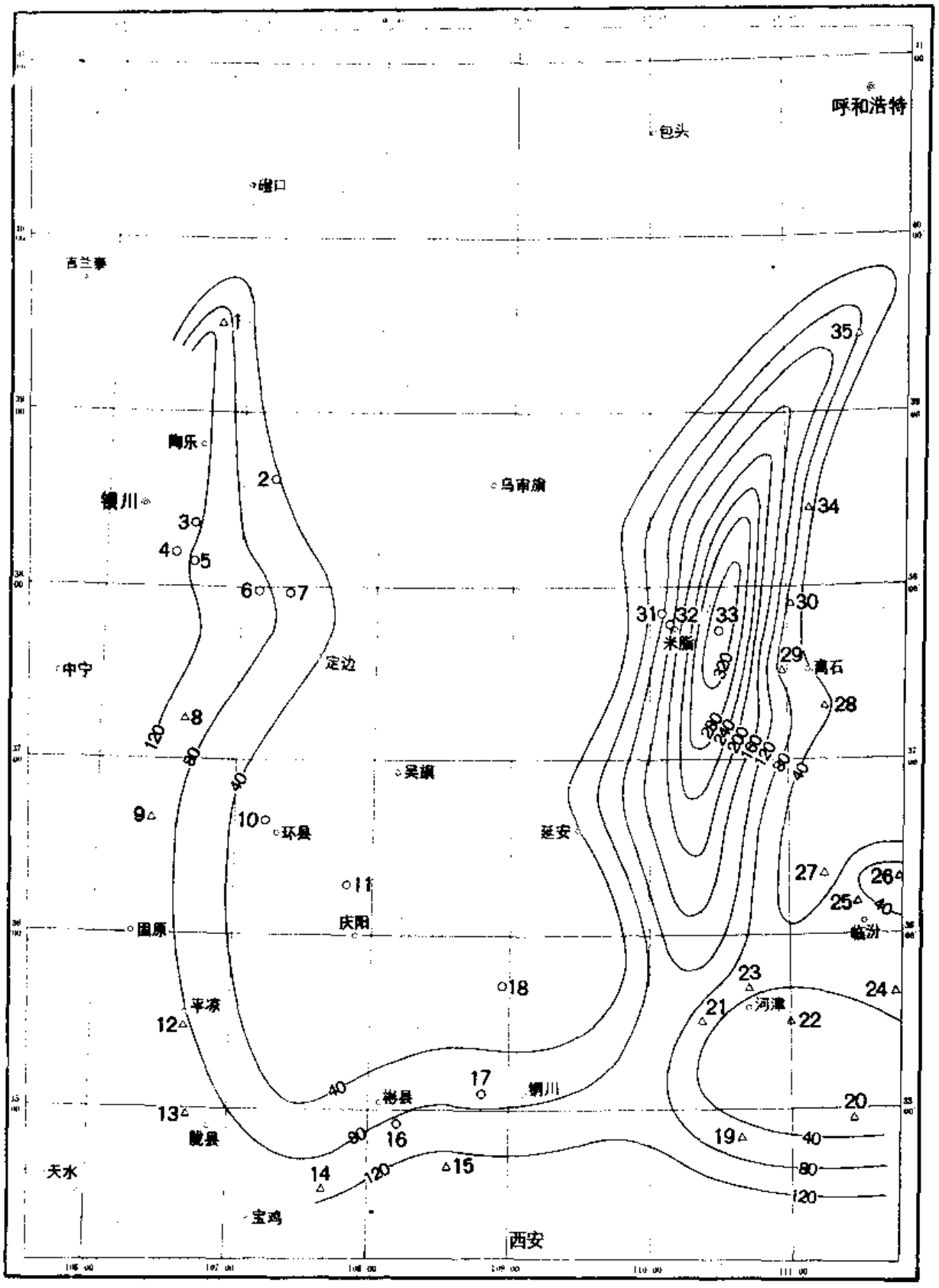


附图 38　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟二组厚度(m)等值线图

1—桌子山;2—布 1 井;3—任 3 井;4—任 1 井;5—刘庆 7 井;6—天深 1 井;7—李 1 井;8—青龙山;9—固原老爷山;10—庆深 2 井;11—庆深 1 井;12—平凉;13—陇县;14—岐山;15—经阳;16—永参 1 井;17—耀参 1 井;18—黄深 1 井;19—长坡;20—韩城;21—祁家河;22—鄠王山;23—翔山;24—西缘口;25—临汾;26—洪洞;27—隰县;28—中阳;29—柳林;30—临县;31—榆 9 井;32—米 1 井;33—镇川 1 井;34—兴县;35—偏关

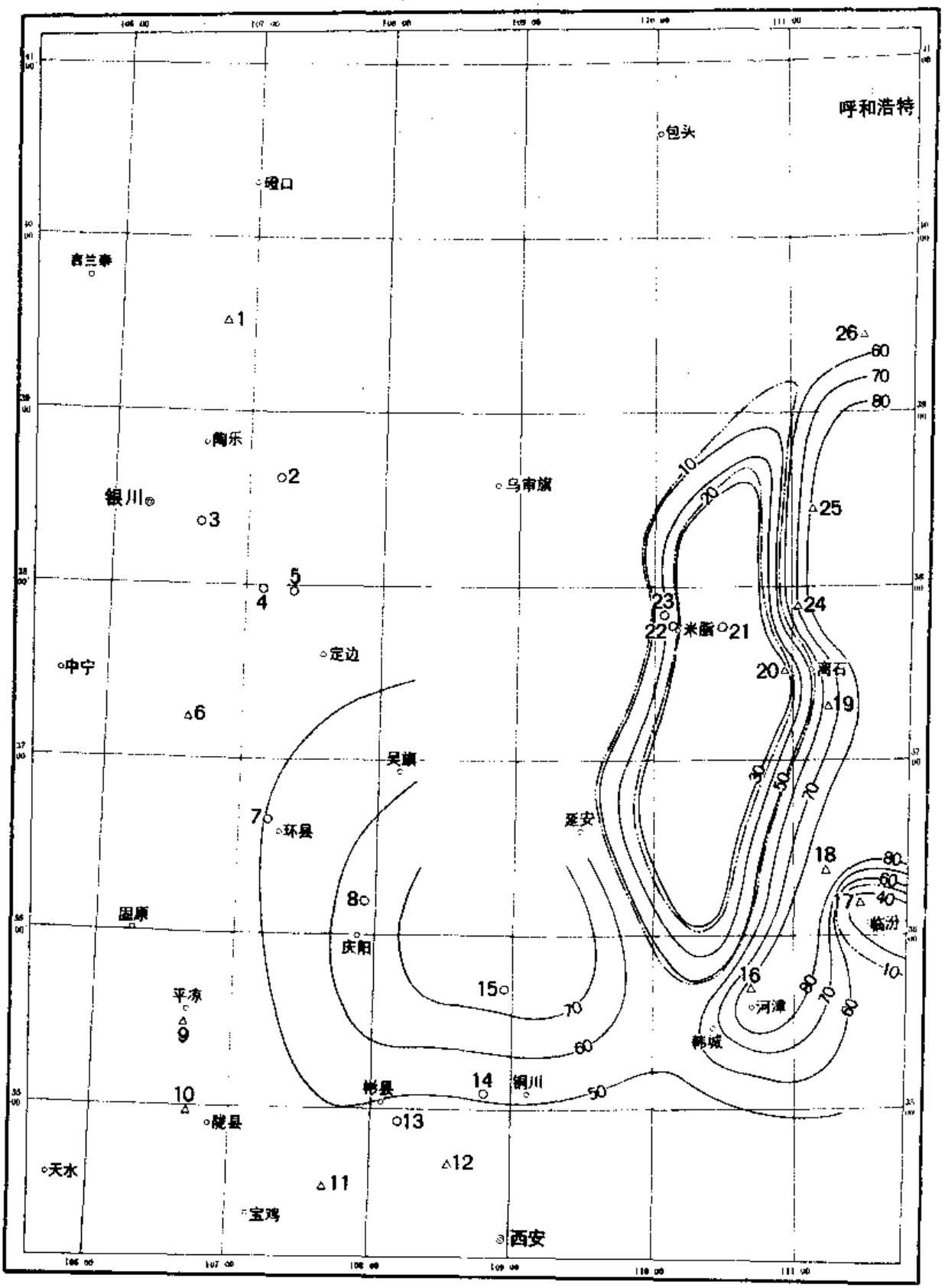


附图 39　鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟二期岩相古地理图



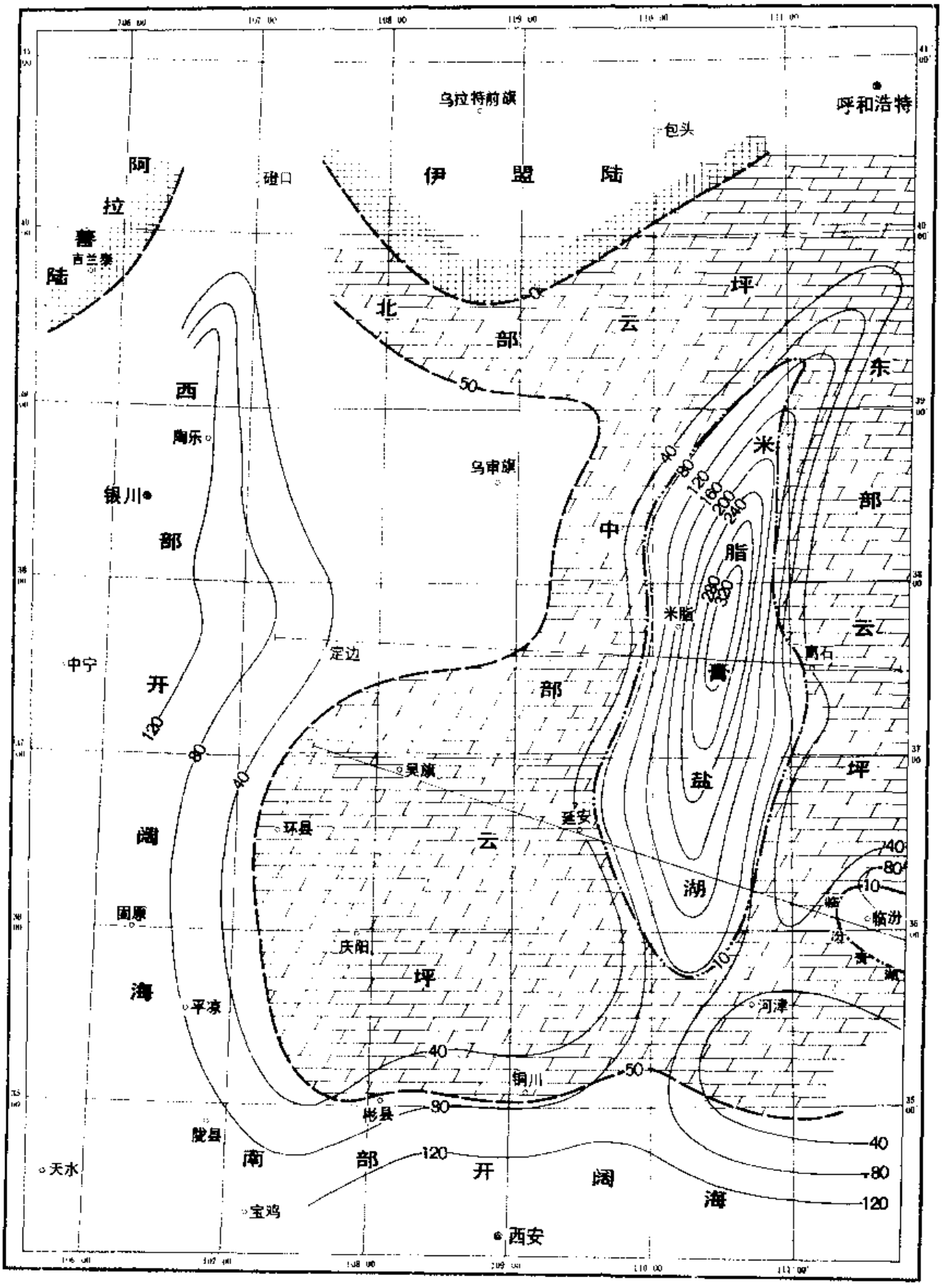
附图 40　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟三组厚度(m)等值线图

1—桌子山；2—布 1 井；3—任 3 井；4—任 1 井；5—刘庆 7 井；6—天深 1 井；7—李 1 井；8—青龙山；9—固原老爷山；10—庆深 2 井；11—庆深 1 井；12—平凉；13—陇县；14—岐山；15—泾阳；16—永参 1 井；17—耀参 1 井；18—黄深 1 井；19—长坡；20—祁家河；21—韩城；22—稷王山；23—西碛口；24—翔山；25—临汾；26—洪洞；27—蒲县；28—中阳；29—柳林；30—临县；31—镇川 1 井；32—米 1 井；33—榆 9 井；34—兴县；35—偏关

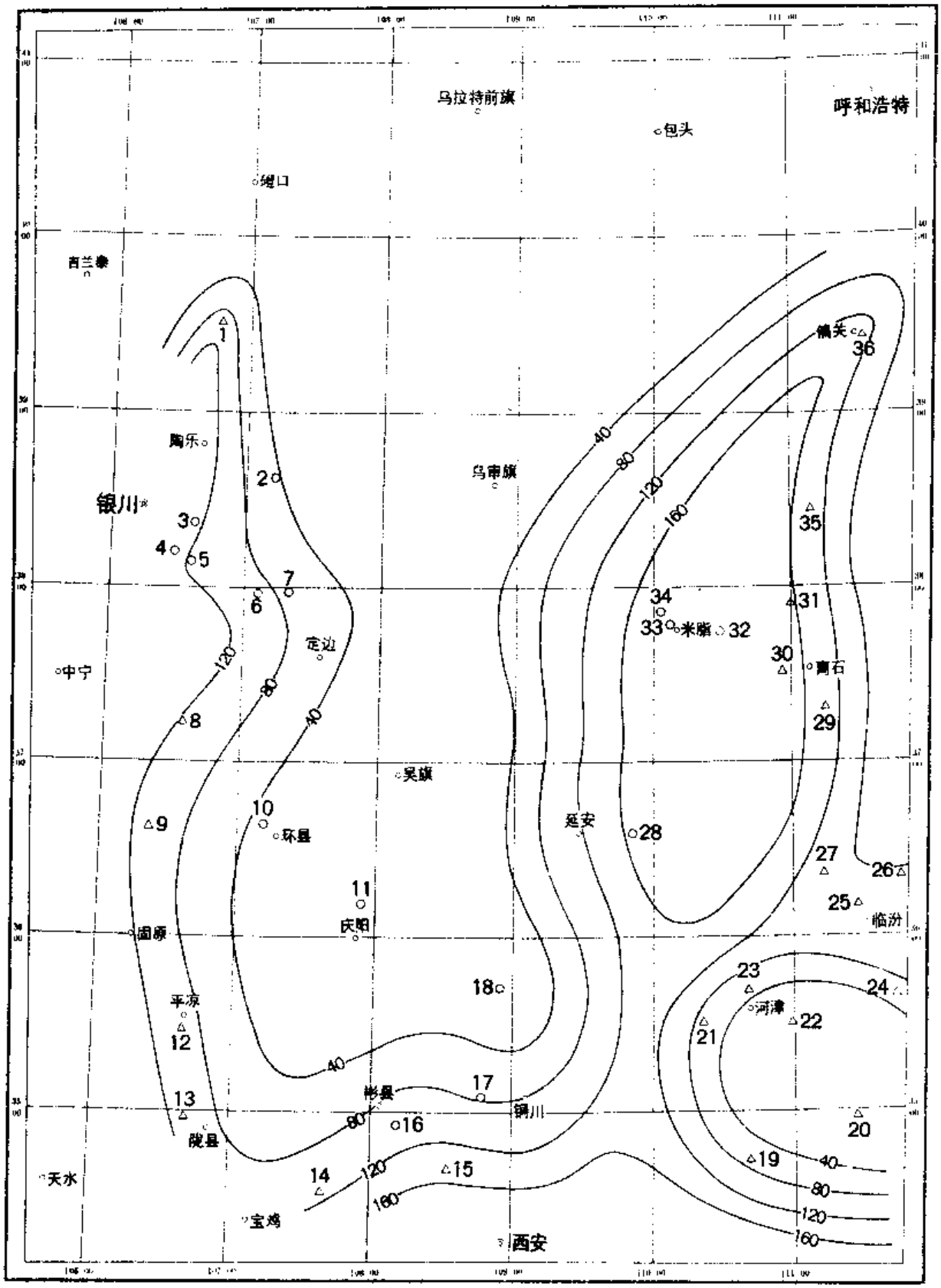


附图 41　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟三组准同生白云岩含量(%)及膏盐岩含量(%)等值线图

1—桌子山;2—布 1 井;3—任 3 井;4—天深 1 井;5—李 1 井;6—青龙山;7—庆深 2 井;8—庆深 1 井;9—平凉;10—陇县;11—岐县;12—泾县;13—永参 1 井;14—耀参 1 井;15—黄深 1 井;16—西碾口;17—临汾;18—蒲县;19—中阳;20—柳林;21—榆 9 井;22—米 1 井;23—镇川 1 井;24—临县;25—兴县;26—偏关

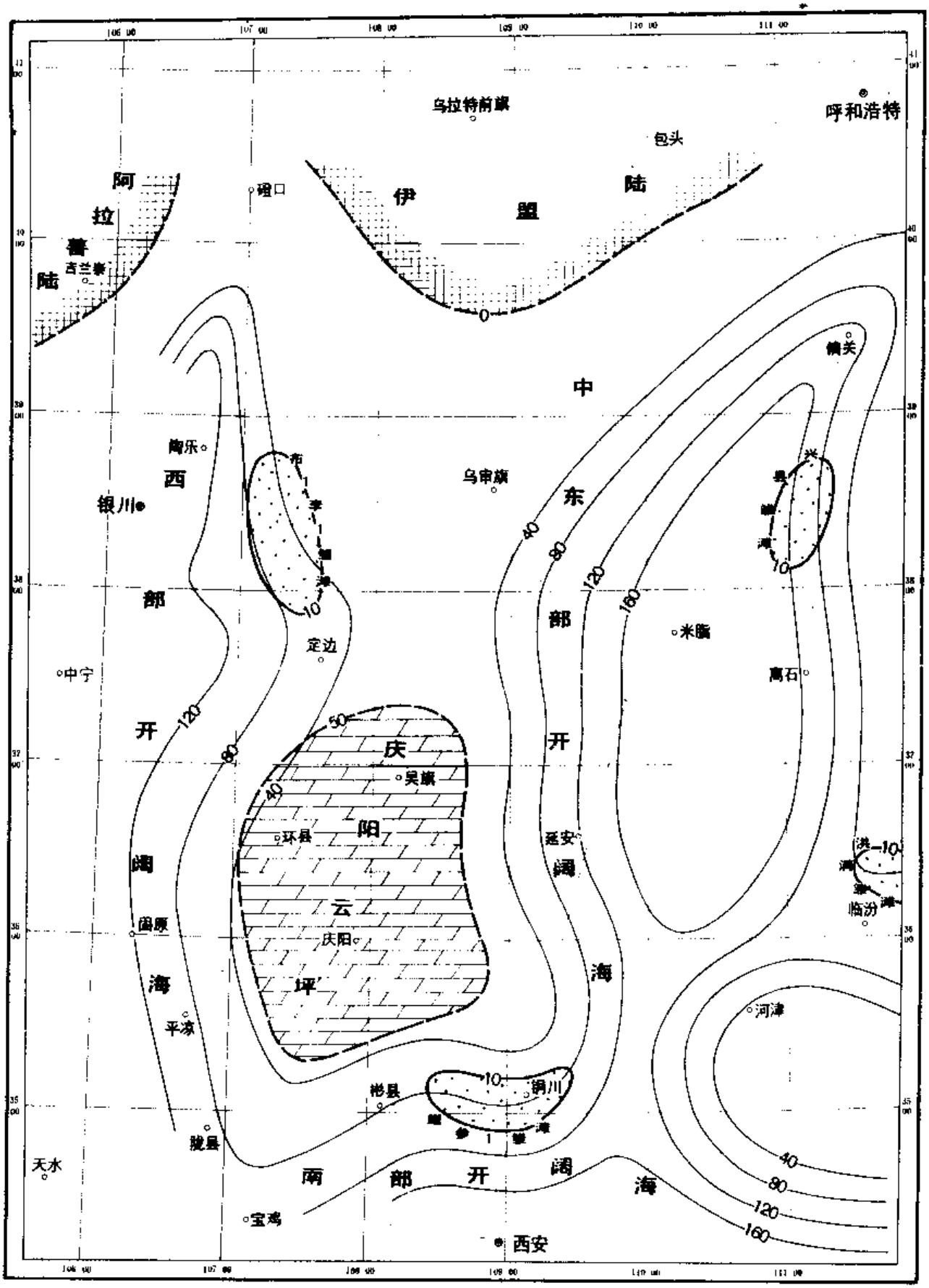


附图 12　鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟三期岩相古地理图

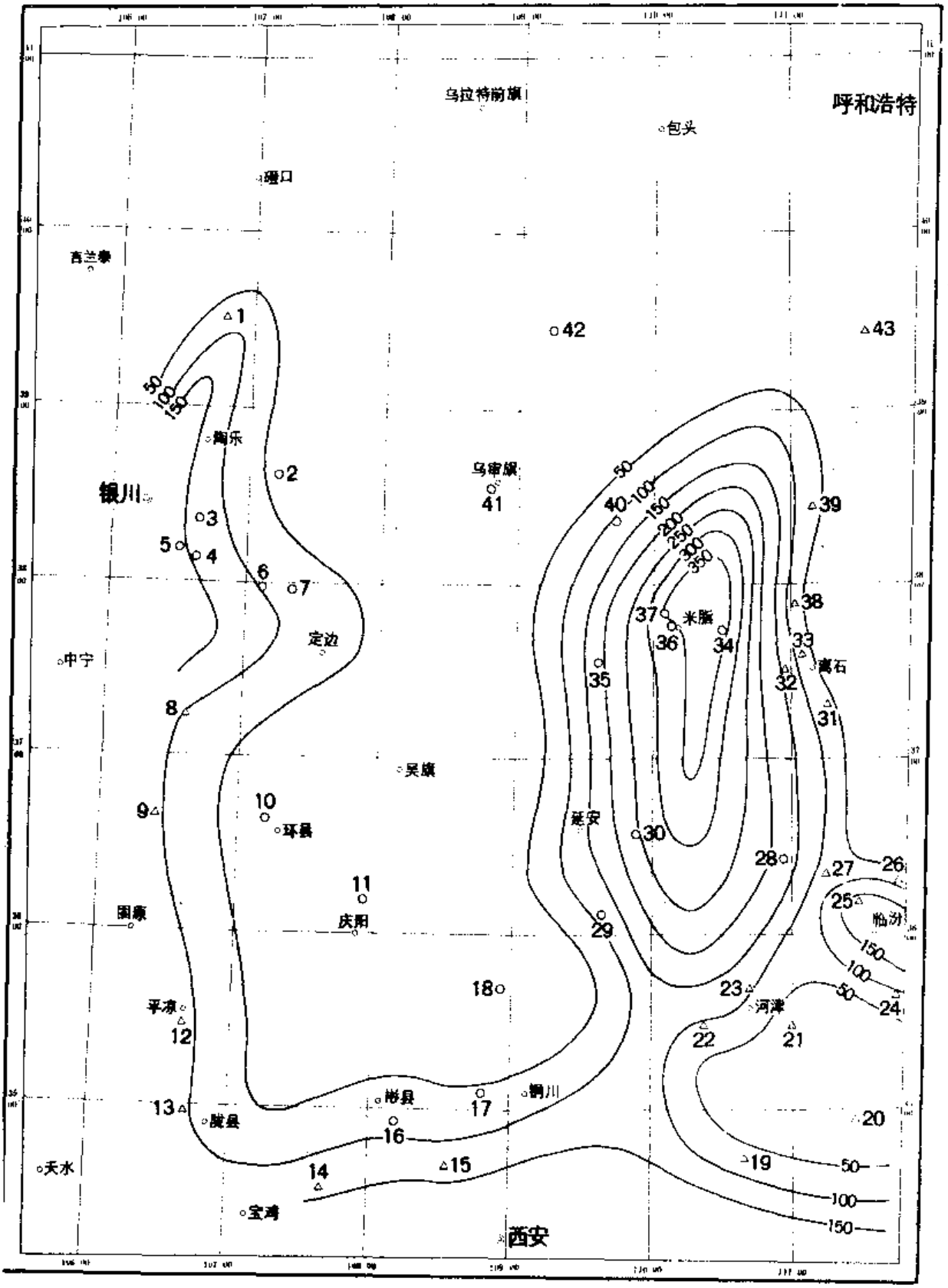


附图 43　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟四组厚度(m)等值线图

1—桌子山;2—布 1 井;3—任 3 井;4—任 1 井;5—刘庆 7 井;6—天深 1 井;7—李 1 井;8—青龙山;9—固原老爷山;10—庆深 2 井;11—庆深 1 井;12—平凉;13—陇县;14—岐山;15—泾阳;16—永参 1 井;17—耀参 1 井;18—黄深 1 井;19—长坡;20—祁家河;21—韩城;22—鄠县终南山;23—西礓口;24—翔山;25—临汾;26—洪洞;27—蒲县;28—延深 1 井;29—中阳;30—柳林;31—临县;32—榆 9 井;33—米 1 井;34—镇川 1 井;35—兴县;36—偏关

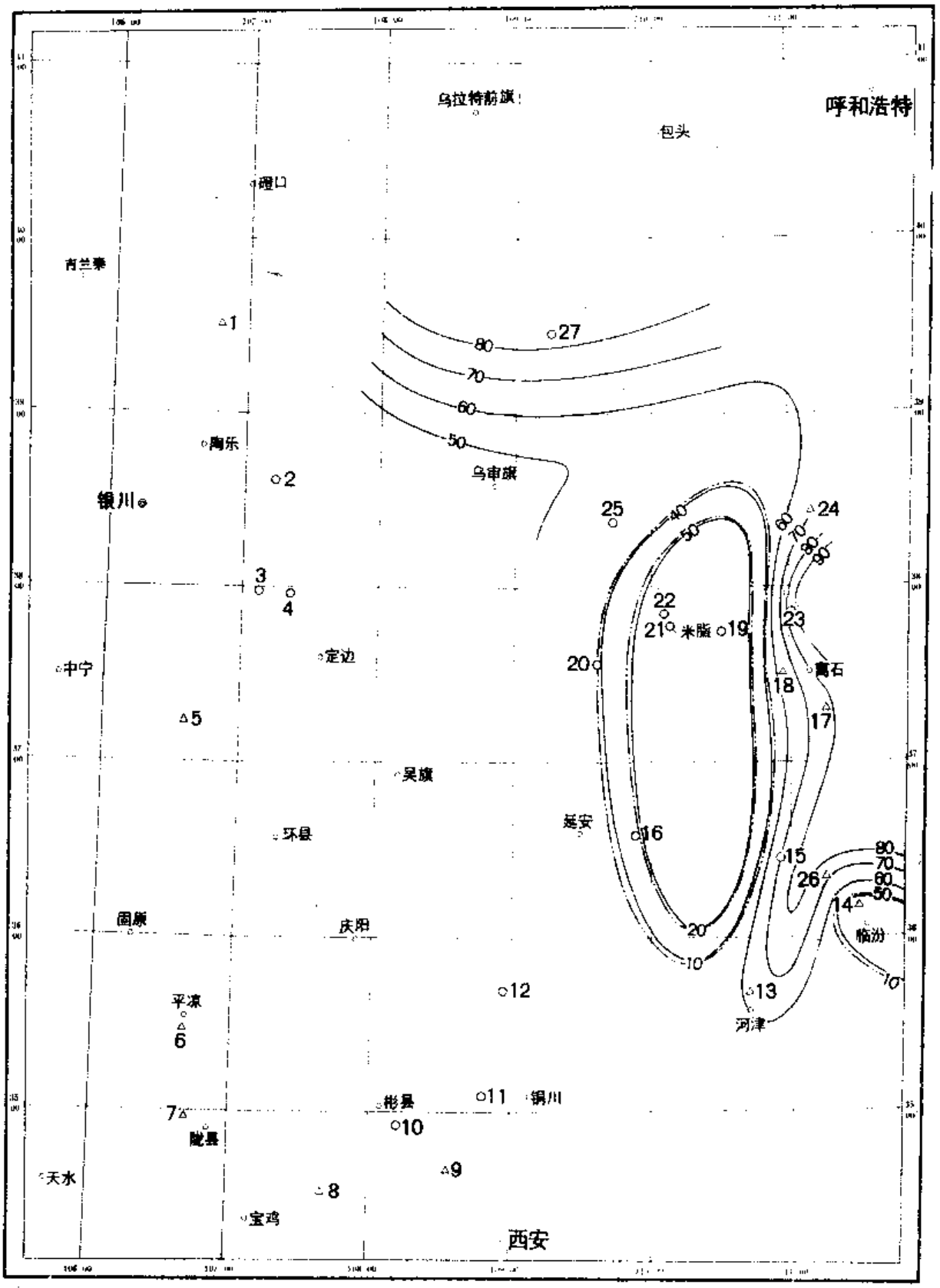


附图 44　鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟四期岩相古地理图



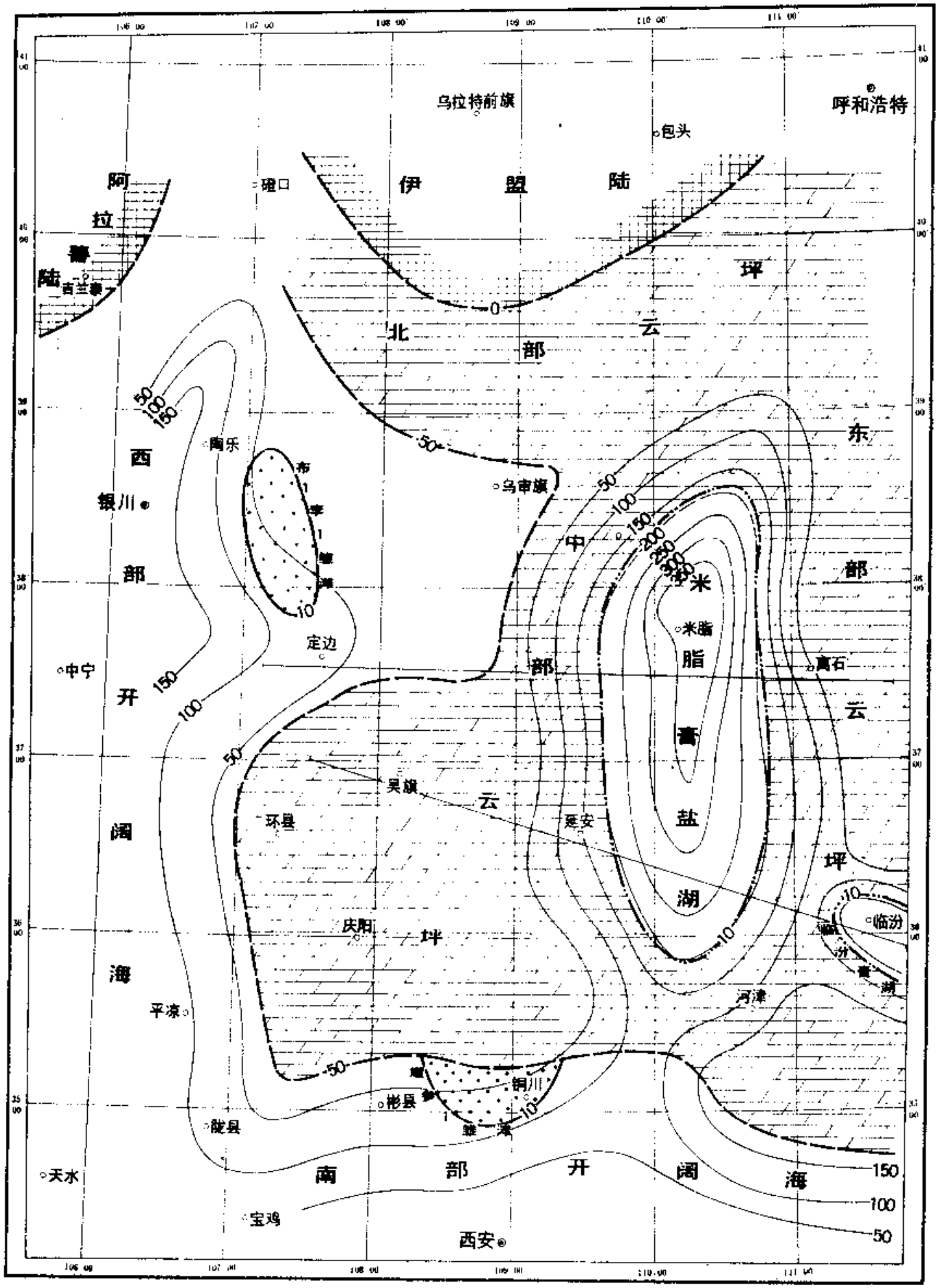
附图 45　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟五组厚度(m)等值线图

1—桌子山;2—布 1 井;3—任 3 井;4—刘庆 7 井;5—任 1 井;6—天深 1 井;7—李 1 井;8—青龙山;9—固原老爷山;10—庆深 2 井;11—庆深 1 井;12—平凉;13—陇县;14—岐山;15—泾阳;16—永参 1 井;17—耀参 1 井;18—黄深 1 井;19—长坡;20—祁家河;21—稷王山;22—韩城;23—西禄口;24—翔山;25—临汾;26—洪洞;27—蒲县;28—蒲 1 井;29—红 3 井;30—延深 1 井;31—中阳;32—柳林;33—离石;34—榆 9 井;35—麒参 1 井;36—米 1 井;37—镇川 1 井;38—临县;39—兴县;40—牛 1 井;41—伊 15 井;42—伊 13 井;43—偏关

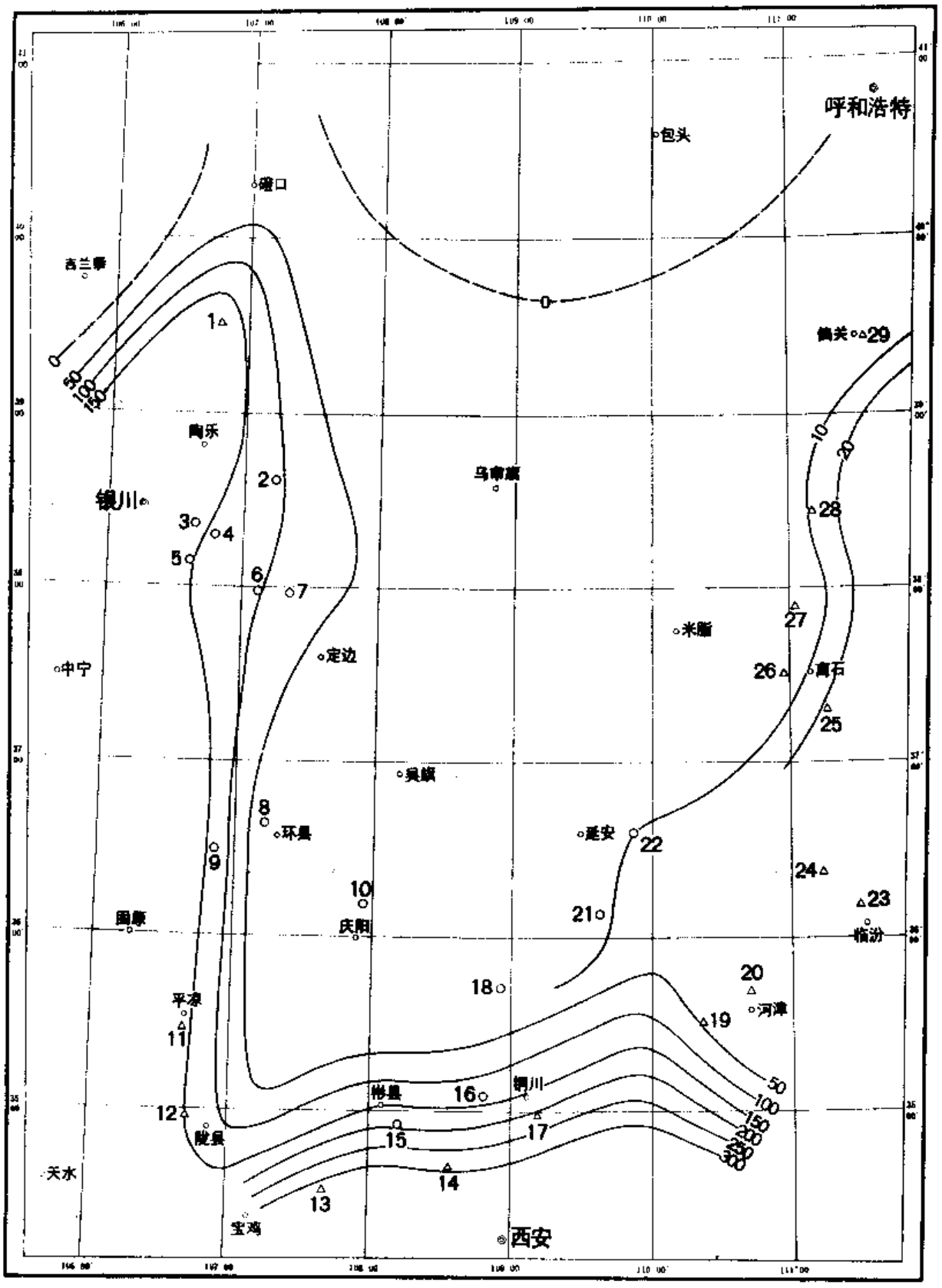


附图 46　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟五组准同生白云岩含量(%)及膏盐岩含量(%)等值线图

1—桌子山;2—布 1 井;3—天深 1 井;4—李 1 井;5—青龙山;6—平凉;7—陇县;8—岐山;9—泾阳;10—永参 1 井;11—铜参 1 井;12—黄深 1 井;13—西稷口;14—临汾;15—蒲县;16—延深 1 井;17—中阳;18—柳林;19—榆 9 井;20—麒参 1 井;21—米 1 井;22　镇川 1 井;23—临县;24—兴县;25—牛 1 井;26—蒲县;27—伊 13 井

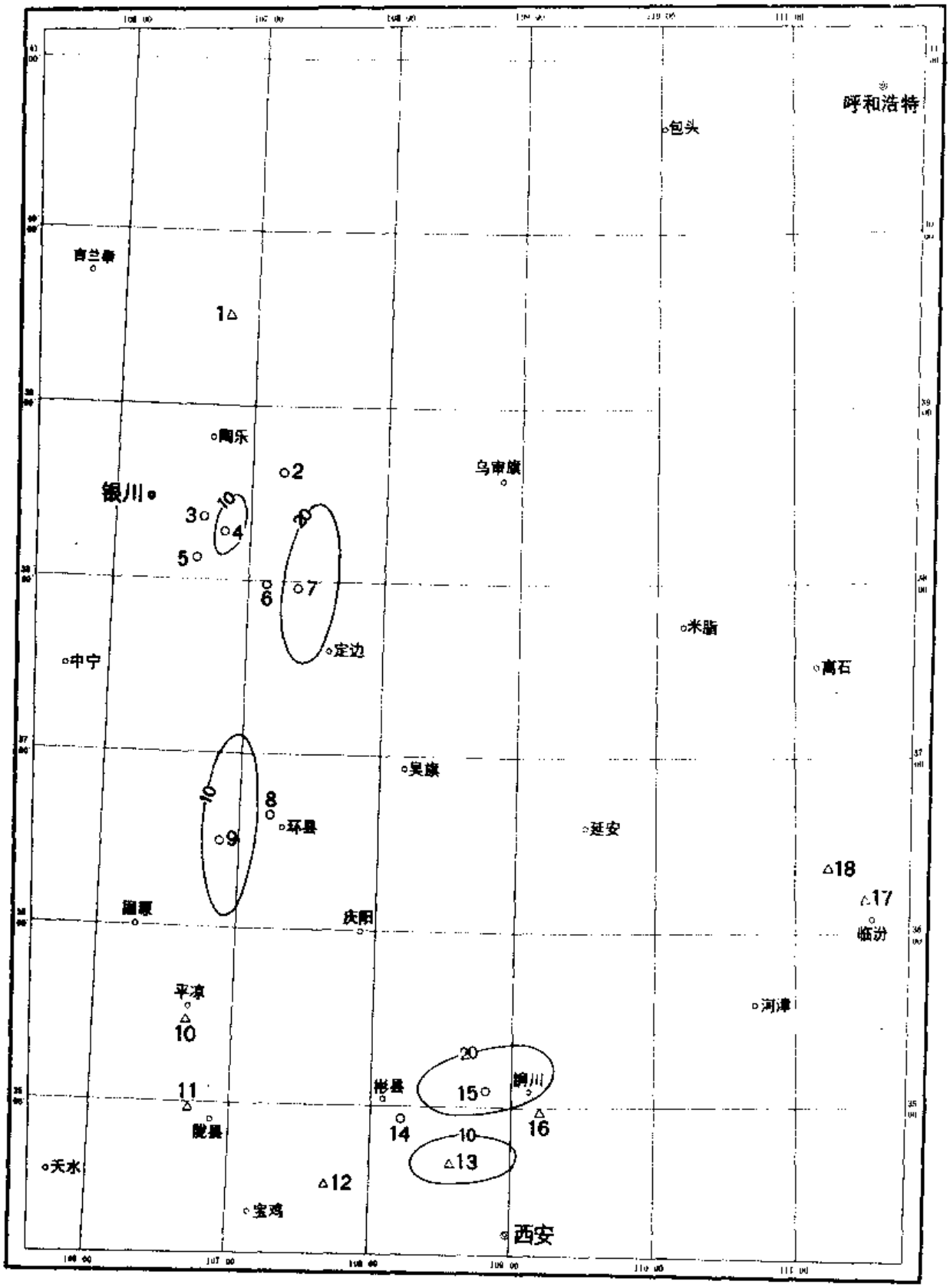


附图 47　鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟五期岩相古地理图



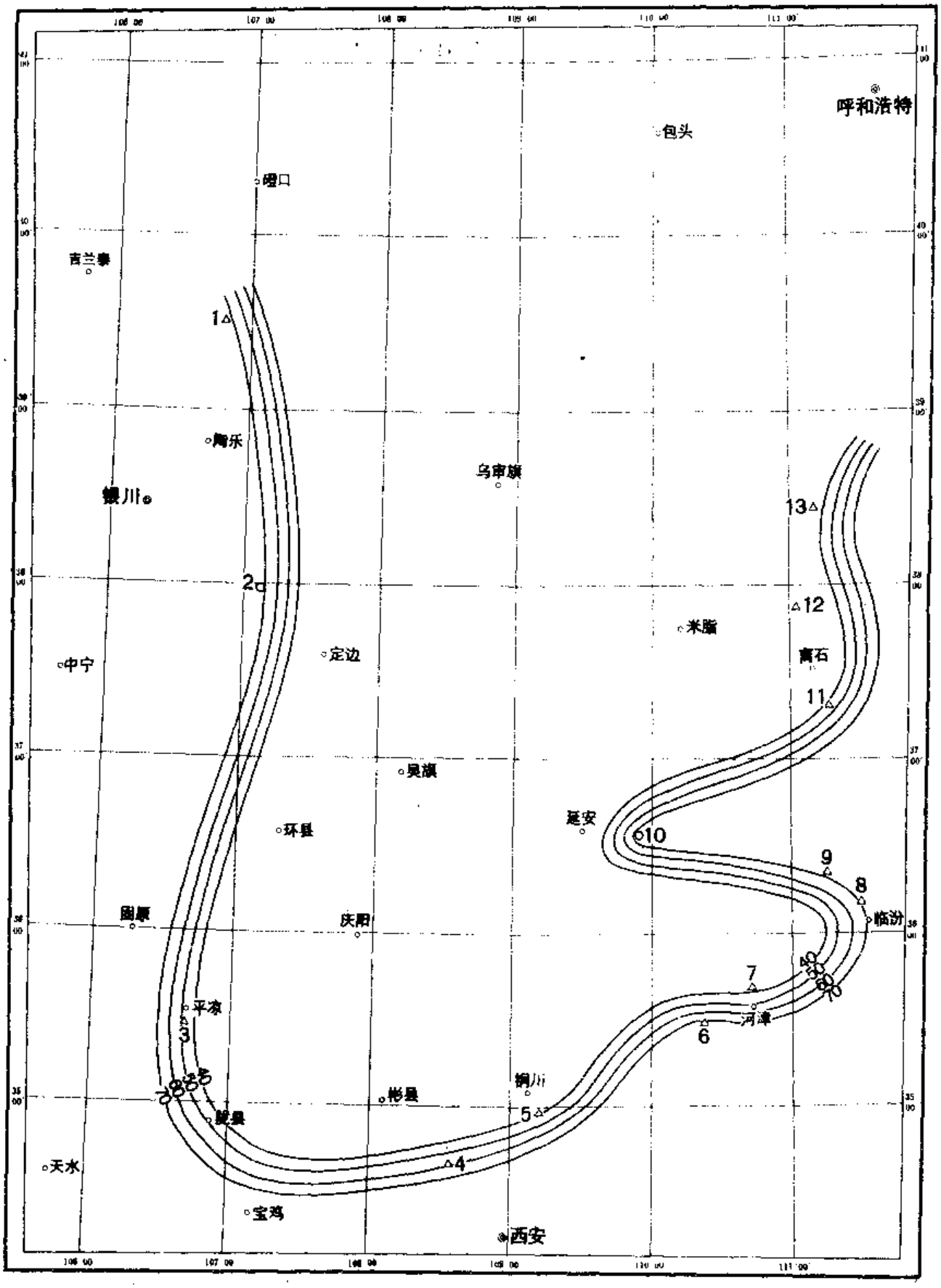
附图 48　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组厚度(m)等值线图

1—桌子山;2—布 1 井;3—任 3 井;4—任 4 井;5—刘庆 7 井;6—天深 1 井;7—李 1 井;8—庆深 2 井;9—环 14 井;10—庆深 1 井;11—平凉;12—陇县;13—岐山;14—泾阳;15—永参 1 井;16—蒲参 1 井;17—富平;18—黄深 1 井;19—韩城;20—西礓口;21—红 3 井;22—延深 1 井;23—临汾;24—蒲县;25—中阳;26—柳林;27—临县;28—兴县;29—偏关



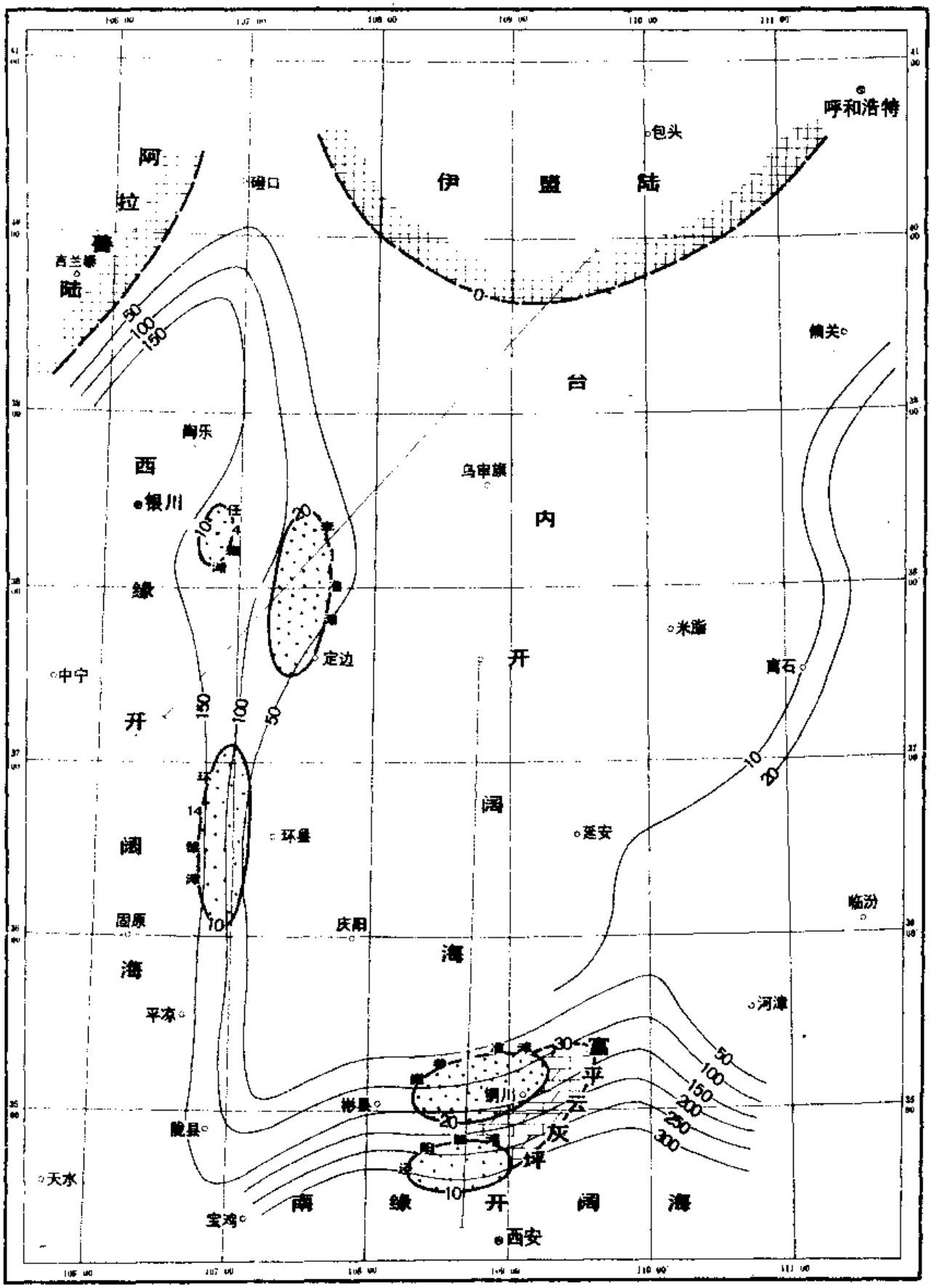
附图 49　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组颗粒含量(%)等值线图

1—桌子山;2—布 1 井;3—任 3 井;4—任 4 井;5—刘庆 7 井;6—天深 1 井;7—李 1 井;8—庆深 2 井;9—环 14 井;10—平凉;11—陇县;12—岐山;13—泾阳;14—永参 1 井;15—耀参 1 井;16—富平;17—临汾;18—蒲县

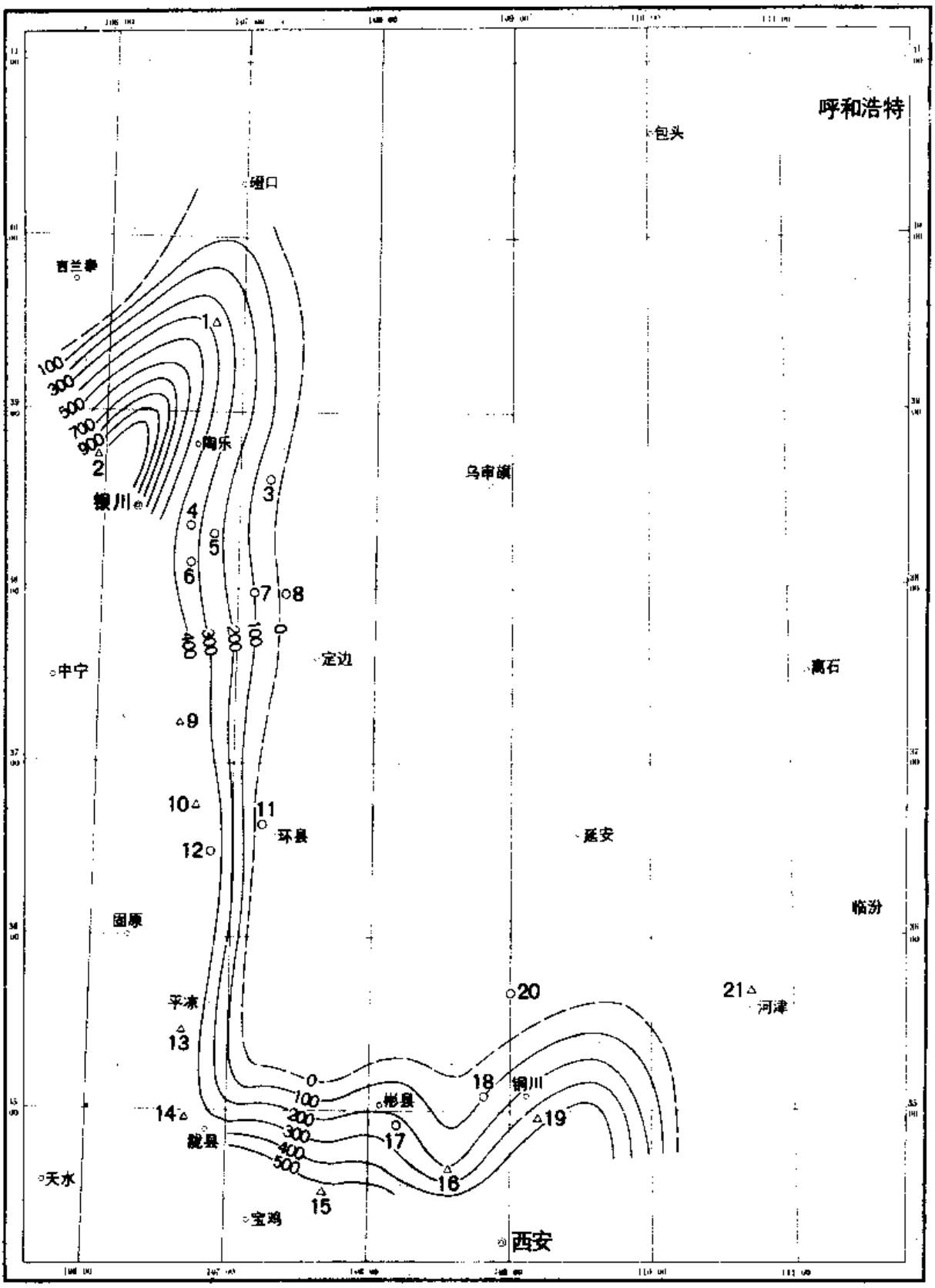


附图 50　鄂尔多斯地区中奥陶统马家沟六组还原色含量(%)等值线图

1—桌子山;2—天深 1 井;3—平凉;4—泾阳;5—富平;6—韩城;7—西渠口;8—临汾;9—隰县;10—延深 1 井;11—中阳;12—临县;13—兴县

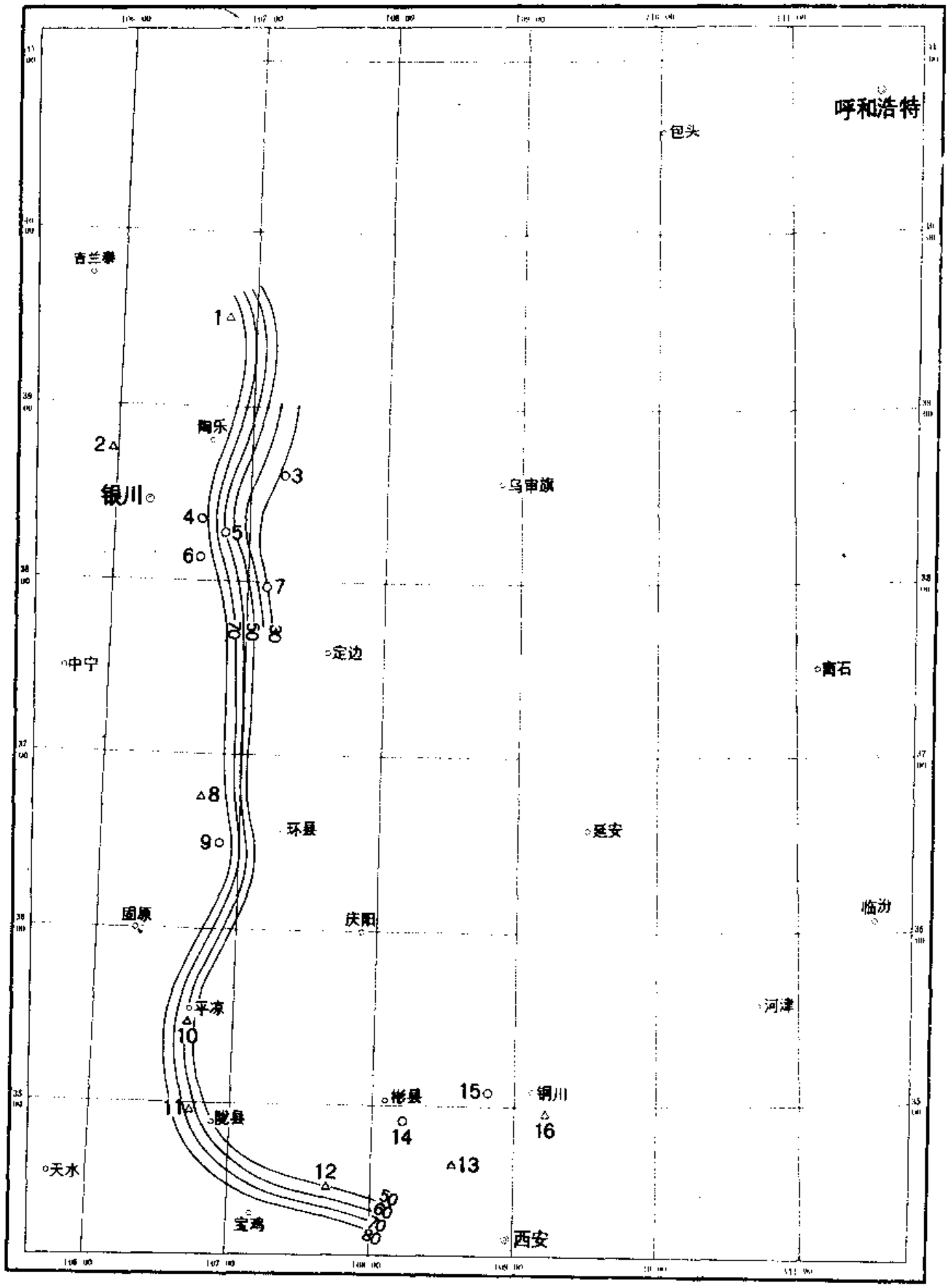


附图 51　鄂尔多斯地区中奥陶世马家沟六期岩相古地理图



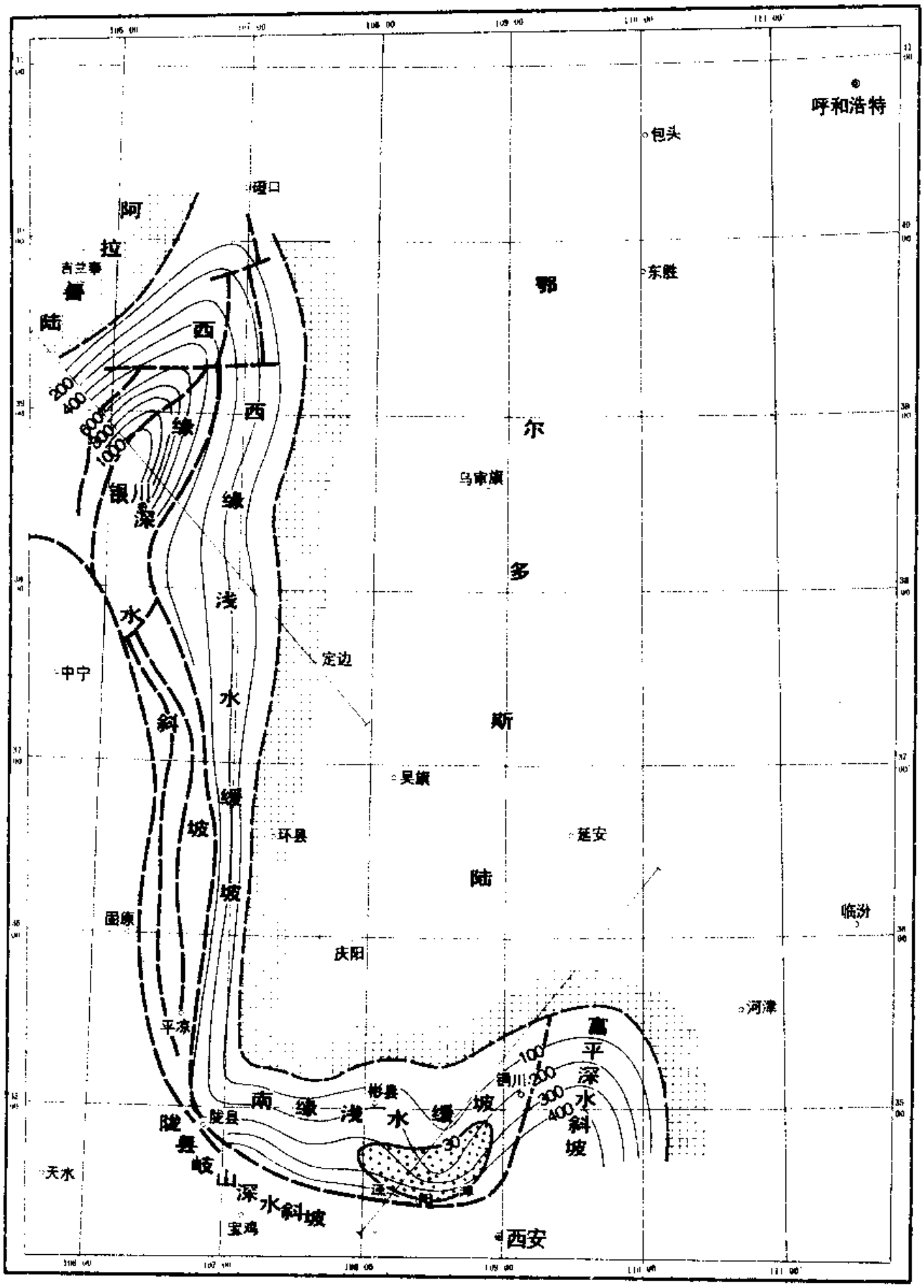
附图 52　鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组下部厚度(m)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—布 1 井;4—任 3 井;5—任 4 井;6—刘庆 7 井;7—天深 1 井;8—李 1 井;9—青龙山;10—石板沟;11—庆深 2 井;12—环 14 井;13—平凉;14—陇县;15—岐山;16—泾阳;17—永参 1 井;18—耀参 1 井;19—富平;20—黄深 1 井;21—西霍口

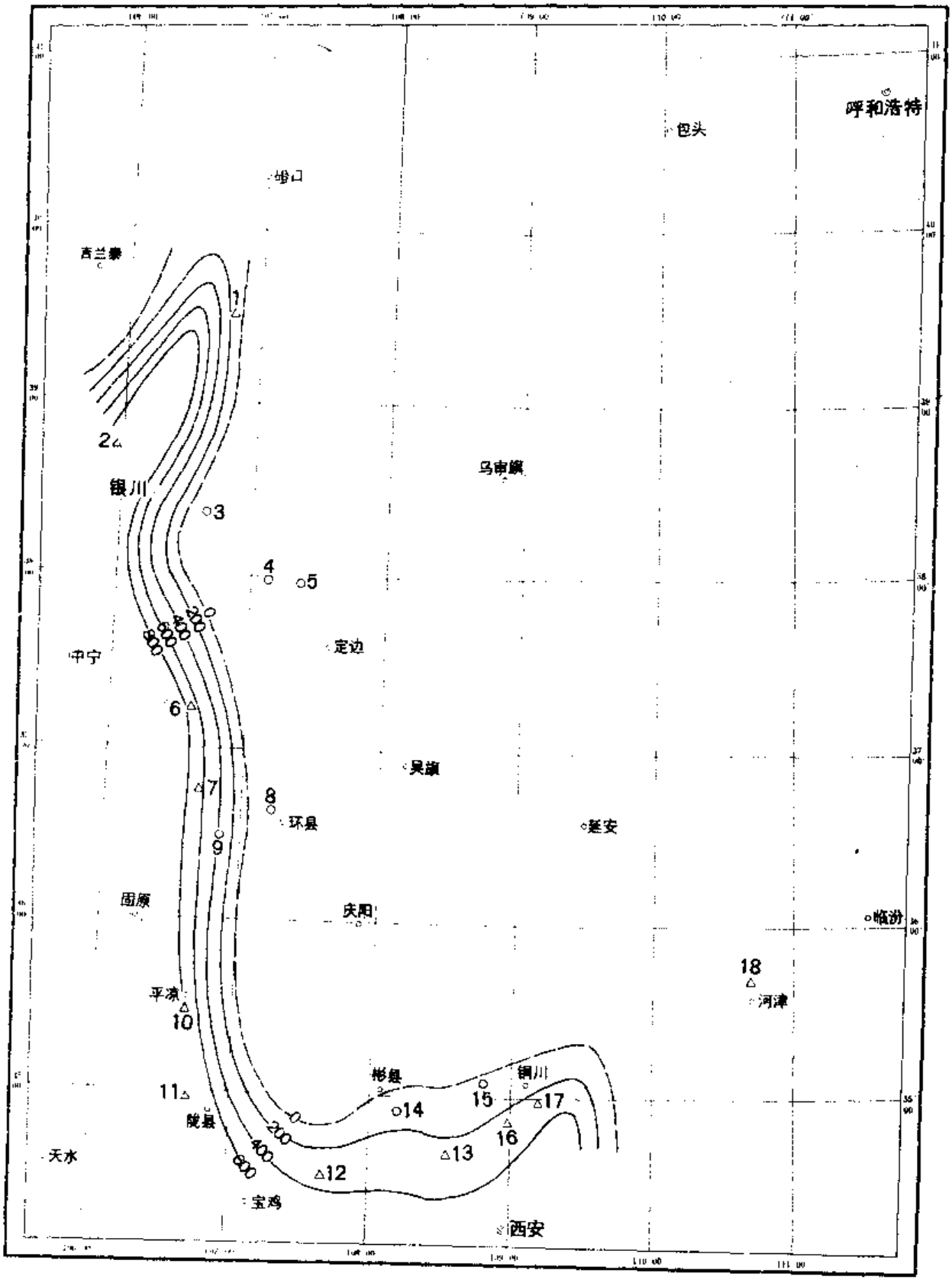


附图 53　鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组下部陆源物质含量(%)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—布 1 井;4—任 3 井;5—任 4 井;6—刘庆 7 井;7—天深 1 井;8—石板沟;
9—环 14 井;10—平凉;11—陇县;12—岐山;13—泾阳;14—永参 1 井;15—曜参 1 井;16—富平

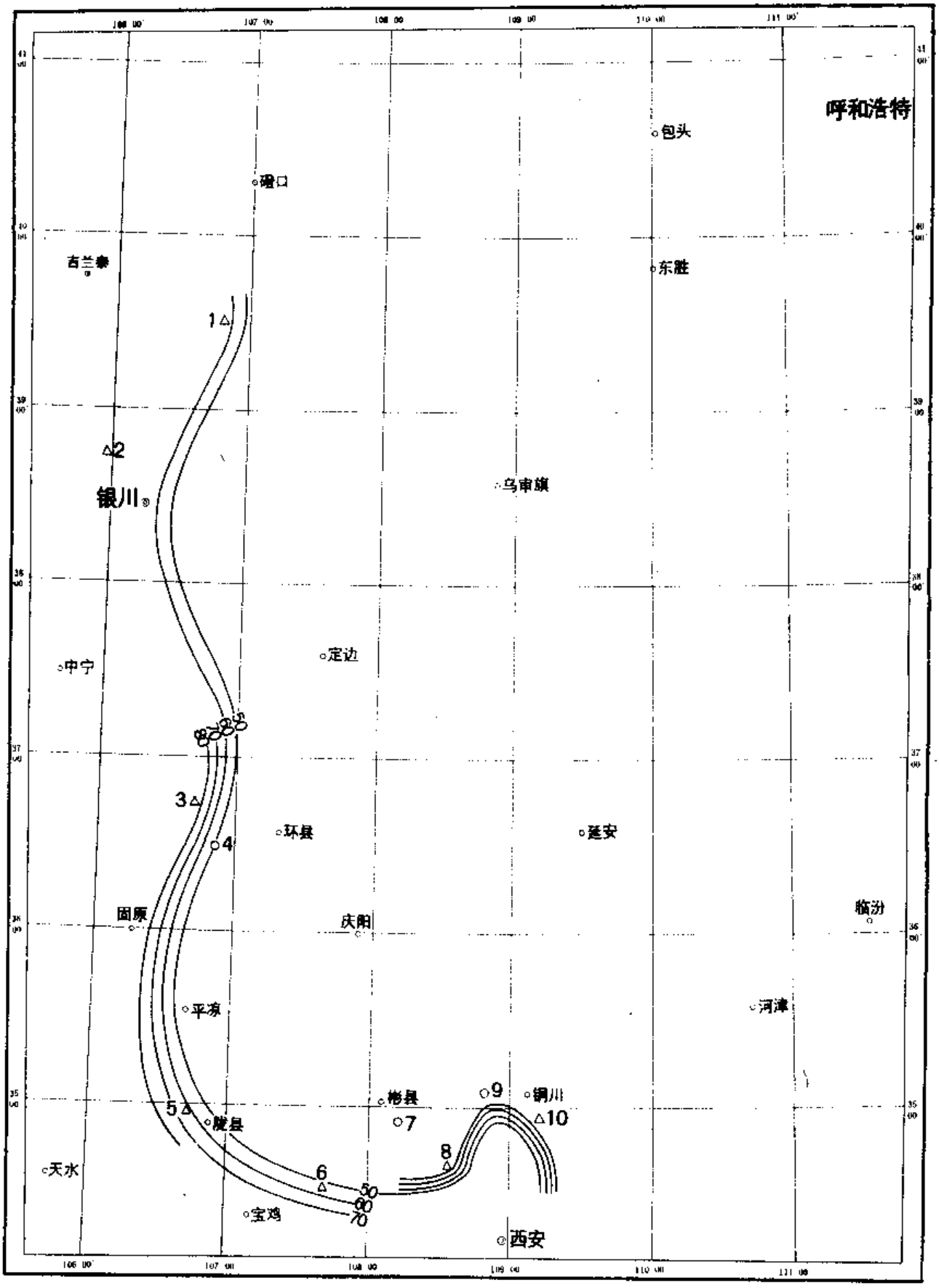


附图 54　鄂尔多斯地区中奥陶世平凉早期岩相古地理图



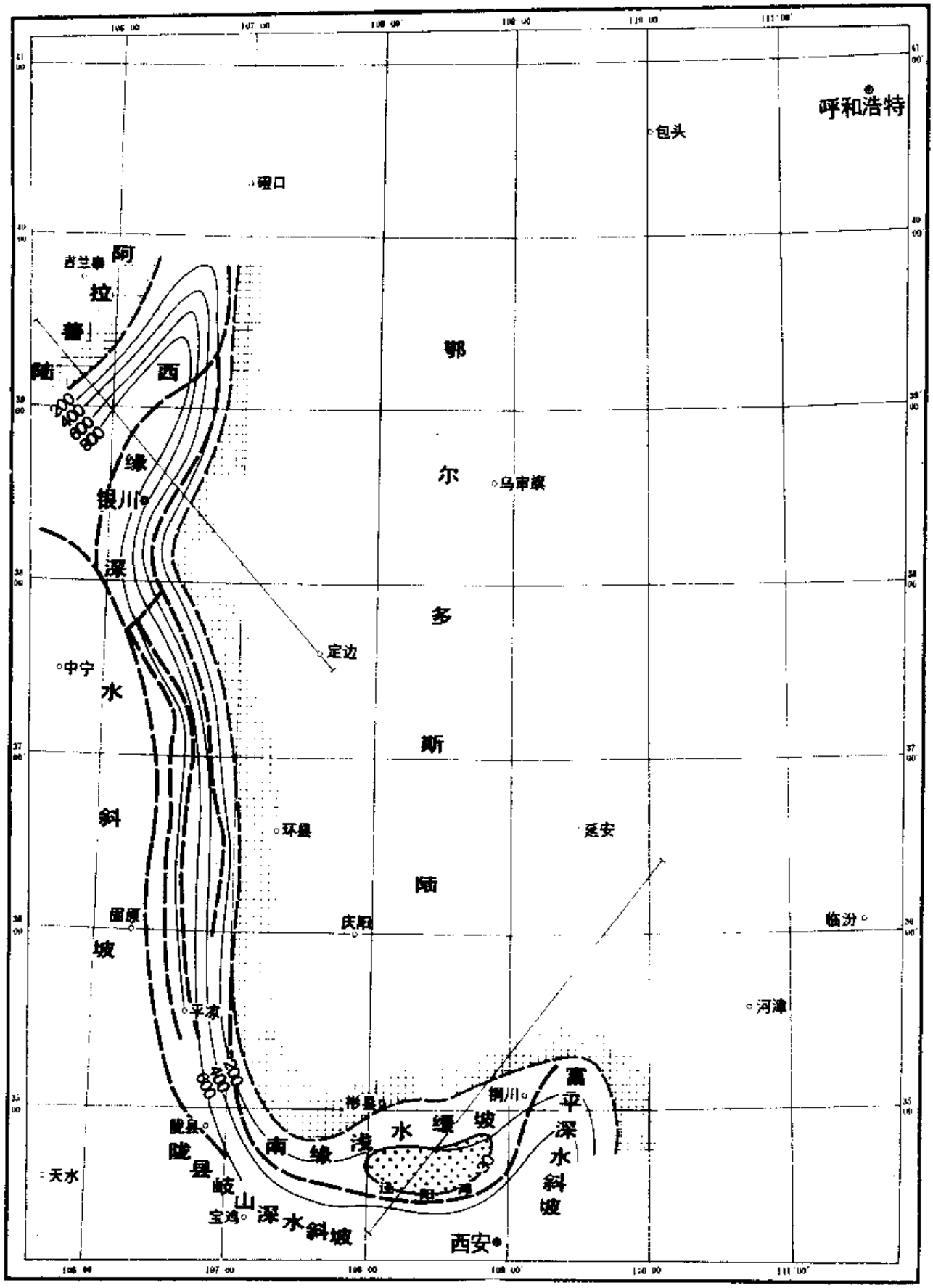
附图 55　鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组上部厚度(m)等值线图

1—桌子山；2—贺兰山；3—任 3 井；4—天深 1 井；5—李 1 井；6—青龙山；7—石板沟；8—庆深 2 井；9—环 14 井；10—平凉；11—陇县；12—岐山；13—泾阳；14—永参 1 井；15—耀参 1 井；16—桃曲坡；17—富平；18—西霍口

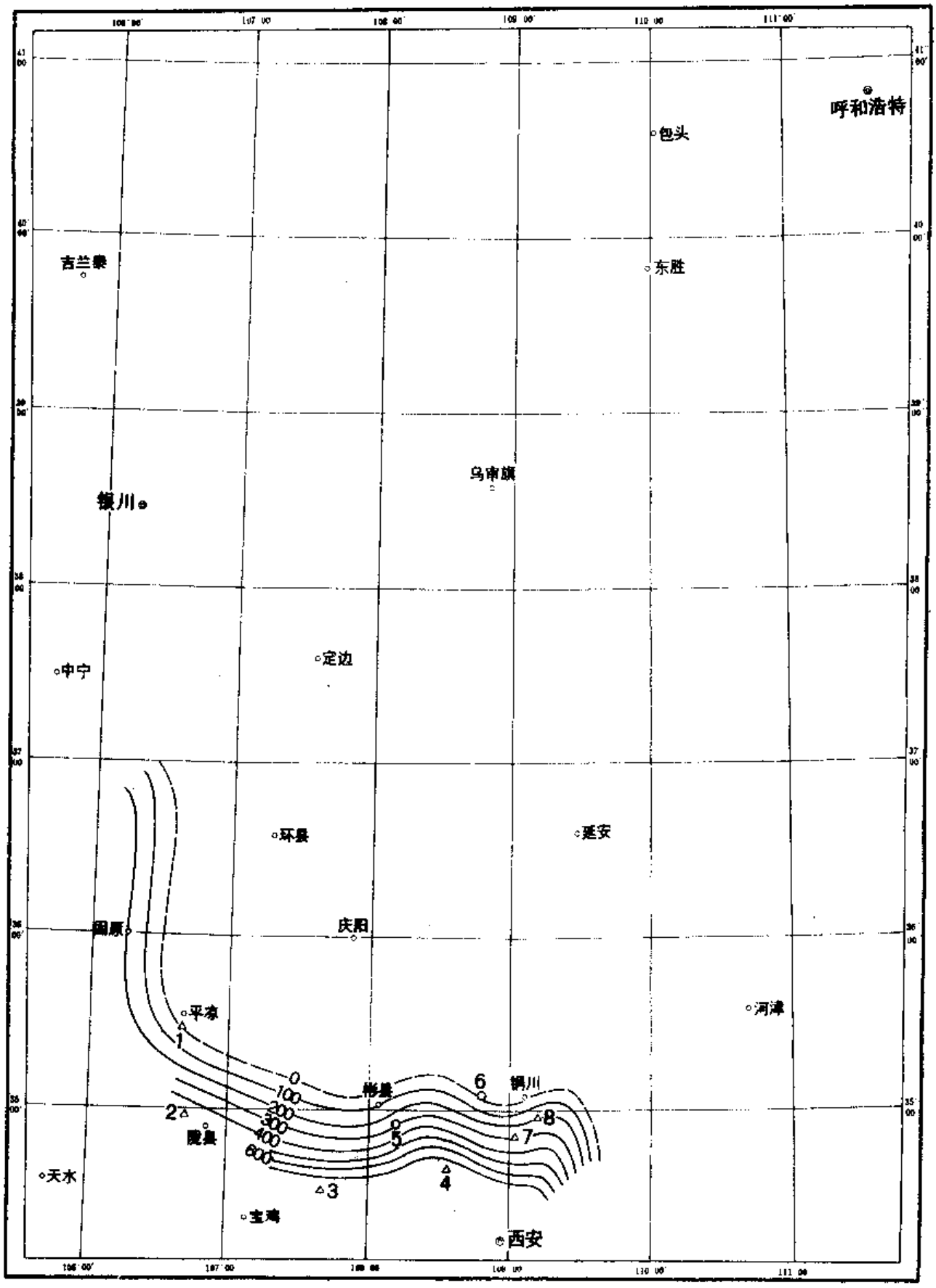


附图 56　鄂尔多斯地区中奥陶统平凉组上部陆源物质含量(%)等值线图

1—桌子山;2—贺兰山;3—石板沟;4—环 14 井;5—陇县;6—岐山;7—永参 1 井;8—泾阳;9—耀参 1 井;10—富平

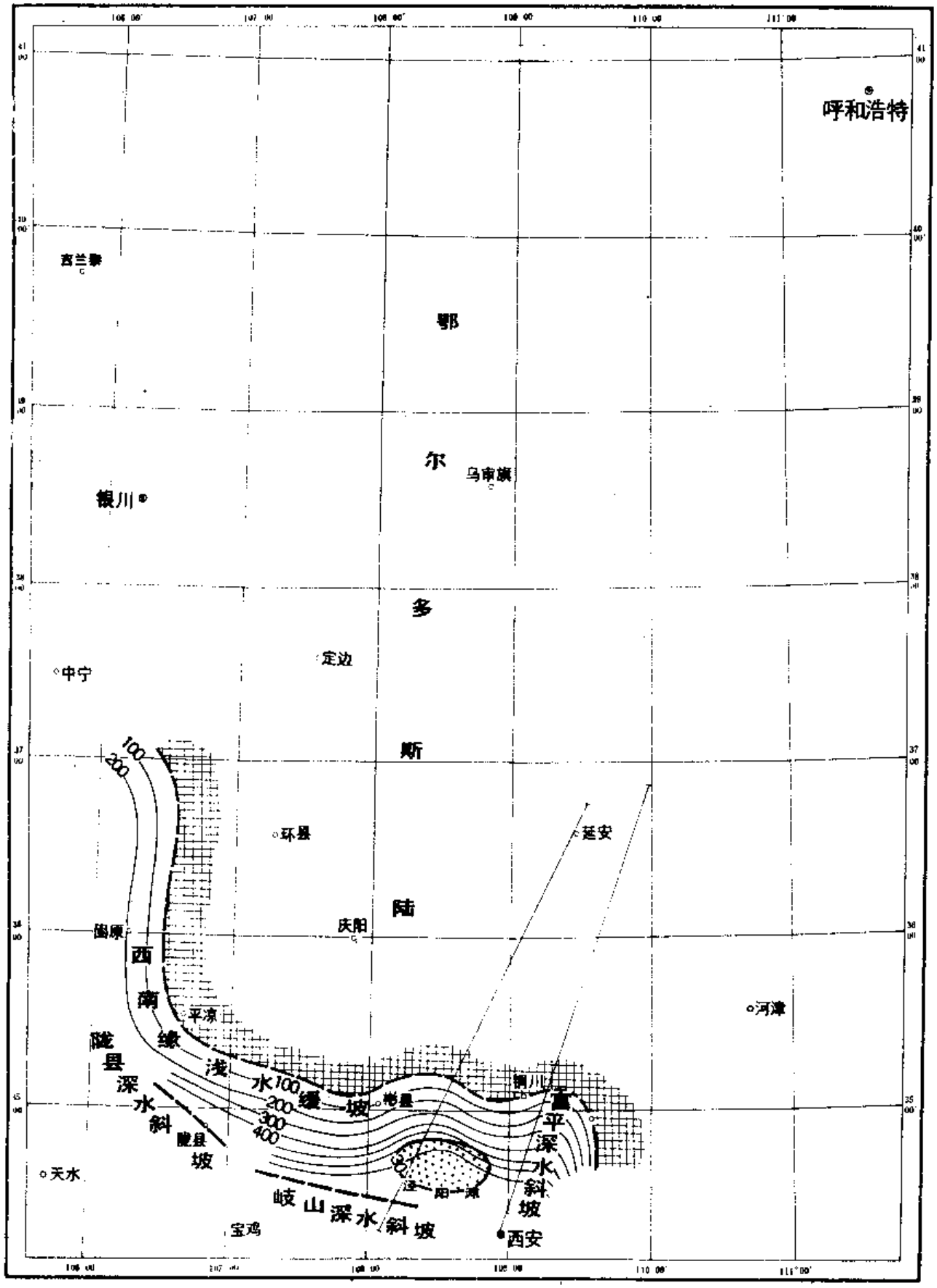


附图 57　鄂尔多斯地区中奥陶世平凉晚期岩相古地理图



附图 58　鄂尔多斯地区上奥陶统背锅山组厚度(m)等值线图

1—平凉;2—陇县;3—岐山;4—泾阳;5—永参 1 井;6—耀参 1 井;7—桃曲坡;8—富平



附图 59　鄂尔多斯地区晚奥陶世背锅山期岩相古地理图

LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF EARLY PALEOZOIC OF ORDOS

Feng Zengzhao Chen Jixin Zhang Jisen

I. INTRODUCTION

Ordos is located in the western part of North China Platform, which is up to the west margin of Helanshan Mountains in the west, to Qinling Mountains in the south, to Lüliang Mountains in the east and to Yinshan Mountains in the north, including the eastern part of Gansu Province, central and northern parts of Shaanxi Province, most of Ningxia Autonomous Region, the southwestern part of Inner Mongolia Autonomous Region and the western part of Shanxi Province, with an area of about 320 000 square kilometres.

Lower Paleozoic is widely exposed in the western, southern and eastern parts of Ordos. The thickness of the strata is about 1000 m, up to more than 2000 m. It has been known from the drilling and geophysical data that there is also a wide subsurface distribution of Lower Paleozoic in most of the central part of Ordos. Lower Paleozoic is not seen in some of the northern part of Ordos. The strata are mainly composed of carbonate rocks, which has favorable oil and gas generating condition, many types of reservoirs, good capping and preserving condition. Therefore, it is the best potential area of Early Paleozoic oil and gas in North China Platform.

Before 1976, many geologists had investigated the Lower Paleozoic and had preliminarily given the base of the paleontological stratigraphy of Lower Paleozoic of Ordos.

In 1976—1979, Changqing Oilfield organized a study of the stratigraphy, petrology, lithofacies paleogeography and petroleum geology of the Lower Paleozoic of Ordos. They observed and measured 13 sections, studied the data from over ten boreholes. Furthermore, they preliminarily unified the division and correlation of Ordovician of Ordos, and investigated preliminarily the lithofacies paleogeography of Ordovician as well.

In 1980, Changqing Oilfield co-operated with the East China Petroleum Institute (now University of Petroleum). Under the leadership of Professor Feng Zengzhao, Senior Engineer Wang Xifu, Senior Engineer Song Guochu and Senior Engineer Zhang Jisen, they organized certain teams to observe, remedially measure or remeasure some important sections with emphasis on the petrological and lithofacies paleogeographical studies. Based on these, 5 lithofacies paleogeographical maps (scale 1 : 1 200 000) of Yieli Age, Liangjiashan Age, Early Majiagou Age, Middle to Late Majiagou Age and Pingliang Age of Ordovician of Ordos were compiled under the guidance of new sedimentological theory, especially carbonate sedimentological theory and new methodology "Single Factor Analysis and Comprehensive Mapping Method". Summary report and papers were written and the oil and

gas potential of Lower Paleozoic of Ordos was predicted.

In 1985, the gas flow of Well Qican 1 and Well Zhou 1 finally gushed out of the virgin land of the Early Paleozoic carbonate rocks in Ordos, and aroused to be paid attention. Our prediction was being proved. Researches and explorations about the Lower Paleozoic oil and gas of Ordos were renewed.

In 1987, Changqing Oilfield co-operated with University of Petroleum again. The researching group, led by Professor Feng Zengzhao and Senior Engineer Zhang Jisen, took the task of "Stratigraphical and lithofacies study"(75-54-01-10-06) of the "Distribution pattern of Lower Paleozoic oil and gas in the Shaanxi-Gansu-Ningxia region" which was a key programme of "Seventh Five-Year Plan".

During 1987—1989, we measured other three Lower Paleozoic sections at Linfen of Shanxi Province, Liulin of Shanxi Province and Helanshan, observed about 700 thin-sections, studied relevant cathodoluminescence, electronic microscopy, oxygen and carbon isotopes and physical properties. The six sets of data, including field description data, thin-section identification data, modification data, 1 : 500 columns of petrology and depositional environment analysis, summary reports(or papers), photo-plates and their explanations were completed. These three basic sections and the other over ten sections measured before laid the foundation stone of the strata division and correlation of Ordos.

Additionally, we observed and studied the cores, cuttings and thin-sections of 15 wells and compiled 1 : 500 columns of depositional environment analysis of these wells, and wrote summary reports of some of these wells.

Based on the works mentioned above, we made the Lower Paleozoic division and correlation throughout the region.

At the same time, sedimentary facies analysis, well-logging facies analysis, seismic facies analysis throughout the region were worked out.

Based on the studies listed above, by using the "Single Factor Analysis and Comprehensive Mapping Method", 42 fundamental single factor maps of every mapping unit were compiled. On the basis of these fundamental single factor maps and with reference to other petrologically qualitative and quantitative data, regional geological and structural data, well-logging and seismic data, through comprehensive analysis and judgement, with the dross discarded and the essential selected, then, 17 lithofacies paleogeographical maps(1 : 1 000 000) of each geologic time of the region were compiled. The corresponding summary report, i. e. first draft of this book, including 128 photos of rocks in 16 plates and relevant explanations, was written.

This study passed the appraisal of Changqing Petroleum Exploration Bureau in January, 1989, and that of China National Petroleum Corporation as well in October, 1989.

Supervised by his tutor Professor Feng Zengzhao, and instructed, supported and helped by Senior Engineer Yang Junjie, Senior Engineer Li Yinde, Senior Engineer Zhang Jisen and other relevant comrades of Changqing Petroleum Exploration Bureau, doctorate student Chen Jixin did a lot of supplementation and refinement, spent nearly one year, and wrote his doctoral dissertation. He

passed the defence of doctoral dissertation and was awarded the Ph. D degree in December, 1989.

Based on the doctoral dissertation of Chen Jixin, we spent nearly half a year to revise and complete the final manuscript of this book.

Ⅱ. STRATIGRAPHY

There are only Cambrian and Ordovician in the Lower Paleozoic of Ordos, Silurian is absent. The Formations that correspond with Meishucun Fm. and Qiongzhusi Fm. of South China in Lower Cambrian are absent. The Suyukou Fm. and Mantou Fm. that correspond with Canglangpu Fm. and Longwangmiao Fm. of South China in Lower Cambrian directly overlay the Precambrian with unconformity. Exposure of Maozhuang Fm. of Lower Cambrian and Xuzhuang Fm. and Zhangxia Fm. of Middle Cambrian is fairly complete, they are absent only in Yimeng and Lüliang areas. Exposure of Gushan Fm., Changshan Fm. and Fengshan Fm. of Upper Cambrian is also fairly complete, and is absent only in Yimeng and Wuqi areas.

Table 1. Stratigraphy of Lower Paleozoic of Ordos

Carboniferous			
Ordovician	Upper		Beiguoshan Formation
	Middle		Pingliang Formation (Upper)
			Pingliang Formation (Lower)
		Majiagou Group	Majiagou Formation 6
			Majiagou Formation 5
			Majiagou Formation 4
			Majiagou Formation 3
			Majiagou Formation 2
			Majiagou Formation 1
	Lower		Liangjiashan Formation
			Yieli Formation
Cambrian	Upper		Fengshan Formation
			Changshan Formation
			Gushan Formation
	Middle		Zhangxia Formation
			Xuzhuang Formation
	Lower		Maozhuang Formation
			Mantou Formation
			Suyukou Formation
Precambrian			

The Cambrian and Ordovician are continuious in the eastern part, and are discontinuous at the west margin and south margin.

Yieli Fm. and Liangjiashan Fm. of Lower Ordovician just exist in the eastern, southern parts and western parts, they are absent in most of the interior areas. Majiagou Group of Middle Ordovician overlies the Liangjiashan Fm. with unconformity. It is widespread in Ordos, except for Yimeng area. The Majiagou Group can be further divided into Majiagou Fm. 1, Majiagou Fm. 2, Majiagou Fm. 3, Majiagou Fm. 4, Majiagou Fm. 5 and Majiagou Fm. 6. Pingliang Fm. (broadly speaking) of Middle Ordovician is only distributed at the west and south margins of Ordos, it is absent in the interior and eastern parts. There is discontinuity between Pingliang Fm. and Majiagou Fm. 6 (or Kelimoli Fm.). Beiguoshan Fm. of Upper Ordovician is only distributed at the southwest margin. Discontinuity exists between Middle and Upper Ordovician. The overlying strata is Carboniferous. Silurian, Devonian and Lower Carboniferous are absent.

The details of Early Paleozoic stratigraphy of Ordos are shown in Table 1.

Ⅱ. PETROLOGY

There are many rock types in Lower Paleozoic of Ordos: carbonate rocks, evaporites, siliceous rocks, clastic rocks, phosphate rocks and tuffs, etc. Carbonate rocks are dominant and are divided into limestones and dolostones.

Limestones are distributed most widely in Lower Paleozoic of Ordos, in nearly every formation and member. Limestone may be divided into grain-mud limestones, crystalline grain limestones and limestones with other characteristics. According to the relative content of grain and mud, the grain-mud limestones can be divided into four types: grain limestones, grainy limestones, grain-bearing limestones and non-grain limestones. The former three may be named together as grain-present limestones which can be further classified according to grain types. See details in Table 2.

There are various types of grain in the limestones of Ordos, including gravel-sized intraclasts (or bambo-leaves clasts), sand-sized intraclasts, algal clasts, ooids, oncolites, bioclasts and fecal pellets. Bioclasts and algal clasts are particularly developed in Ordos.

Crystalline limestones may be finely divided into mud-sized crystalline grain limestones, silt-sized crystalline grain limestones, fine sand-sized crystalline grain limestones, medium sand-sized crystalline grain limestones and so on according to crystal size.

Limestones with other characteristics refer to those ones that possess other lithological or structural characteristics, such as different stromatolite limestones, algae-bound limestones, mud-band limestones, gypsum pseudomorphic crystal limestones, bird's-eye limestones and dolomite-mottled limestones, etc.

Dolostones are also very developed and distributed in nearly every formation and member, especially in Upper Cambrian, Yieli Fm., Liangjiashan Fm. and Majiagou Group. The content is about half of the rocks of the whole region. Besides, dolostone is an important oil and gas reservoir in Lower Paleozoic of Ordos. Therefore, it is of great theoretical and practical significance to make an in-depth study of the dolostones.

There are many texture types of dolostones in this region. All of those textural components in

Table 2. Rock types of limestone of Lower Paleozoic in Ordos

Rock types \ Characteristics of rocks				Lime-mud (%)	Grain (%)	Crain types				Crystalline grain	Other characteristics
						Intraclast	Ooid	Oncolite	Bioclast		
Lime-mud limestone | Grain limestone	Grain limestone	Sparry grain limestone	Sparry calcite > Lime-mud	25	75	Sparry intraclast limestone	Sparry ooid limestone	Sparry oncolite limestone	Sparry bioclast limestone	Crystalline-grain limestone	Limestone of other characte-ristics
		Lime-mud grain limestone	Lime-mud > Sparry calcite			Lime-mud intraclast limestone	Lime-mud ooid limestone	Lime-mud oncolite limestone	Lime-mud bioclast limestone		
	Grainy limestone	Grainy lime-mud limestone		50	50	Intraclastic lime-mud limestone	Oolitic lime-mud limestone	Oncolitic lime-mud limestone	Bioclastic lime-mud limestone		
	Grain-bearing limestone	Grain-bearing lime-mud limestone		75	25	Intraclast-bearing lime-mud limestone	Ooid-bearing lime-mud limestone	Oncolite-bearing lime-mud limestone	Bioclast-bearing lime-mud limestone		
	Limestone (without grains)	Lime-mud limestone		90	10	Lime-mud limestone					

limestones will appear in dolostones, so the naming principles of limestones fit dolostones as well. Moreover, the dolostones can be further classified according to the grade of dolomitization, relict textures and structures, size of crystals, organisms and their origin.

Mud-sized crystalline grain dolostone and mud-silt-sized crystalline grain dolostone are basically penecontemporaneous dolostone. The dolostone shows other characteristics, such as high content of terrigenous clay and silt, earthy yellow color, well-developed lamination, bird' s eyes, mudcracks, gypsum or gypsum pseudomorphs, sparsity of fossils, and high values of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$, the dolostone resulted from penecontemporaneous dolomitization (capillary concentration dolomitization or dorag dolomitization) in the supratidal sabkha environments. Fine, medium and coarse crystalline grain dolostone, i. e. , the so-called saccharoidal dolostone, belongs to postpenecontemporaneous dolostone. In these dolostones, various relict textures and structures are common, such as relict intraclasts, relict ooids, relict bioclasts and relict mottles of limestones. This saccharoidal dolostone largely resulted from reflux dolomitization. To interpret the sedimentary environments, its predecessor rocks must be firstly reconstructed. Then on the basis of primary lithological characteristics, the environments can be determined. For very coarse crystalline grain dolostone in which the relict textures can not be recognized, the depositional environment is difficult to know.

The evaporites, including gypsum rocks and salt rocks, are mainly distributed in Majiagou Fm. 1, 3 and 5 in the central and eastern parts of Ordos. The gypsum rocks may be divided into four types: autochthonous precipitation type, allochthonous sedimentation type, diagenetic replacement type and vein infilling type.

The siliceous rocks occur in the dolostones of Liangjiashan Fm. and are wholly of replacement origin. There is close relationship between silification and dolomitization, the two going on alternatively.

The clastic rocks include conglomerates, sandstones, siltstones and shales. Conglomerates and sandstones are littoral sediments while siltstones and shales are offshore sediments or tidal flat sediments. Some of the conglomerates and sandstones are turbidites.

The phosphate rocks, distributed at the bottom of Suyukou Fm. , are sediments of early transgression of Cambrian.

The tuffs are seen chiefly in Pingliang Fm.

Ⅳ. METHODOLOGY OF LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY

In this book, "Single Factor Analysis and Comprehensive Mapping Method" is used. The methods of sedimentary facies analysis, well-logging facies analysis and seismic facies analysis are used as well.

Based on the petrological and lithological study of each section, various sedimentary facies indicators such as lithological, paleontological and geochemical indicators are collected. According to these indicators mentioned above, analysis and correlation of sedimentary facies of every formation and member of each section in the western, southern and eastern parts of Ordos are made to under-

stand the features and transformation patterns of sedimentary facies of every formation and member both vertically and laterally.

According to the different shape features of well-logging curves such as range, form, contact, vertical assemblage feature, etc., through comprehensive analysis and correlation, we can not only recognize different rock types but also can determine certain sedimentary facies such as mud flats, mud dolomite flats, sand-bearing mud dolomite flats, dolomite flats, gypsum dolomite flats, dolomite lime flats, gypsum salt lakes, banks, open seas and deep water slopes, etc.

According to the reflected wave group feature of seismic sections, such as reflection structure, amplitude of vibration, continuity, frequency and bed velocity, through seismic facies analysis, some depositional environments such as lands and their marginal sediments, banks, gypsum salt lakes, slopes, dolostone bodies and karst zones and so on, can be distinguished.

"Single factor", is meant lithological, paleontological and other characteristics, e. g., thickness, terrigenous material, grain, penecontemporaneous dolostone, gypsum, halite, other definite rocks or minerals, definite fossils, color and so on, which can independently reflect certain aspects of sedimentary environments of a certain stratigraphical interval of some areas.

"Single Factor Analysis and Comprehensive Mapping Method" includes three steps. Firstly, petrological and lithological study of each section (especially basic section) should be made carefully to obtain various complete and reliable first-hand qualitative and quantitative data, particularly different quantitative data, and to understand the characteristics of sedimentary environments of each stratigraphical interval of each section. Secondly, those factors that can independently reflect certain characteristics of sedimentary environments, i. e. single factors, should be selected from the quantitative data. Then the percentage content of each single factor of every mapping unit of each section throughout the study area is calculated, and thus various fundamental single factor maps are drawn. These fundamental single factor maps are mainly isoline maps and could quantitatively reflect certain characteristics of sedimentary environment of the stratigraphical interval of the region in various aspects. This is the "Single Factor Analysis". Thirdly, various fundamental single factor maps are synthesized together with other quantitative and qualitative data of petrology and sedimentary facies analysis and other regional geology data, including well-logging facies analysis and seismic facies analysis data. Then, through comprehensive analysis and judgement, with the dross discarded and the essential selected, the lithofacies paleogeographical maps of the mapping units of the region can be compiled. This is the "Comprehensive Mapping".

The core of this methodology is quantification. That is, on the basis of quantitative data and quantitative fundamental single factor maps, through comprehensive analysis and judgement, the final quantitative lithofacies paleogeographical maps can be drawn. In these lithofacies paleogeographical maps, the determination of each paleogeographical unit is based on accurate quantitative data. These lithofacies paleogeographical maps are no longer "sketchy". This makes lithofacies paleogeographical maps develop into a quantification stage.

The single factors adopted in this book include thickness, terrigenous material, grain, ooid, penecontemporaneous dolostone, color, gypsum and halite, etc.

V. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF CAMBRIAN

1. Lithofacies paleogeography of Suyukou Age of Early Cambrian

On the basis of 5 surface sections and 2 subsurface sections, a correlation diagram of sedimentary facies sections of Suyukou Fm. of Lower Cambrian in the western Ordos has been made. From this diagram, the following can be seen: In the west, from north to south, the lithology changes from coarse to fine, the terrigenous material from more to less and the thickness from thin to thick. In Helan Shan, the rocks of this formation are sandy dolostones, dolomitic quartzose sandstones and sand-bearing shales. In Longxian, where there was a tidal flat environment in early transgression, the lithology changes into dolostones, phosphatic dolostones and bioclastic dolostones.

On the basis of 3 surface sections and 1 subsurface section, a correlation diagram of sedimentary facies sections of Suyukou Fm. in the southern Ordos has been made. From this diagram, the following can be seen: In the southern part, the lithology of this formation is chiefly dolostones. At Qishan, it is pebbly dolostones and dolomitic sandstones. At Yongji, it is muddy dolostones, shales and lime dolostones, the environment is a supratidal dolomite flat.

On the basis of the thickness data of 17 surface sections and 5 subsurface sections, an isopach map of Suyukou Fm. of Lower Cambrian of Ordos has been drawn. From this map, the following can be seen: This formation is distributed just at the west and south margins with a thickness of tens of metres, thins gradually from west to east and from south to north, and pinches out to zero in the zone of Taosigou, Qinglongshan, Qingyang and Hancheng.

On the basis of terrigenous material content (%) data from 8 surface sections, an isoline map of terrigenous material content (%) of Suyukou Fm. of Lower Cambrian of Ordos has been drawn. From this map, the following can be seen: Terrigenous material, including terrigenous sand and mud, is well developed in this formation and increases gradually from outer to inner part, the highest content of which up to 60% (in Zihuagou). In the western part, the terrigenous sand is more developed, whereas in the southern part, the terrigenous mud is more developed.

On the basis of penecontemporaneous dolostone content (%) data from 5 surface sections, an isoline map of penecontemporaneous dolostone content (%) of Suyukou Fm. of Lower Cambrian of Ordos has been drawn. From this map, the following can be seen: The penecontemporaneous dolostone is rather developed in this formation and is chiefly distributed in the southern part and Helanshan of the western part, the content of which increases gradually from west to east and from south to north, the highest up to 72% (in Qishan).

On the basis of sedimentary facies analysis and "Single Factor Analysis" stated above, together with other data, a lithofacies paleogeographical map of Suyukou Age of Early Cambrian of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In the end of Precambrian, Ordos uplifted into land as a part of North China Platform and formed a peneplain old land as a result of long period of weathering and erosion. It started to subside in the Middle of Early Cambrian (Suyukou Age) and Cambrian transgression initiated in this re-

gion. At the beginning of transgression, sea water advanced to the west and south margins of Ordos from the west and south directions and formed a L-shaped sea, where the phosphatic clastic rocks deposited and gradually passed into carbonate rocks. Therefore, two first-order paleogeographical units, land and sea, are determined firstly and suborder paleogeographical units such as mud sand flat, sand mud flat, sand-bearing mud dolomite flat, mud dolomite flat and open sea were further determined in the sea area.

Land That is the Ordos Land. It is determined by the following evidences: from west to east and from south to north, gradually overlapping of strata, gradually thinning of thickness, gradually increasing of the contents of terrigenous materials, penecontemporaneous dolostones and colors.

Mud sand flat That is West Marginal Circum-Land Mud Sand Flat. The terrigenous material reached over 50% and was dominated by terrigenous sand. These were littoral sediments in the west of Ordos Land. Then it is determined as West Marginal Circum-Land Mud Sand Flat.

Sand mud flat That is South Marginal Circum-Land Sand Mud Flat. The terrigenous material which was dominated by terrigenous mud is developed in the south of Ordos Land. Then it is determined as South Marginal Circum-Land Sand Mud Flat.

Sand-bearing mud dolomite flat That is West Marginal Sand-bearing Mud Dolomite Flat. In the west of the West Marginal Circum-Land Mud Sand Flat, the penecontemporaneous dolostones reached over 50% and contained terrigenous sand and mud, gypsum molds were seen. Then it is determined as West Marginal Sand-bearing Mud Dolomite Flat.

Mud dolomite flat That is South Marginal Mud Dolomite Flat. In the south of the South Marginal Circum-Land Sand Mud Flat, the penecontemporaneous dolostones reached 50%, the terrigenous mud reached 30—50%. Then it is determined as South Marginal Mud Dolomite Flat.

Open sea There were West Marginal Open Sea and South Marginal Open Sea. Both westward and southward, the thickness gradually increases, the terrigenous material gradually decreases, the reducing color gradually increases. So the west margin and south margin were open seas which respectively connected with Qilian Trough and Qinling Trough.

Therefore, the paleogeographical pattern of "Outside the land were flats (mud sand flats, sand mud flat, mud dolomite flat), outside the flats were seas (open seas), outside the seas were troughes (deep water troughes)" had been formed in Suyukou Age in Ordos. The fact that "outside the land were flats" shows the Ordos Land was being a peneplain old land which could only supply the fine-grained terrigenous mud and sand to adjacent sea areas.

2. Lithofacies paleogeography of Mantou Age of Early Cambrian

With the same method stated before, the correlation diagram of sedimentary facies, the correlation diagram of well-logging facies, the isopach map, the isoline map of terrigenous material content (%), the isoline map of penecontemporaneous dolostone content (%) of Mantou Fm. of Lower Cambrian of Ordos were drawn out.

On the basis of above analysis and together with other regional geological data, a lithofacies paleogeographical map of Mantou Age of Early Cambrian of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen: In Mantou Age, the principal part of Ordos was still land. That is to say,

the Ordos Land was still existing but its area was somewhat reduced. This shows that the Early Cambrian transgression enlarged further. The seas in the west and the south were distributed around the Ordos Land as L-shaped but their areas somewhat expanded. In the west of Ordos Land was the West Marginal Circum-Land Sand-bearing Mud Dolomite Flat and in the south of Ordos Land was the South Marginal Circum-Land Mud Dolomite Flat. Outside the Sand-bearing Mud Dolomite Flat and Mud Dolomite Flat was a Mud Lime Dolomite Mixed Flat. Outside the flats, there were Helanshan Penebank, Longxian Penebank and Yaocan 1 Penebank. These were penebanks firstly occurred in Cambrian seas of Ordos and it showed that the hydrodynamic condition in Cambrian seas of Ordos had been strengthened. It was an important evolution. These penebanks passed gradually into open seas westwards and southwards. The West Open Sea and South Open Sea were connected with Qilian Trough and Qinling Trough. Consequently, a fourfold-structure lithofacies paleogeographical pattern of "outside the land were flats, outside the flats existed banks (penebanks), outside the banks were seas (open seas), outside the seas were troughes (deep water troughes)" was formed.

3. Lithofacies paleogeography of Maozhuang Age of Early Cambrian

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Maozhuang Age of Early Cambrian of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Maozhuang Age, the transgression enlarged further. The Ordos Land that was united as a whole reduced further and was divided into two. That is to say, it was divided into Alashan Land and Ordos Land; in other words, we would say the Alashan Land was separated from Ordos Land and the Ordos Sea had connection with Inner Mongolian Trough. Consequently, the Ordos Land in Maozhuang Age had been surrounded by sea water on four sides. This is an important paleogeographical evolution.

In the northwest and northeast sides of Ordos Land were respectively Northwest Circum-Land Sand Mud Flat and Northeast Mud Sand Flat and in the southwest side was Southwest Circum-Land Mud Flat. Outside the Southwest Mud Flat, there was a Qingshen 2 Dolomite Mud Flat. In addition, outside the flats, there were Zhuozishan Penebank and Yaocan 1 Penebank. At the west and south margins of the Ordos were open seas and connected with deep water troughes. Therefore, the lithofacies paleogeography of Maozhuang Age still displayed a fourfold-structure pattern of "outside the land were flats, outside the flats existed banks, outside the banks were seas, outside the seas were troughes", and was more typical.

4. Lithofacies paleogeography of Xuzhuang Age of Middle Cambrian

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Xuzhuang Age of Middle Cambrian of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Xuzhuang Age, the transgression further enlarged. The Alashan Land still existed but the Ordos Land was divided into two again, i.e., it was divided into Yimeng Land and Lüliang Land. The areas of lands reduced further. Wide Circum-Land Sand-bearing Mud Flats developed around these two lands. Outside the Sand-bearing Mud Flats were West Mud Flat, South Mud Flat and East Mud Flat. Outside the South Mud Flat existed Huanxian Mud Dolomite Flat, whereas outside the West Mud Flat existed Helanshan Mud Lime Flat. At the same time, higher energy carbonate banks had

developed generously, up to 5 penebanks and 3 embryonic banks, i. e., Ren 3 Penebank, Qinglongshan Penebank, Zhuozishan Penebank, Yaocan 1 Penebank, Hongdong Penebank; Hejin Embryonic Bank, Qingshen 1 Embryonic Bank and Longxian Embryonic Bank. These were mostly ooid penebanks and ooid embryonic banks, distributed outside the flats. It was the forerunner of the ooid banks in Zhangxia Age. Outside the banks were open seas and outside the open seas were deep water troughes. The fourfold-structure lithofacies paleogeographical pattern had not changed yet.

Generally speaking, besides the Alashan Land at the northwestern part, the Ordos Land at the northern part was divided into two again and its area reduced greatly, the clastic sediment flats coexisted with carbonate sediment banks. This was an important characteristics. The Xuzhuang Age was the transitional period from a time domina ted by muddy water sedimentation to a time dominated by clear water sedimentation. In Zhangxia Age, the clear water sedimentation would dominate.

5. Lithofacies paleogeography of Zhangxia Age of Middle Cambrian

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Zhangxia Age of Middle Cambrian of Ordos has been compiled. In this map, the following can be seen:

In Zhangxia Age, the Cambrian transgression reached its climax. The areas of Yimeng Land and Lüliang Land were very small. The following phenomena, such as clear water, higher water energy, generously developed banks, penebanks and embryonic banks, which were mostly ooid banks, are the distinct characteristics of Zhangxia Age. These banks were all distributed in the platform margin. This showed that there was stronger wave action in the platform margin. Since restricted by Lüliang Land, Yimeng Land and banks, the back-bank environments in the interior of platform became restricted seas. Outside the banks were open seas and outside the open seas were deep water troughes. Therefore, there was difference between the lithofacies paleogeographical pattern of Zhangxia Age and those of past Ages. It was no longer the pattern of "outside the land were flats, outside the flats were banks, outside the banks were seas, outside the seas were troughes", but the pattern of "outside the land were restricted seas, outside the restricted seas were banks, outside the banks were open seas, outside the open seas were deep water troughes". The principal characteristics of this pattern is there was no flat environment. This fourfold-structure pattern without flats was caused by the largest transgression in the Cambrian.

6. Lithofacies paleogeography of Late Cambrian

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Late Cambrian of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Late Cambrian, the sea water started to retreat and the land area enlarged somewhat. This was shown mostly by the following: Qingyang Land newly occurred in the central part, the formerly existed Alashan Land and Yimeng Land still existed but Lüliang Land had sunk down. In short, however, land area enlarged anyway. Circum-Qingyang Land Dolomite Flat developed around Qingyang Land and in the east and south sides of the Dolomite Flat was Zhongyang-Binxian Dolomite Lime Flat. In addition, penebanks and embryonic banks were also very developed, no longer ooid banks but bambo-leaves banks. Most of the bambo-leaves banks distributed around the flats while one or

two separately located in the open seas. Outside the open seas were still Qilian Trough and Qinling Trough. So, with the come of regression in Late Cambrian, the lithofacies paleogeography got back to the normal fourfold pattern of "outside the land were flats, outside the flats were banks, outside the banks were seas, outside the seas were troughes".

Ⅵ. LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY OF ORDOVICIAN

1. Lithofacies paleogeography of Yieli Age of Early Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Yieli Age of Early Ordovician of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Yieli Age, the regression was continuing. An united Ordos Land reappeared. In the east, south and west margins of the Ordos Land, there was an U-shaped shallower water sea, where there developed Pianguan-Qishan Dolomite Flat, Qingshuihe-Jingyang Dolomite Lime Flat and Helanshan Dolomite Lime Flat. Therefore, the lithofacies paleogeography of Yieli Age was still a pattern of "outside the land were flats, outside the flats were banks". Going further outside, it should be open seas and troughes.

2. Lithofacies paleogeography of Liangjiashan Age of Early Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Liangjiashan Age of Early Ordovician of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

The paleogeographical outline of Liangjiashan Age was similar to that of Yieli Age. An united Ordos Land still existed. the U-shaped sea in east, south and west margins still existed. Most of the flats were dolomite flats and dolomite lime flats. Outside the flats, developed Jingyang Bambo-leaves Embryonic Bank and Helanshan Bambo-leaves Embryonic Bank. Quite similar to that of Yieli Age, the lithofacies paleogeographical pattern was also"outside the land were flats and outside the flats existed banks". Owing to the Huaiyuan Movement at the end of Liangjiashan Age, the sea water retreated out of Ordos. Thereby, a complete cycle of transgression and regression from Suyukou Age of Early Cambrian to Liangjiashan Age of Early Ordovician had been completed. That is to say, in Ordos, the Cambrian and Ordovician sediments were continuous whereas there was discontinuity between Lower Ordovician and Middle Ordovician. They contacted with parallel unconformity. This is very distinctive. So is the case throughout whole North China Platform.

In short, in the Ordos Sea from Suyukou Age of Early Cambrian to Xuzhuang Age of Middle Cambrian, there were basically mixed sediments, i. e. , co-existent sediments of terrigenous clastics and carbonate, and dominated by terrigenous clastic sediments. Various types of flats, such as mud sand flats, sand mud flats, sand-bearing mud flats, sand-bearing mud dolomite flats, mud dolomite flats, dolomite flats, dolomite lime flats, were widely developed. One would say that the flats occupied a dominant position. The nature of the seas in Zhangxia Age of Middle Cambrian changed essentially. It is no longer dominated by terrigenous clastic sediments and no longer dominated by mixed sediments but dominated by carbonate sediments. The most prominent characteristics is that high-energy ooid banks were widely developed and flats retreated to very minor position. Zhangxia

Age was the climax of Cambrian transgression. In Late Cambrian, the regression started to begin, and the bambo-leaves banks took the place of ooid banks. The regression continued in Early Ordovician until the end of Liangjiashan Age. Then the whole history of transgression and regression from Early Cambrian to Middle Ordovician was completed.

3. Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 1 of Middle Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Majia-gou Age 1 of Middle Ordovician of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Majiagou Age 1, a new transgression initiated, and the united Ordos Land disintegrated into Alashan Land and Ordos Land; in another word, the Alashan Land was separated from Ordos Land. Land area was reduced greatly, compared with that of Early Ordovician. Sea water was distributed mainly around the new Ordos Land and various dolomite flats environments were wide spread. This is similar to that of Early Ordovician. There were gypsum lakes and gypsum salt lakes in the dolomite flats of Majiagou Age 1. This is the characteristics of lithofacies paleogeography of Majiagou Age 1. Going outside further, it should be open seas, in which the embryonic banks existed. Going outside further, it should be deep water Qilian Trough and Qinling Trough. Thus, the lithofacies paleogeography of Majiagou Age 1 not only had the normal fourfold-structure pattern (outside the land existed flats, outside the flats existed banks, outside the banks were seas, outside the seas were troughes) like in Late Cambrian and Early Ordovician, but also had the characteristics of "inside the flats existed lakes and inside the lakes existed gypsum salt". This is of important significance of both geological theory and production.

4. Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 2 of Middle Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Majiagou 2 Age of Middle Ordovician of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Majiagou Age 2, the transgression further enlarged. The Ordos Land in Majiagou Age 1 was divided into two again, i. e., it was divided into Yimeng Land and Qingyang Land. Except these lands, almost the whole Ordos was open sea, in which a few embryonic banks and penebanks scattered. This was the second no-flat period in Early Paleozoic in Ordos. The first no-flat period was Zhangxia Age of Middle Cambrian. The characteristics of no-flat in this Age was caused by the climax of transgression, too. But in Majiagou Age 2, the banks were very undeveloped. this is quite different from that of Zhangxia Age. These were two climax periods of transgression with different natures.

5. Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 3 of Middle Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Majiagou Age 3 of Middle Ordovician of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Majiagou Age 3, a new regression initiated. This was chiefly shown by that the open seas had retreated to the western and southern parts, the majority of the whole region had changed into dolomite flat environments and where gypsum lakes and gypsum salt lakes existed. This characteristics, "outside the land were flats, inside the flats existed lakes, inside the lakes existed gypsum salt", is rather similar to that of Majiagou Age 1.

6. Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 4 of Middle Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Majiagou Age 4 of Middle Ordovician of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Majiagou Age 4, a new transgression initiated again. This was mostly shown by that the areas of dolomite flats were reduced very much, areas of open seas increased a lot. Almost the whole Ordos was open sea except there were two small lands in the northern part and one small dolomite flat in the central part. Several embryonic banks were scattered in this extensive open sea. This paleogeographical pattern of widely distributed open sea is rather similar to that of Majiagou Age 2. But there were three lands in Majiagou Age 2 while only two lands in this Age. The Qingyang Land in central part had changed into Qingyang dolomite flat. This shows the transgression of Majiagou Age 4 was more extensive than that of Majiagou Age 2.

7. Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 5 of Middle Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Majiagou Age 5 of Middle Ordovician of Ordos region has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Majiagou Age 5, another new regression initiated once again. The pattern of lithofacies paleogeography is quite similar to that of Majiagou Age 3.

8. Lithofacies paleogeography of Majiagou Age 6 of Middle Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Majiagou Age 6 of Middle Ordovician of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Majiagou Age 6, another new transgression initiated once again. It was another period when open sea was widely distributed. This transgression was more extensive than that of Majiagou Age 4 so that the Qingyang dolomit flat in Majiagou Age 4 had changed into open sea. Consequently, the whole Ordos was open sea, in which several penebanks and embryonic banks were scattered, except for two small lands in the northern part. The transgression of Majiagou Ages of Middle Ordovician then reached its climax. At the end of Majiagou Age 6, the sea water nearly vanished completely from Ordos and the whole North China Platform.

Generally speaking, there were totally three transgressions (one in Maji-agou Age 1 and 2, one in Majiagou Age 4, one in Majiagou Age 6) and three regressions (one in Majiagou Age 3, one in Majiagou Age 5, one at the end of Majiagou Age 6) from Majiagou Age 1 to Majiagou Age 6. The transgressions were getting larger and larger successively and so were the regressions. These three great changes constructed a complete set of transgressing and regressing cycles and an evolutionary history of lithofacies paleogeography.

9. Lithofacies paleogeography of Early Pingliang Age of Middle Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographical map of Early Pingliang Age of Middle Ordovician of Ordos has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Early Pingliang Age, a new transgression initiated once again. The paleogeographical outline of Ordos and whole North China Platform changed greatly because of the serious result caused by the largest regression at the end of Majiagou Age 6. At this time, the Ordos was almost entirely land and an united Ordos Land appeared again. There was only a L-shaped narrow sea at the west and

south margins, where there were shallow water carbonate ramps, high-energy banks and deep water slopes. Going outside further, there were deep water troughes. This L-shaped sea was right on a structural rift zone that was acting intensively, where syndepositional rifts developed. The different paleogeographical units in this sea area were being controlled by the syndepositional rifts that subsided terrace-like. The gravity flow sediments on slopes was related with the rifting activities.

10. Lithofacies paleogeography of Late Pingliang Age of Middle Ordovician

The paleogeographical outline of Late Pingliang Age was basically similar to that of Early Pingliang Age except that there was no shallow water ramp at west margin. As a result, the Ordos Land had direct contact with deep water slope. At the south margin and in near-land area, there was a shallow water carbonate platform (including ramps and banks). Going southward further, there was a deep water slope. Some gravity-flow sediments also occurred on the slope zone, but not as developed as in Early Pingliang Age. At the end of this Age, the sea water completely vanished from Ordos.

11. Lithofacies paleogeography of Beiguoshan Age of Late Ordovician

With the same method stated before, a lithofacies paleogeographiacl map of Beiguoshan Age of Late Ordovician of Ordos region has been compiled. From this map, the following can be seen:

In Beiguoshan Age, a new transgression initiated once again, but the sea water was probably confined in the southwest margin of Ordos. Within this limited sea, in the nearshore area, there was shallow water carbonate platform (including ramps and banks). Outside the carbonate platform there were deep water slopes. This was basically similar to that of Pingliang Age.

At the end of Beiguoshan Age, the sea water completely vanished from Ordos and the whole Ordos region uplifted into land. Consequently, the history of the marine sedimentation in Early Paleozoic of Ordos finished.

Ⅶ. ON THE GENERATING, RESERVING AND CAPPING CONDITION OF OIL AND GAS AND THEIR POTENTIAL FROM THE LITHOFACIES PALEOGEOGRAPHY VIEWPOINT

The Zhangxia Age of Middle Cambrian, Late Cambrian, Majiagou Age 2, 4 and 6 of Middle Ordovician, Pingliang Age of Middle Ordovician and Beiguoshan Age of Late Ordovician are important periods of oil and gas generation in Early Paleozoic of Ordos.

At the west and south margins of Ordos, the sea water had been rather deep, they are the important oil and gas generating areas. In the eastern part of Ordos, the Mizhi Depression and Yimeng Slope, where the water kept restricted for a long time, are also important oil and gas generating areas.

The reservoir spaces include two major types: those controlled by the textural components and those not controlled by the textural components. The former includes intercrystal pores, intergrain pores, intragrain pores, geode pores, gypsum-mold pores, inter-breccia pores and so on. The latter in-

cludes solution pores, bird' s eye pores, shrinkage fractures, stylolites, structural fractures, structural solution fractures and so on. Among them, the pores related to solution are important pore types in Ordos.

The hydrocarbon reservoir property of penecontemporaneous dolostones of flat environments of Majiagou Fm. 1, 3 and 5, particularly Majiagou Fm. 5. is the best, and that of postcontemporaneous fine sand-sized crystalline dolostones of Majiagou Fm. 4 and 2 is the second-best. Additionally, dolomite-mottled limestones and grain limestones are also fine reservoir rocks of oil and gas.

From the viewpoint of geologic history, Zhangxia Age, Late Cambrian, Majiagou Age and Pingliang Age, especially Majiagou Age, are important periods of oil and gas reservoirs.

The mud-sized crystalline limestones, mud-sized crystalline dolostones of Lower Paleozoic and aluminous shales of Upper Carboniferous are regional caps of oil and gas. The gypsum beds and salt beds of Majiagou Fm. 1, 3 and 5, especially Majiagou Fm. 5, are oil and gas caps in the central and eastern part of Ordos, and they are very fine caps of oil and gas. The mudstones, shales and siltstones of Pingliang Fm. are fine caps of oil and gas in western and southern parts. In a word, the oil and gas caps of Lower Paleozoic of Ordos are fairly good.

There are 5 combinations of generating, reserving and capping of oil and gas in western part of Ordos.

1. Generating in Lower Paleozoic, reserving in the resolutional zone of weathering crust at the topmost of Lower Paleozoic, capped by Upper Carboniferous.

2. Generating and reserving in Pingliang Fm., capped by Upper Carboniferous.

3. Generating and reserving in Kelimoli Fm., capped by Pingliang Fm. and Upper Carboniferous.

4. Generating in Cambrian, reserving in Lower Ordovician, capped by Middle-Upper Ordovician and Upper Carboniferous.

5. Generating and reserving in Cambrian, capped by Ordovician.

There are 5 combinations of generating, reserving and capping of oil and gas in eastern part of Ordos, too.

1. Generating in Lower Paleozoic, reserving in the resolutional zone of weathering crust at the topmost of Lower Paleozoic, capped by Upper Carboniferous.

2. Generating in Majiagou Fm. 4, reserving in Majiagou Fm. 4 and 5, capped by Upper Carboniferous.

3. Generating in Majiagou Fm. 2, reserving in Majiagou Fm. 2 and 3, capped by Majiagou Fm. 3 and 4.

4. Generating in Middle-Upper Cambrian, reserving in Yieli Fm. and Liangjiashan Fm., capped by Majiagou Group.

5. Generating and reserving in Cambrian, capped by Ordovician.

Generally speaking, the generating, reserving and capping condition of oil and gas of Lower Paleozoic in Ordos is fine. The potential is great and ranks first in North China Platform. Among them, the potential of oil and gas in the dolomite flat environments of Majiagou Fm. 5, Majiagou Fm. 3

and Majiagou Fm. 1 of Middle Ordovician, especially Majiagou Fm. 5, is the largest. That is "inside the flats, existed oil and gas".

It is not easy to obtain this understanding. We hope this humble opinion will be helpful to the exploration of oil and gas in Lower Paleozoic of Ordos.

图 版 说 明

图版 Ⅰ

1. 砾屑石灰岩，又称竹叶石灰岩。砾屑为长椭圆形，磨圆好，分选差，砾屑间有砂屑，基质为灰泥，砾屑周围有亮晶方解石亮边。陇县大沟渠，徐庄组，单偏光，×40。
2. 砾屑石灰岩。砾屑为长椭圆形，磨圆较好，分选较差，砾屑间有砂屑，基质有灰泥和亮晶方解石。陇县大沟渠，张夏组，单偏光，×40。
3. 砾屑石灰岩。砾屑间有砂屑和亮晶方解石。贺兰山，长山组，单偏光，×15。
4. 砂屑石灰岩。砂屑形状有椭圆形、圆形和方形，磨圆较好，分选也较好，含砾屑。柳林，马四组，单偏光，×34。
5. 砂屑石灰岩。砂屑形状不甚规则，分选较差，含棘皮碎屑，亮晶方解石胶结。柳林，马四组，单偏光，×34。
6. 砂屑石灰岩。砂屑形状为圆形和椭圆形，磨圆和分选均好，砂屑周围有亮边，亮晶方解石胶结。千阳，马家沟群，单偏光，×30。
7. 砂屑石灰岩。砂屑形状以椭圆形为主，磨圆较好，分选一般，含棘皮碎屑，基质有灰泥和亮晶方解石。千阳，马家沟群，单偏光，×30。
8. 砂屑石灰岩。砂屑形状有圆形、椭圆形和方形，分选和磨圆均较好，亮晶方解石胶结。陇县白家滩，马家沟群，单偏光，×20。

图版 Ⅱ

1. 变形砂屑石灰岩。砂屑形状有圆形和椭圆形，定向排列，说明砂屑受到压实作用，轻微重结晶，亮晶方解石胶结。耀参1井，马家沟群，单偏光，×34。
2. 变形砂屑石灰岩。砂屑形状为"蝌蚪"状，定向排列，说明砂屑受到较强的压实作用，轻微重结晶。泾阳东林沟，马家沟群，单偏光，×64。
3. 变形砂屑石灰岩。砂屑形状为细长条形，且定向排列，说明受到较强的压实作用。岐山，毛庄组，单偏光，×32。
4. 含砾屑砂屑石灰岩。砂屑和砾屑形状不甚规则，成分含有藻丝体。因此称作藻砂屑，亮晶方解石胶结。陇县水眼沟，张夏组，单偏光，×34。
5. 砂屑石灰岩。砂屑形状不甚规则，有的相互粘结，成分含有藻丝体，因此称作藻砂屑，亮晶方解石胶结。耀参1井，2862m，毛庄组，单偏光，×40。
6. 砂屑石灰岩。砂屑形状有圆形和椭圆形，有的富含藻丝体，亮晶方解石胶结。泾阳东庄旧坝，R17，马家沟群，单偏光，×63。
7. 砂屑石灰岩。砂屑形状有圆形和椭圆形，有的有亮边，含棘皮碎屑，亮晶方解石胶结。柳林，马二组，单偏光，×34。
8. 砂屑石灰岩。砂屑形状有圆形和椭圆形，分选和磨圆好，大都含有亮边，亮晶方解石胶结。陇县，马家沟群，单偏光，×20。

图版 Ⅲ

1. 鲕粒石灰岩。鲕粒为正常鲕，呈同心放射状。生屑为核心，有的为放射鲕，亮晶方解石胶结。陇县，徐庄组，

单偏光，×20。

2. 鲕粒石灰岩。鲕粒为同心放射鲕，即正常鲕，中央重结晶，基质以灰泥为主，含少量亮晶方解石。青龙山，徐庄组，单偏光，×。

3. 鲕粒石灰岩。鲕粒有棒状鲕和放射鲕，亮晶方解石胶结。陇县牛心山，徐庄组，单偏光，×30。

4. 鲕粒石灰岩。鲕粒有表皮鲕和放射鲕，周围重结晶，亮晶方解石胶结。陇县牛心山，张夏组，单偏光，×52。

5. 鲕粒石灰岩。鲕粒有复鲕和放射鲕，基质有灰泥和亮晶方解石。河津，馒头组，单偏光，×41。

6. 鲕粒石灰岩。鲕粒有复鲕和放射鲕，亮晶方解石胶结。耀参1井，徐庄组，单偏光，×64。

7. 鲕粒石灰岩。鲕粒有放射鲕，核心为石英砂，基质有亮晶、石英砂和灰泥。青龙山，张夏组，单偏光，×20。

8. 鲕粒石灰岩。鲕粒为放射鲕，重结晶，正交光下呈十字消光，亮晶胶结。陇县牛心山，徐庄组，正交光，×10。

图版 Ⅳ

1. 鲕粒石灰岩。鲕粒有同心鲕和放射鲕，大都呈破碎状，说明经过水动力搬运，亮晶胶结。耀参1井，徐庄组，单偏光，×64。

2. 鲕粒石灰岩。鲕粒有同心放射鲕，核心为生屑，有的鲕表皮被剥开，说明受压实作用，基质为灰泥。耀参1井，徐庄组，单偏光，×40。

3. 鲕粒石灰岩。鲕粒有同心放射鲕，有的鲕粒被切割剥离，基质有灰泥和亮晶。耀参1井，徐庄组，单偏光，×64。

4. 鲕粒石灰岩。鲕粒被压实成蝌蚪状，轻微重结晶，亮晶方解石胶结。泾阳东林沟，马家沟群，单偏光，×45。

5. 鲕粒石灰岩。鲕粒有单晶鲕和多晶鲕，由重结晶作用形成的。陇县大沟渠，张夏组，单偏光，×46。

6. 灰质鲕粒白云岩。鲕粒被白云化，由单个和多个白云石晶体组成，亮晶方解石胶结。李1井，徐庄组，单偏光，×64。

7. 鲕粒石灰岩。鲕粒被溶蚀成负鲕，其内有残余，基质为泥粉晶方解石。贺兰山，徐庄组，单偏光，×64。

8. 藻灰结核石灰岩。藻灰结核形状不规则，内部同心纹也不规则，基质有灰泥和亮晶方解石。泾阳，马家沟群，单偏光，×20。

图版 Ⅴ

1. 海百合茎，多角形，内有五角形体腔，被灰泥充填，产于含生物泥晶石灰岩中。泾阳铁瓦殿，马家沟群，单偏光，×40。

2. 海百合茎，呈椭圆形，内有四角形体腔，被灰泥充填，产于含生物泥晶石灰岩中。泾阳徐东，马家沟群，单偏光，×20。

3. 海百合茎，呈半圆形，内部部分被硅质交代，产于生物石灰岩中。环14井，平凉组，正交光，×63。

4. 海百合茎，呈椭圆形，外有棘刺，产于生物泥晶石灰岩中。环14井，马六组，单偏光，×63。

5. 生物碎屑石灰岩。生物碎屑全由海百合茎组成，分选磨圆均较好，亮晶胶结。河津，马家沟群，单偏光，×20。

6. 海林檎，呈放射状，产于颗粒石灰岩中。河津，徐庄组，单偏光，×40。

7. 三叶虫，呈弓形，多枝节，产于含生物石灰岩中。环14井，马家沟群，单偏光，×45。

8. 三叶虫，呈弓形，局部被白云石交代，产于含生物石灰岩中。环14井，马六组，单偏光，×32。

图版 Ⅵ

1. 介形虫。双壳近于对称，内部被亮晶方解石充填，其底部有一砂屑，可作为示底构造，产于含生物石灰岩中。环14井，平凉组，单偏光，×62。

2. 介形虫。双壳近于对称，内部全被亮晶方解石充填，产于含生物泥晶石灰岩中。环14井，马家沟群，单偏光，×45。

3. 介形虫。双壳近于对称，内部被鲕粒和灰泥充填，产于鲕粒石灰岩中。环 14 井，马家沟群，单偏光，×45。
4. 介形虫。双壳不对称，内部被石英充填，产于含生物石灰岩中。环 14 井，马六组，单偏光，×50。
5. 瓣鳃类。呈勾形，重结晶，由粉晶方解石组成，产于含生物石灰岩中。泾阳铁瓦殿，马家沟群，单偏光，×20。
6. 腹足类。呈螺旋形，壳较完整，产于含生物石灰岩中。环 14 井，马家沟群，单偏光，×20。
7. 腹足类。呈螺旋形，内部有的被粉晶方解石充填，有的被泥晶方解石充填，产于含生物石灰岩中。千阳，马家沟群，单偏光，×20。
8. 腕足类。呈"桃形"，为腕足的纵切面，内部被粉晶方解石充填，产于砂屑石灰岩中。跃县桃曲坡，马家沟群，单偏光，×45。

图版 Ⅶ

1. 腕足类，双壳，片状结构明显，部分已硅化，产于含生物石灰岩中。环 14 井，马六组，单偏光，×63。
2. 腕足类，单壳，呈"扫帚状"，内部片状结构，部分被硅质交代，产于含生物石灰岩中。环 14 井，马六组，单偏光，×63。
3. 苔藓虫，为破碎状，内部体腔被灰泥充填，产于含生物石灰岩中。陇县，马家沟群，单偏光，×45。
4. 苔藓虫，个体较完整，体腔多，产于含生物石灰岩中。环 14 井，马六组，单偏光，×63。
5. 珊瑚，为碎屑状，内部隔壁明显，房室被亮晶方解石充填，产于含生物石灰岩中。千阳，平凉组，单偏光，×64。
6. 珊瑚，为碎屑状，隔壁明显，房室被亮晶方解石充填，产于含生物石灰岩中。陇县龙门洞，背锅山组，单偏光，×30。
7. 海绵骨针，中央者为单轴双射，由粉晶方解石组成，产于含生物石灰岩中。泾阳，平凉组，单偏光，×45。
8. 海绵骨针，为单轴单射，骨针杂乱堆积，产于生屑石灰岩中。跃县桃曲坡，马家沟群，单偏光，×45。

图版 Ⅷ

1. 红藻，即管孔藻，呈树枝状，产于含藻石灰岩中。泾阳东庄旧坝，马家沟群，单偏光，×52。
2. 红藻，即管孔藻，呈放射状，产于含藻石灰岩中。泾阳东庄旧坝，马家沟群，单偏光，×63。
3. 褐藻，锥状，内部被亮晶方解石充填，产于含藻石灰岩中。陇县，马家沟群，单偏光，×45。
4. 褐藻，呈锥状和圆形，内部充填亮晶方解石，产于生屑石灰岩中。泾阳铁瓦殿，马家沟群，单偏光，×40。
5. 绿藻，即粗枝藻，内部有的充填亮晶，有的充填灰泥，产于含生物石灰岩中。跃县桃曲坡，马家沟群，单偏光，×45。
6. 绿藻，即粗枝藻，细胞被亮晶充填，产于含生物石灰岩中。跃县桃曲坡，马家沟群，单偏光，×45。
7. 绿藻，半圆形，产于生屑石灰岩中。泾阳铁瓦殿，马家沟群，单偏光，×20。
8. 绿藻，圆形，"车轨状"，产于含生物石灰岩中。泾阳铁瓦殿，马家沟群，单偏光，×20。

图版 Ⅸ

1. 球松藻，碎屑状，产于含生物石灰岩中。环 14 井，马六组，单偏光，×62。
2. 球松藻，碎屑状，产于含生物石灰岩中。环 14 井，马六组，单偏光，×63。
3. 球松藻，半圆形，产于含生物石灰岩中。环 14 井，马家沟群，单偏光，×45。
4. 孔层藻，即蓝藻类，产于生屑石灰岩中。泾阳，马家沟群，单偏光，×20。
5. 孔层藻，即蓝藻类，产于生屑石灰岩中。环 14 井，马六组，单偏光，×63。
6. 孔层藻，即蓝藻类，产于生屑石灰岩中。陇县，马家沟群，单偏光，×20。
7. 葛万藻，即蓝藻类，产于生屑石灰岩中。陇县龙门洞，背锅山组，单偏光，×64。
8. 表附藻，即蓝藻类，产于含生屑石灰岩中。陇县，背锅山组，单偏光，×45。

图版 X

1. 泥晶白云岩。含石膏假晶，呈针状，平行排列。柳林，马五组，单偏光，×45。
2. 泥晶－细粉晶白云岩。含石膏假晶，不规则排列。庆深 1 井，马三组，单偏光，×45。
3. 泥晶－细粉晶白云岩。含石盐晶体，呈方形。榆 9 井，马五组，正交光，×64。
4. 泥晶白云岩。灰白色，中薄层，岩性较纯，含石膏假晶，横向可相变为泥岩。柳林，马四组，野外照片。
5. 泥晶白云岩。含细晶白云石，晶粒大，自形程度高。泾阳东林沟，马家沟群，单偏光，×20。
6. 泥质泥晶白云岩。粘土含量较高，呈土黄色，以薄层为主，岩层弯曲，有的呈角砾状，由膏溶垮塌形成。柳林，马五组，野外照片。
7. 粉晶白云岩。白云石大小均匀，自形较好，有污心。临汾，亮甲山组，单偏光，×40。
8. 细晶白云岩。白云石大小较均匀，自形程度较好，有环带结构，晶间孔隙发育。柳林，亮甲山组，单偏光，×40。

图版 XI

1. 竹叶白云岩。竹叶内白云石晶粒较粗，竹叶间白云石晶粒较细，其界线较明显。柳林，上寒武统，单偏光，×40。
2. 鲕粒白云岩。鲕粒内部结构已被破坏，全由白云石组成，鲕粒内白云石较细和较污浊，鲕粒间白云石较粗、较亮。庆探 1 井，毛庄组，单偏光，×10。
3. 云斑石灰岩。三叶虫碎屑被白云石侵蚀切割。柳林，马四组，单偏光，×34。
4. 云斑石灰岩。棘皮碎屑被白云石侵蚀切割。柳林，马四组，单偏光，×40。
5. 云斑石灰岩。斑内白云石由内向外逐渐变细，与围岩石灰岩逐渐过渡。柳林，马四组，单偏光，×40。
6. 云斑石灰岩。从黑色到白色，岩性由泥晶石灰岩、云斑石灰岩、灰质斑状白云岩到斑状白云岩，逐渐过渡。柳林，马四组，野外照片。
7. 含泥细晶白云岩。白云石自形程度较好，白云石间充填泥质。柳林，亮甲山组，单偏光，×40。
8. 细晶白云岩。白云石自形程度较好，晶间孔极为发育，且充填沥青质。耀参 1 井，马家沟群，单偏光，×45。

图版 XII

1. 纹层状含云石灰岩。缝合线发育，白云石沿缝合线分布。耀参 1 井，马家沟群，单偏光，×60。
2. 细晶白云岩。白云石沿溶洞分布，它与围岩明显不同，可能是由热液作用形成的，或在深埋环境形成的。耀参 1 井，马家沟群，单偏光，×63。
3. 泥晶石灰岩。中央为充填裂缝的方解石，在裂缝壁上生长出自形的白云石，这是在深埋环境下形成的。天 1 井，马六组，单偏光，×40。
4. 细晶白云岩。即深层白云岩。泾阳西林沟，马家沟群，单偏光，×20。
5. 细晶白云岩。白云石干净明亮，镶嵌接触，有的含有包裹体。礼泉，张夏组，正交光，×20。
6. 细晶白云岩。白云石大小不均，有污心，镶嵌接触。柳林，亮甲山组，单偏光，×43。
7. 粉晶－中晶白云岩。中晶白云石自形程度好，干净明亮，产于潮坪泥晶白云岩中，此中晶白云石为淡水成因。柳林，马一组，单偏光，×60。
8. 粉晶白云岩。白云石为长条状，去膏化形成的。庆深 1 井，马三组，单偏光，×20。

图版 XIII

1. 纹层状膏岩。纹层由黑色的准同白云石和白色石膏组成，有的纹层呈弯曲波状，这可能是塑性变形造成的。临汾，马五组，野外照片。

2. 瘤状膏岩。石膏呈白色瘤体，形状不规则，其间为黑色准同生白云岩。临汾，马三组，野外照片。
3. 鸡笼铁丝状膏岩。石膏瘤体较大，其间的准同生白云石较细，呈网状。临汾，马三组，野外照片。
4. 叠层石膏岩。下部叠层石为粒状或锥状，上部叠层石为波状或层状，纹层由富石膏层和富白云石层组成。临汾，马三组，野外照片。
5. 角砾状膏岩。中央为一椭圆形石膏角砾，有一定的磨圆，含泥晶白云石斑点，其间为石膏板状晶体。临汾，马一组，正交光，×40。
6. 膏质鲕粒白云岩。鲕粒主要由泥粉晶白云石组成，含有石膏，鲕间为石膏。临汾，马三组，单偏光。
7. 白色者为石盐，向中间逐渐过渡为膏岩和准同生白云岩。榆9井，马五组，岩心照片。
8. 由黑色到白色，岩性由泥晶石灰岩、准同生白云岩、膏岩和盐岩组成。榆9井，马五组，岩心照片。

图版 XIV

1. 叠层石硅岩。叠层石呈柱状，纹层由富硅纹层和富白云石纹层组成。临汾，亮甲山组，野外照片。
2. 鲕粒硅岩。鲕粒基本上都为正常鲕，全由燧石组成，鲕间也为燧石。柳林，亮甲山组，正交光，×45。
3. 鲕粒硅岩。鲕粒有正常鲕和偏心鲕，全由燧石组成，鲕间也为燧石。柳林，亮甲山组，正交光，×45。
4. 硅化作用，燧石交代白云石晶体，白云石边缘参差不齐，呈港湾状。临汾，亮甲山组，正交光，×45。
5. 角砾岩。角砾成分以白云岩为主，有少量石英，形状不规则，呈棱角状，角砾间为粉砂和钙质，为底砾岩。柳林，马一组，野外照片。
6. 石英砂岩。成分全为石英，其分选和磨圆均较好，近于镶嵌胶结。柳林，上寒武统，正交光，×34。
7. 石英砂岩。石英砂磨圆一般，分选较好，含海绿石(灰色者)，钙质胶结。耀参1井，徐庄组，单偏光，×63。
8. 凝灰岩。呈鲕粒结构，由凝灰质组成，含少量石英粉砂。陇县，平凉组，正交光，×30。

图版 XV

1. 晶内孔和晶间孔，由溶蚀作用形成，产于中晶白云岩中。临汾，亮甲山组，单偏光，×40。
2. 晶内孔和晶间孔，由溶蚀作用形成，产于中晶白云岩中。临汾，亮甲山组，单偏光，×40。
3. 溶孔，由溶蚀作用形成，产于粉晶白云岩中。柳林，冶里组，单偏光，×34。
4. 粒内孔，砂屑内部被溶蚀，产于砂屑白云岩中。岐山，马家沟群，单偏光，×23。
5. 膏模孔，即石膏假晶孔，假晶部分被溶蚀，产于泥晶石灰岩中。柳林，马四组，单偏光，×34。
6. 鸟眼孔，已被方解石充填，平行层面，产于泥晶白云岩中。柳林，马四组，单偏光，×34。
7. 缝合线孔，已被沥青质充填，产于泥晶石灰岩中。陇县，张夏组，单偏光，×32。
8. 裂缝孔，两组裂缝，已被方解石充填，产于泥晶石灰岩中。偏关，马家沟群，单偏光，×20。

图版 XVI

1. 晶间孔，位于白云石晶体之间，白云石表面有泥质，产于中晶白云岩中。临汾，亮甲山组，扫描电镜，×300。
2. 晶间孔，位于多个白云石晶体的结合部位，其他部位白云石紧密接触，产于细晶白云岩中。临汾，亮甲山组，扫描电镜，×500。
3. 晶间缝，缝很小，可作通道，产于粉晶白云岩中。临汾，亮甲山组，扫描电镜，×1000。
4. 晶洞孔，形状不规则，其间生长出石英晶体，产于泥晶石灰岩中。临汾，马四组，扫描电镜，×4000。
5. 晶洞孔，形状不规则，产于泥晶石灰岩中。临汾，马五组，扫描电镜，×1000。
6. 晶洞孔，白云石晶体被溶蚀后参差不齐，表面有泥质，产于粉晶白云岩中。临汾，亮甲山组，扫描电镜，×2000。
7. 两个白云石晶体间的接触面，其上有溶孔和泥质，产于细晶白云岩中。临汾，亮甲山组，扫描电镜，×4000。
8. 晶间孔，石膏晶体呈长板状，晶间接触紧密。产于膏岩中。临汾，马五组，扫描电镜，×1000。