

地质专题实习教学计划

1 地理位置及交通

1.1 工作范围及交通

工作区处于临沂市沂水县马站镇以东至孟瞳镇之间，北部有胶济铁路及并行的济(南)-青(岛)高速公路，青兰高速公路、济(南)-潍(坊)公路横贯东西；横贯南北的为青州至临沂的 303 国道；各县、市之间一般有公路相连，县、乡(镇)之间有土公路或大路相通，一般村庄之间可通行汽车(图 1)。实习区内由于大部分地区为中低山区，交通条件相对较差。

1.2 自然地理

区内地形特点是中部高，北部低，南部相对中部略低。形成中南部中低山、北部平原的格局。地貌特征属构造剥蚀型，西部山区层峦叠嶂，相对高差大(400m 左右)，坡度陡。山峰分布区的山系海拔高度多在 600—800m。其它地区的基岩出露区海拔高度一般为 200—500m。但由于沂沭断裂带或其它

断裂切割，南部相对高差大，山峰陡峻。区内主要水系主要为沂河、沂河支流及水塘在区内较多。水系多由西北方向发源，受沂沭断裂带影响在区内流向南南西，流经江苏省后入黄海。区内水系的水量受季节控制明显，夏秋季节水量大，水位高，有时爆发洪水，冬春季雨量少，水系甚至干涸。

该区气候为华北温带季风大陆气候区。据近年来各地平均气温、雨量统计，最高气温达 41℃，在 7—8 月份气温最高；1—2 月份气温最低，最低气温 -21℃左右。年平均气温 12℃左右。一般每年 10

月 25 日左右初霜，4 月 10 日左右终霜，全年平均无霜期 180—200 天。区内平均年降水量为 650—850mm，最大为 1432.7mm，降雨多集中在 7—9 月份。

1.3 经济概况

区内矿产资源丰富，以铁、石灰岩、白云岩、硅藻土等为主，近几年建筑饰材矿产得到大量开发和评价，矿泉水资源也呈现良好的发展势头。矿产开采和矿产品加工业是区内经济的支柱产业之一。

区内大部分地区以农业为主体，多种植小麦、玉米、地瓜、大豆、谷子、油料、黄烟、棉花、麻类等。沂、沭河流域和莒县、沂水的部分地区以小麦、水稻轮作为主。区内林业既有天然植被的国营林场，也有人工种植的丰产林、经济林、四旁植树等绿化带；渔业及养殖业近几年也有了快速发展。由于地理环境的差异中南部山区工矿企业少，以农业为主，每年还受到旱灾、洪水、雹灾等自然灾害的威胁和危害，曾是国家重点扶贫地区。

区内旅游资源丰富，主要有沂水天然地下画廊、地下莹光湖、四门洞风景区、地下大峡谷、雪山风景区、中共中央山东分局旧址、八路军山东纵队创建地、天主教堂、佛祖洞等。举世闻名的郯庐断裂带纵贯本区，也将会吸引更多的国内外地学工作者考察、访问。

2 地质构造背景与构造特征

2.1 地质构造背景

实习区位于郯庐断裂带内。郯城—庐江断裂带(简称郯庐断裂带),是我国东部大陆一条最为醒目的北北东向断裂带,它南起湖北广济,向北纵贯安徽、江苏、山东、渤海湾、辽宁、吉林、黑龙江等地,并延至俄罗斯的比金—尼克拉耶夫斯克境内,在国内延长达 **2400 km**。大量资料显示,郯庐断裂带自中生代以来活动强烈,对我国东部,尤其是断裂带及其邻近地区的沉积环境、岩浆活动、矿产分布、断裂活动以及地震都有明显的控制作用(程捷,1996)。沂沭断裂带即为郯庐断裂带在山东省境内的部分,构造上属于郯庐断裂带的中段,南起郯城,北入渤海,纵贯山东中部,大致沿沂河、沭河及潍河分布,长达 **330 km**。断裂呈北北东向(**10-25°**)延伸,平均走向为 **17°**。断裂带宽度 **20-60 km**,北宽

南窄。沂沭断裂带由四条大的主干断裂及与之平行的次级断裂组成,主干断裂自东西向西分别为:昌邑—大店断裂(**F1**)、安丘—莒县断裂(**F2**)、沂水—汤头断裂(**F3**)及郯部—葛沟断裂(**F4**)。组成“二堑一垒”构造地貌特征,北北东向延伸,东以昌邑--大店断裂为界,西以郯部--葛沟断裂为界,两个地堑分别为安丘—莒县地堑和苏村—马站地堑,中部为汞丹山凸起。沂沭断裂带在第四纪以来仍在不断活动,地震活动频繁,小震不断,大震时现(李锋,2002)。

实习区夹持于郯庐断裂的两条主要断裂——安丘—莒县断裂(**F2**)和沂水—汤头断裂之间(**F3**),区内断层较为发育。在上述几条主干断裂之中,实习区更靠近安丘—莒县断裂。安丘—莒县断裂莒县盆地是一条晚第四纪以来强烈活动的断层。根据断层走向、活动时代及活动性质的变化,可分为两段:董家坡—武家曲坊段和武家曲坊—太湖段。从滑动速率的分布来看,董家坡—武家曲坊段全新世早期右旋水平滑动速率为 **1.83 mm/a**,垂直滑动速率大约为 **0.37 mm/a**;全新世晚期右旋水平滑动速率为

0.86 mm/a,垂直滑动速率大约为 **0.17 mm/a**。武家曲坊—太湖段晚更新世早期断裂右旋水平滑动速率为

2.78 mm/a,垂直滑动速率为 **0.65 mm/a**。全新世晚期右旋水平滑动速率为 **1.37 mm/a**。垂直滑动速率为

0.18 mm/a。上述资料表明,安丘—莒县断裂带的断裂活动无论是时间上还是空间上都有差异,晚更新世

以来断裂的活动性有减弱的趋势,全新世时期断裂的活动北段比南段强(钟南才,2005)。

汞丹山凸起区的中部基底由麻粒岩相变质的沂水岩群及沂水超单元组成。变质地层呈残留体分布于花岗岩中,与片麻理条带、韧性剪切带等共同构成北东东向的构造线。而南部及北部的基底主要由角闪岩相变质的泰山岩群及前寒武纪的花岗岩类侵入体组成。泰山岩群呈带状产出,走向北北东。与区域构造线方向一致。基底区韧性剪切带比较发育,多为北东向及北北东向。凸起区东部,靠近安丘--莒县断裂一侧,发育少量新元古界及古生界盖层,局部发育有青山群及大盛群地层。在沂水--汤头断裂及安丘--莒县断裂的断片内也发育有古生界盖层。凸起区北部山顶上还发育有新近纪玄武岩。在两侧的凹陷区,主要发育中生代的青山群、大盛群及王氏群地层,在局部还发育有古生代的地层。北部也发育较多的新近纪玄武岩。

2.2 实习路线地质特征

作为地层学实习,实习路线 **AB** 尽量避开了较大的断裂(图 3-1),地质路线由 **A** 点至 **B** 点地层由老变新,地层出露连续,且路线与地层走向基本垂直,与倾向相一致,非常有利于观察该区的地层层序、古生物化石、岩石特征、沉积构造等内容。实习路线经过的岩石地层主要有:太古界柳航岩组石英片岩,新元古界土门群佟家庄组叠层石灰岩、紫红色页岩夹泥晶灰岩(其中穿插插长玢岩侵入体),浮来山组页岩夹细砂岩;寒武系—奥陶系李官组砂砾岩、朱砂洞组灰岩、馒头组页岩夹灰岩(顶部为洪河段砂岩)、张夏组鲕粒灰岩—藻灰岩、崮山组页岩、炒米店组叠层石灰岩、三山子组白云岩、马家沟组灰岩与白云岩互层,直至白垩系和第四系。

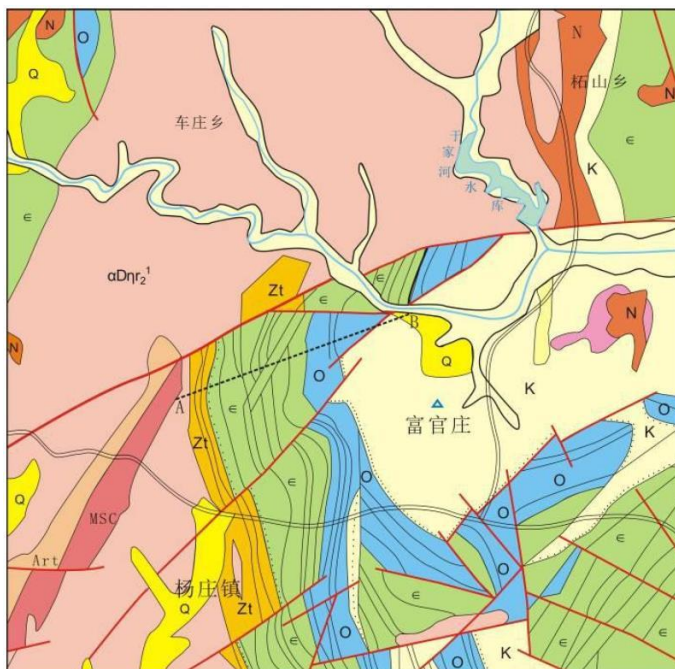


图 1 实习区地质简图与地质考察路线（A-B）

由于实习区夹持于郯庐断裂带 F_2 、 F_3 之间，不同级次的断层比较发育（图 8-2），多表现为正断层和斜滑断层。对于断层的识别是野外地质工作的重要基础，断层的判别主要有以下标志：1. 标志层发生明显错断；2. 断层两侧岩性发生明显变化；3. 两侧断层面附近可见断层拖曳变形现象、拖曳褶皱构造；4. 断层两侧地层产状发生明显变化；5. 断层角砾岩、断层擦痕、阶步的存在；6. 山谷、河流所在地常有断层存在（所谓“逢沟必断”）。上述标志有时可见到其中一种或几种，实际工作中应加以综合分析和灵活运用。



A. 寒武系馒头组正断层，标志层发生断裂和位移，断面清楚



B. 炒米店组正断层，厚层灰岩错断，断面清楚，可见擦痕



C. 断面下盘泥晶灰岩薄层拖曳发生弯曲变形



D. 炒米店组灰白色石灰岩与三山子组褐黄色白云岩断层接触



E. 寒武系张夏组中与断层伴生的宽缓褶皱



F. 断层附近的断层角砾

图 2 寒武系中发育的断层（红色线条标示处）及其伴生构造

3 古生物化石

实习区晚元古代、古生代地层出露连续，化石种类较丰富。新元古界主要有大型疑源类组合、微古植物组合和叠层石组合。寒武纪地层，生物繁盛，以三叶虫为主，有 36 科 113 属，次为腕足类、笔石及牙形石，而研究最详细的则属三叶虫。奥陶纪生物门类繁盛，除头足类最为繁盛以外，三叶虫、层孔虫、牙形石亦有发育，以头足类和牙形石研究较详。前已详细述及，此处不再赘述（图 8-3）。



A 张夏组三叶虫化石



B 崮山组双壳类化石



C 马家沟组鹦鹉螺化石



D 马家沟组虫迹化石



G 石盒子组舌羊齿

H 石盒子组芦木化石

图3 山东古生界野外露头常见化石

4 岩石岩相特征

4.1 岩浆岩及变质岩

实习区火山岩发育，主要形成于中、新生代。太古代火山岩经历了角闪岩相-麻粒岩相的变质改造，为中基性火山岩。中生代的火山活动形成了以安山岩、粗安岩为主的系列岩石。新生代火山活动形成了以碱性玄武岩为主夹有少量拉斑玄武岩的系列岩石，主要分布在临朐幅东部。

实习区从大地构造背景来讲，属环太平洋火山岩带，沂沭断裂带的四条主干断裂经过该区。中生代沂沭断裂带的平移及北西向主干断裂的伸展，形成多个单断盆地和双断凹陷盆地，沿盆地边缘出现火山活动。新生代，随太平洋板块的俯冲，测区受挤压，沂沭断裂及北西向主要断裂再次活动，并再次导致强烈的火山活动。断裂的活动控制着测区火山岩的时空分布。中生代火山岩集中分布于各中生代火山盆地中，以安丘-莒县断裂为界，分鲁东区和鲁西区。鲁西区火山盆地包括：马站盆地、苏村盆地、官庄盆地、平邑盆地、蒙阴盆地、沂源盆地、临朐盆地和柳山盆地。鲁东区火山岩盆地包括：莒县盆地和中楼盆地。其中马站、苏村、官庄、莒县盆地位于沂沭断裂带内，马站、苏村盆地为断裂带西亚带，莒县盆地为断裂带东亚带，官庄盆地位于汞丹山隆起上，为中亚带。

沂沭断裂带内出露的火山岩地层有莱阳群曲格庄组，分布于沂沭断裂带以西的各盆地中。岩性为安山质火山碎屑岩、沉火山碎屑岩；莱阳群城山后组，分布于断裂带东的中楼盆地，岩性为中性、中酸性熔岩、火山碎屑岩及沉火山碎屑岩；青山群八亩地组遍布于各中生代盆地。岩性以中性安山质、粗安质碎屑岩为主；青山群方戈庄组仅分布于马站盆地、官庄盆地，岩性为中性粗安质碎屑岩、熔岩，大盛群夹的酸性凝灰岩(相当于石前庄组火山岩)，仅分布于马站盆地、官庄盆地；大盛群大土岭组基性熔岩、碎屑岩，仅分布于莒县盆地与王氏群红土崖组同期的潜橄榄玄武岩，仅分布于官庄盆地中。

工作区仅于新元古界中见闪长岩侵入体，横向延伸约 3km 左右，岩石露头可见明显球状风化。变质岩主要为石英片岩、花岗片麻岩和麻粒岩等（图 8-4）。



A 下牛山新元古界中闪长岩侵入体的球状风化



B 太古界柳航岩组石英片岩

图 4 实习区常见结晶岩野外照片

4.2 沉积岩与沉积构造

实习区岩石类型多样，以碳酸盐岩为主，次为碎屑岩。主要岩石类型有：灰岩、白云岩、砂砾岩、泥岩等，分述如下。

4.2.1 石灰岩

1. 泥晶灰岩

泥晶灰岩在实习区广泛分布，主要有含颗粒泥晶灰岩、含泥泥晶灰岩（图 8-5）、泥质泥晶灰岩、条带状泥晶灰岩、豹皮状泥晶灰岩、云斑泥晶灰岩。主要由泥晶方解石组成，可以含少量生屑、鲕粒及陆源泥、粉砂等。其颜色、结构与混入物质有关，当混入较多泥质时呈黄灰色，一般为薄层或中厚层状，水平至水平波状层理发育。当泥晶灰岩中混入泥质聚集成斑状、条带状时可形成泥质条带灰岩。泥晶灰岩一般形成于较弱的水动力环境或安静的水体中，如开阔台地、潮坪、泻湖、局限台地中均可出现。

2. 颗粒灰岩

区内寒武系颗粒灰岩以鲕粒灰岩、竹叶状灰岩、砂屑灰岩为主、次为砾屑灰岩、生物屑灰岩、核形石灰岩，其中张夏组及炒米店组下部颗粒灰岩含量高。

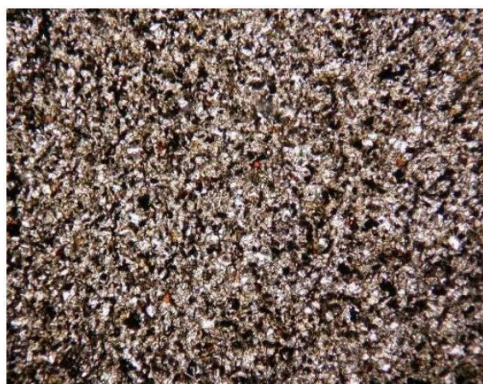
(1) 鲕粒灰岩：主要见于张夏组中，崮山组、馒头组、炒米店组有少量分布。张夏组鲕粒灰岩中多以放射鲕或同心鲕、复鲕为主，以亮晶方解石为胶结物。馒头组上部和张夏组底部多见灰泥胶结的鲕粒石灰岩，鲕粒多呈放射鲕。张夏组中、上部的鲕粒灰岩多为亮晶胶结，鲕的内部结构变化较大，常见放射鲕、复鲕、单晶鲕及多晶鲕、椭圆形鲕等，与鲕伴生的常见颗粒有砂屑、砾屑、生屑等。鲕粒灰岩一般形成于高能的开阔台地潮下环境中，鲕粒灰岩中常见到冲刷面构造、板状交错层理、槽状交错层理、和羽状交错层理等沉积构造（图 8-6）。

(2) 砾屑灰岩：砾屑灰岩中砾屑成分主要为泥晶灰岩、鲕粒灰岩、砂屑灰岩及粉晶云质灰岩等。其磨圆度一般较好，砾屑呈扁圆状至长椭圆形、竹叶状等（图 8-7）。但分选一般较差。一般认为，圆度、分选均较好，且无红色氧化边的竹叶状砾屑灰岩，多为水下浅滩沉积；竹叶状砾屑的大小、排列方式和内部结构，与其形成环境直接相关，低能环境下的砾屑多呈叠瓦状或顺层排列，砾间多为泥晶或陆源物质填充；高能滩环境下的砾屑灰岩中砾屑较细小，分选也好，并呈杂乱或涡流状排列，砾间多有砂屑、鲕粒或生屑等高能颗粒，亮晶胶结；风暴成因的竹叶石灰岩，砾屑成分复杂，粒径大小不一，分选极差，通常呈杂乱状(包括水平状、竖直状、扇形和菊花状)，灰岩厚度一般从几厘米到 1 米，单层厚度横向上通常较为稳定。厚层状砾屑灰岩经常由多次侵蚀堆积形成，具有明显的侵蚀面。

还有一种竹叶石灰岩与薄层泥质条带灰岩有成因关系，为过渡的“颗粒”类型，称“准竹叶”，其特征是断而不离、裂而不移的砾屑，呈短条形、扁菱形紧密排列，其岩层横向上厚度有变化，有时呈楔状产出，横向上渐变为条带灰岩，这种准竹叶在实习区少见。



A 马家沟组泥晶灰岩及水平层理



B 朱砂洞组泥晶灰岩 (单偏光 5×10)



C 馒头组泥晶灰岩及水平虫迹



D 马家沟组含生物碎屑泥晶灰岩，见鹦鹉螺及角石



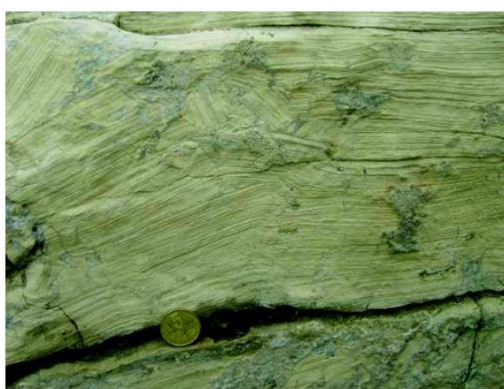
E 炒米店组泥晶灰岩顶面发育的对称波痕



F 朱砂洞组泥晶灰岩中发育的鸟眼构造



G 马家沟组泥晶灰岩中发育的雁行状方解石脉

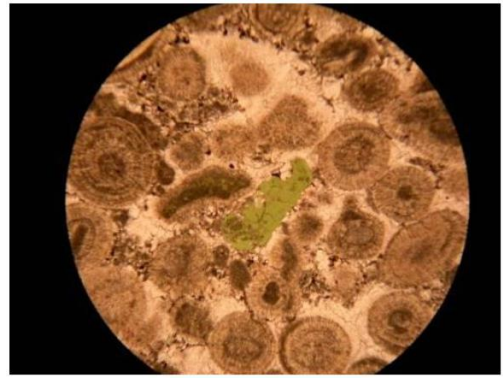


H 马家沟组泥晶灰岩震积泄水构造

图 5 实习区泥晶灰岩及其中发育的（沉积）构造



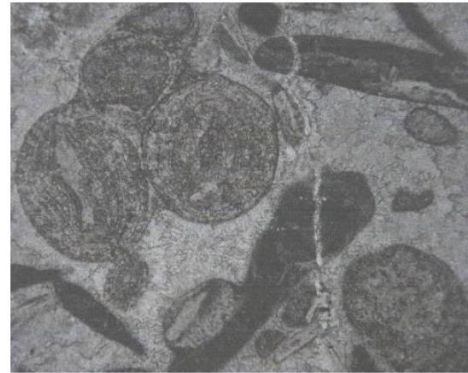
A 张夏组含竹叶砾屑亮晶鲕粒灰岩



B 馒头组含海绿石亮晶鲕粒灰岩 (单偏光, 2×10)



C 馒头组鲕粒灰岩及羽状交错层理



D 馒头组亮晶鲕粒灰岩 (单偏光 4×10)



E 馒头组砂屑灰岩与板状层理



F 馒头组鲕粒灰岩中发育的槽状交错层理



G 馒头组鲕粒灰岩交错交错层理及缝合线



H 馒头组鲕粒灰岩底部的两期冲刷面

图6 鲕粒灰岩及其中发育的沉积构造

实习区常见的砾屑灰岩是竹叶状灰岩，竹叶状灰岩在寒武系固山组最为常见，竹叶大小一般在

1~5cm, 最大可达 10cm, 分选较差, 多呈次圆-次棱角状, 多为亮晶胶结。砾屑多呈叠瓦状排列, 砾屑侧面呈“竹叶状”, 顶面则为圆形、椭圆形的扁平状, 砾屑主要由薄板状泥晶灰岩破碎而来。关于竹叶状灰岩的成因, 目前尚有较大争议。

竹叶状灰岩(limestone conglomerate, flat-pebble conglomerate, or intraformational conglomerate)研究已经有一百多年的历史, 这种灰岩是一种典型的砾屑灰岩, 平面观之由圆形、椭圆形扁平砾石组成, 平行层面排列, 在垂直切面上砾石的形状似“竹叶”(地质辞典, 1981)。1882 年, F. Von Richthofen 首先将我国华北的这种岩石称为“蠕虫状灰岩”(wormkalk), 叶良辅(1920)称之为“竹叶状灰岩”。J.J.Sepkoski(1982)则将北美洲的类似岩石称为“扁平状卵石砾岩(flat-pebble conglomerate)”。竹叶状灰岩在华北板块乃至全球寒武纪地层中均普遍存在, 其通常被解释为由风暴浪打碎的已固结或半固结的条带灰岩, 经过搬运改造后与同期的杂基沉积物混合后再沉积形成的(Sepkoski, 1982; Sepkoski et al., 1991; Mount and Kidder, 1993)。然而, 随着研究的深入, 尤其在近 30 年来, 地质学家对竹叶状灰岩的成因争论日趋激烈, 国内外很多学者对其成因有着不同的解释(Markello and Read, 1981; Koster, E. H., Steel, R.L. 1984; Sepkoski et al., 1991; Mount and Kidder, 1993; Demicco and Hardie, 1994; 田海芹等, 1994; Meng et al., 1997; Wignall, P.B., Twichett, R.J., 1999; 梅冥相, 2000, 2003; Bouchette et al. 2001; Chough et al. 2001; Know et al. 2002; Scholle, P. Ulmer-Scholle, D. 2004; Myrow et al. 2004; Gruszka and van Loon, 2007), 主要集中在以下几个方面:

① 浅水成因

葛利普(A.W. Grabau, 1923)认为这种砾石是浅水成因。李学清(1927)研究华北竹叶状灰岩后

认为, 竹叶状灰岩形成于泻湖和浅海, 钙质底层受风暴搅动而破碎, 由于往复运动而变圆滑, 同时伴有间歇的露出水面而形成氧化圈, 沉没时沉积基质。黄汲清(1972)在研究西山寒武-奥陶系后, 根据砾

屑的红色氧化圈等特征, 认为它们曾短暂出露海面; 冯增昭等(1990)对江苏徐州贾汪下古生界岩石学特征研究后也得出相似的结论。刘宝珺(1980)认为竹叶状灰岩可能是由干裂和伴随的机械改造形

② 风暴成因

Markello and Read (1981), Sepkoski et al. (1982, 1991), Mount and Kidder (1993), Demicco and Hardie (1994), and Meng et al. (1997)认为竹叶状灰岩(flat-pebble conglomerate)为风暴成因; 持此观点的还有 Kreisa (1981), Read J F. (1982); Sepkoski J J. (1982); Wright V P (1986); Prior D B (1982, 1989); Osleger D. (1991); Reading H G. (1996)等人。王祥珍(1981)提出竹叶状灰岩是由薄层灰岩在陆表海浅水中因地震引起的海啸巨浪破碎而来; 孟祥化、乔秀夫等(1986)研究西山丁家滩剖面后也得出了风暴成因的结论。章雨旭和万渝生(1990)提出北京西山竹叶状灰岩的成因为滩外斜坡静水下沉积的条带微晶-泥晶灰岩被偶发的风暴巨浪击碎, 并受机械磨蚀和化学溶蚀而形成扁平状砾屑。冯增昭等(1990)研究认为, 竹叶石灰岩与薄板状灰泥石灰岩共生, 且竹叶侧面宽度与薄层石灰岩单层厚度相当, 说明竹叶可能是由薄板状灰泥石灰岩经水流作用破碎而成; 竹叶形成时和沉积时的水动力条件是不一样的, 认为叠瓦状排列的竹叶受牵引水流的影响, 菊花状排列的竹叶受强紊流的影响, 由此推断, 形成竹叶的水流可能是一种较为强大的非正常水流, 且为突发性水流, 可能为风暴或地震引起的强大海啸水流。冯增昭等(2004)进一步提出: 周期性的频繁而强大水流是形成竹叶状砾屑的必要条件, 竹叶状砾屑是正常浅海环境或潮坪环境中周期性强大水流的产物, 砾屑和灰泥基质反映了不同的水动力条件。

③ 地震成因

Pope M C (1997), Obermeier S F (1998, 1999)等认为竹叶状灰岩的形成与地震作用引起的沉

积物液化作用有关。在进入同生成岩和早成岩阶段, 沉积物富含大量孔隙水, 受地震产生的强大应力影响, 孔隙水可能会产生局部异常压力, 促使沉积物液化, 导致泥晶灰岩薄层的破碎、撕裂。再经过之后的成岩作用改造, 也可能形成竹叶状灰岩。

王英华、张秀莲及杨承运(1988)对华北早古生代地层研究后认为, 竹叶状砾屑主要有浪成砾屑、风暴成因砾屑和变形砾屑等类型。田海芹(1994), 梅冥相和马永生(2001, 2003)将华北地台晚寒武世竹叶状灰岩分为原地和异地两种成因解释。Myrow P. M. (2004)提出竹叶状灰岩可能有多种成因。马永生(2006, 2007)认为华北晚寒武世竹叶状灰岩形成于古构造隆起带或斜坡带的浅滩环境, 内碎屑被解释为受风暴浪侵蚀, 是浅海环境中不同沉积物类型再作用的产物。马永生、田海芹等(2006)进一步阐述了竹叶石灰岩的潮坪环境成因、高能浅滩成因、风暴成因和准竹叶灰岩, 及其结构特征。

丁玉, 白志强等(2008)通过对山东唐王寨剖面崮山组竹叶状灰岩中砾屑和基质的特征及其沉积序列

的详细研究，表明砾屑和基质的来源多样，并且在不同的沉积环境中其成因具有多样性，指出固山组竹叶状灰岩具有 4 种可能的成因类型。

进入 21 世纪后，随着人们对砾屑灰岩的更深入的研究，国外一些学者 Bouchette et al. (2001), Chough et al. (2001), Know et al. (2002), Myrow et al. (2004), Gruszka and van Loon (2007) 等先后对竹叶状灰岩(limestone conglomerate)和碳酸盐角砾岩(carbonate breccias)的风暴成因提出质疑，认为竹叶状灰岩为非沉积过程形成，并提出了相关的成因模式。

因此，有关竹叶状灰岩成因这一科学问题，还有待于进一步的深入研究。随着问题讨论的不断深入，必将形成一些新的观点和认识，地质科学正是在对问题的不断争议讨论中取得了长足的发展和不断的进步。这一问题在此提出，仅为抛砖引玉，为莘莘学子们开拓思路；也说明地质科学研究仍有非常广阔的空间，只要同学们拥有对待科学问题的浓厚兴趣，便有发挥充分想象的可能，便可在科学知识的海洋里遨游。

(3) 砂屑灰岩：广泛分布于寒武系各组段中，砂屑含量不等，圆度虽不相同，但分选较好，砂屑成分为灰泥，多具泥晶结构或球粒泥晶结构（图 8）。砂屑灰岩一般形成于潮下高能带或潮间带。徐庄期局部水下隆起区，张夏期潮下浅滩，固山期潮间间歇能量作用带均有分布。



A 竹叶砾屑灰岩胶结物溶蚀形成的砾间孔隙



B 固山组带紫红色氧化圈竹叶灰岩（侧面）



C 固山组菊花状(倒“小”字)竹叶灰岩及冲刷面构造



D 固山组竹叶状灰岩（平面及侧面形状表现不同）

图 7 竹叶状砾屑灰岩野外照片

(4) 粉屑灰岩：粉屑灰岩也是区内常见的岩石类型之一，属低能沉积环境产物。粉屑粒度细小而内部多为泥晶结构（图 8，B），粉屑灰岩中常见陆源石英粉砂岩及粘土矿物混入，多形成于潮坪及局限台地中。

(5) 生屑灰岩：为区内常见的岩石类型（图 9），生物碎屑种类多，主要为三叶虫。馒头组上部

徐庄期生物碎屑灰岩以三叶虫、腕足类为主，并伴有石英砂、海绿石等颗粒，发育水平虫孔、垂直虫孔，有时见海绿石质自生矿物。张夏组的生物碎屑灰岩具有生物组合复杂，磨圆分选较好，与鲕粒、砂屑等高能颗粒共生，填隙物多为亮晶方解石。潮坪环境泥岩页岩中所夹的泥晶生屑灰岩多呈透镜状、断续条带状或薄层产出，其生物组合也较单一，具磨蚀痕迹，但分选差。本区的生屑灰岩按生屑的含量小于 25%称为含生屑灰岩，也是一种常见的岩石类型，其填隙物因水动力条件的差异或为亮晶或泥晶方解石。通过生屑灰岩和含生屑灰岩中的生物组合、含量及填隙物性质等方面的研究，有助于分析环境中水体的深度、水动力条件、盐度等。如局限台地中形成的生屑灰岩，其生屑种类单一，含量低。

(6) 核形石灰岩：核形石灰岩也是实习区常见的岩石类型，以张夏组多见，常与鲕粒灰岩相伴生，核形石一般呈椭圆状（图 10）、常由非同心状藻类泥晶纹层围绕生物碎屑组成，常见葛万藻。一般认为属弱至中等动荡的浅水沉积物。核形石有反转堆叠和同心包裹等不同的内部结构，其粒径大小也差别甚大，填隙物因形成环境的水动力条件不同而为亮晶或泥晶。



A 馒头组砂屑灰岩



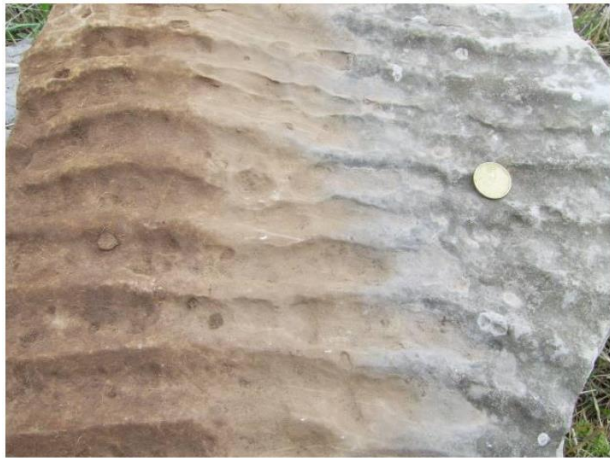
B 朱砂洞组粉屑灰岩



C 馒头组砂屑灰岩中发育的垂直虫孔



D 馒头组砂屑灰岩中发育的大型槽状交错层理



E 馒头组砂屑灰岩与波痕



F 马家沟组砂屑灰岩中的角石化石

图 8-8 砂屑灰岩及其中发育的沉积构造



A 馒头组生屑灰岩（生屑以软舌螺为主）



B 馒头组生屑灰岩（生屑以三叶虫为主）



C 马家沟组生屑灰岩（生屑主要为鸚鵡螺）



D 马家沟组生屑灰岩（生屑主要为角石）

图 9 实习区生屑灰岩



A 馒头组核形石灰岩

B 馒头组核形石灰岩

图 10 实习区核形石灰岩

3. 微生物灰岩

实习区微生物灰岩主要包括叠层石灰岩及凝块岩，凝块岩（藻凝块灰岩）主要是以边界不清晰的不同颜色的斑块构成，而叠层石既是一种岩石类型，也是区内常见的生物构造。一般认为低能环境中形成水平状叠层石，可见陆源粉砂，弱动荡环境下为水平波状、半球状叠层石，中强动荡水动力条件下则形成球状群体、分叉柱状等叠层石，柱间多混有砂屑、鲕粒能高能颗粒，在张夏组和固山组较常见。此外寒武系中大型叠层石很发育，柱体规模随沉积环境不同而相差甚大，炒米店组顶部叠层石柱高可达 80cm，宽 2.5 ~ 3.5cm，规模更大的叠层石柱高达 1~2m，宽可达 30~40cm，呈群体柱状，此种叠层石具有较强的抗浪性，已属生物礁沉积（图 11）。

微生物灰岩主要有蓝细菌(Girvanella)构成。是具叠层构造的柱状或丘状的微生物灰岩，不同的微生物灰岩通常组合在一起形成生物礁。内碎屑、三叶虫化石碎屑、贝壳以及灰泥和陆源物质经常在微生物生长的过程中被捕获并粘结在微生物礁内。生物扰动构造普遍存在于微生物礁以及礁间中。生物礁微生物灰岩通常被解释为正常浪击面附近或之下的潮下带沉积环境形成。生物礁之间的具波痕交错层理构造的灰岩相表明生物礁微生物灰岩可能暴露于正常浪击面之上受到波浪作用改造。有关微生物灰岩（微生物岩）的成因探讨也是近年来沉积地质学研究的热点问题，也颇具争议。

上世纪 80 年代，澳大利亚学者 R. V. Burne and Moore 提出了微生物岩的概念（1987），由底栖微生物群落捕获和粘结碎屑沉积物或以它们为矿物沉淀中心而形成的生物沉积岩即为微生物岩。1987-1991 由 R. V. Burne and S. M. Awramik 负责，24 个国家和地区 171 位专家学者参与的项目号为 261 的 IGCP 项目“Stromatolite”研究，发表了 170 余篇（部）论文和专著，经过系统对叠层石的成因、概念形成了统一的认识。此后在微生物岩被绝大多数研究者所接受的总术语前提下，1993-1997 又开展了由 C. Monty 负责的项目号为 344 的 IGCP 项目“Biosedimentology and Correlation Microbial Build-up”，和 1995-1999 由 J. Reitner 负责的项目号为 380 的 IGCP 项目“Biosedimentology of Microbial Buildups”的研究，我国学者陈晋镛、朱士兴等学者先后参与了 IGCP261、344、380 项目的研究，我国还有许多学者对微生物岩特别是叠层石开展了大量富有成效的研究，取得了许多研究成果，发表了大量论著。目前在叠层石方面已有较高级别的研究和总结，在成因机制方面也取得了一定的进展，但其它类型的微生物岩则基本上未进行系统工作。因此，我国极需要开展微生物岩的全面研究工作，以跟上当前国际上对微生物岩研究在形成热门的总趋向。近年来，对于微生物岩的研究也越来越被科学家重视，并在微生物岩形成机理、微生物种类和分类体系方面取得一些进展：

（1）微生物岩形成机理，研究发现微生物在岩石形成过程中，无论是微生物对沉积物的捕捉、粘附还是原地碳酸盐的沉淀，起关键作用的是微生物胞外聚合物（EPS，Extracellular Polymeric

Substances)、微生物膜 (biofilms) 及微生物席 (microbial mats)，它们是微生物岩形成的生物基础 (温志峰等, 2004)。EPS 在微生物岩的形成过程中非常重要，主要聚集于细胞外，形成一种具粘结



A 炒米店组长柱状叠层石 (深色为柱间充填的生屑、鲕粒)



B 炒米店组大型柱状叠层石灰岩 (侧面)



C 炒米店组大型柱状叠层石灰岩顶面 (柱间为砾屑、鲕粒)



D 馒头组叠层石灰岩丘 (生于薄板状灰岩之上)



E 佟家庄组叠层石灰岩及其中包裹的石英片岩



F 佟家庄组叠层石灰岩与柳航组石英片岩的角度不整合

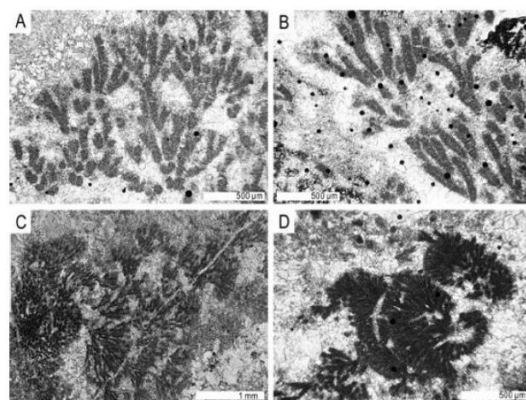


图 11 实习区微生物岩照片

性的基质，使得微生物附着于基底之上，能够提供物理和化学保护作用；微生物膜是由生存于 EPS 中的一薄层细菌群落（几十至几百微米厚）组成，附着于需水环境的基底；微生物膜在合适的生态条件下继续生长而形成较厚的、较明显的层而被定义为微生物席（一般为毫米级），微生物席通常可以覆盖较大的沉积面和捕捉微晶沉积物，但较厚的微生物席也可捕捉较大的沉积颗粒（梅冥相等，2007）。由微生物参与形成的沉积物在埋藏、压实、钙化等成岩作用下，最终形成微生物岩（图 12）。

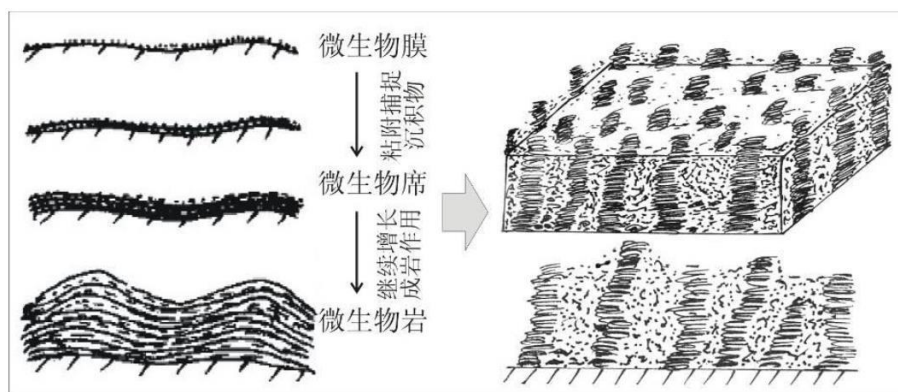


图12. 微生物灰岩形成过程示意图（韩作振等，2009）

（2）微生物种类研究，自前寒武纪以来，尤其在中元古代和早古生代时期，大量微生物碳酸盐岩是由碳酸盐沉淀保存下来的钙化微生物形成的（Riding, 2006）。寒武纪时期，形成微生物岩的主要微生物为蓝绿菌（Cyanobacteria），常见的形态类型有葛万菌（Girvanella）、附枝菌（Epiphyton）和肾状菌（Renalsis）及介于其间的形态类型如 Chabakobia, Augulocellularia 及 Tarthinia 等（Riding and Voronova, 1985）。不同蓝绿菌的形态变化可能是由沉积环境及钙化成岩方式等因素决定的（Pratt, 1984; Thomson and Ferris, 1990; Chafetz and Buczynski, 1992）；而不同类型的微生物岩则可能是由不同微生物及沉积环境形成的（高建平等，1998）。

（3）微生物岩分类体系以及沉积过程等方面是研究的热点，微生物碳酸盐岩以其明显的微生物作用特点应具有自己的分类体系，有必要将微生物碳酸盐岩重新分为 6 大类，对 Folk 和 Dunham 的分类进行有益补充（高建平等，1998；彭阳等，1999；Riding, 2000；梅冥相等，2007）。

4. 云斑灰岩

实习区云斑灰岩较为常见，因其表面状似“豹皮”，也有学者将其称之为豹皮状灰岩。关于其成因目前尚无定论。一般认为是不均匀白云石化作用形成。笔者通过大量的野外观察，发现云斑灰岩总是与生物扰动作用密切相关（图 13），且发生白云石化之处往往是生物扰动或虫迹发育的地方。笔者认为可能的原因是生物扰动使得原来的泥晶方解石变得疏松，在同生成岩期，更容易使松散沉积物中富含 Mg^{2+} 的水体流动所致。



A 朱砂洞组云斑灰岩与生物扰动构造

B 马家沟组云斑灰岩及强烈的生物扰动构造

图 13 实习区云斑灰岩

4.2.2 白云岩

白云岩按生成机理可分为，准同生白云岩、准同生后白云岩。按晶粒大小可分为泥-粉晶白云岩、中细晶白云岩、中粗晶白云岩。一般情况下泥-粉晶白云岩为准同生白云岩，细-粗晶白云岩为准同生后白云岩。但成因命名更具环境意义，故可划分为准同生白云岩和准同生后白云岩。

1. 准同生白云岩

准同生白云岩（图 14）形成于潮上、潮间等干燥气候带中，可以作为典型环境的典型微相恢复古气候和古环境。如馒头组下部夹紫红色页岩中的准同生白云岩，准同生白云岩的结构以泥粉晶结构为常见。

2. 准同生后白云岩

准同生后白云岩多为回流渗透白云化作用和混合白云化作用由交代早期沉积组分形成的。因此，交代作用多发生在粒间，继之破坏颗粒边缘，进而使颗粒全部白云化。强烈时原始沉积结构可以全部消失，形成晶粒白云岩。实习区常见的竹叶云质灰岩白云化集中于填隙物中，而竹叶细晶白云岩白云化已深入粒间，各组段中常见的残余结构白云岩、云斑灰岩、云质条带灰岩和细晶白云岩等均为准同生后白云岩。

实习区所见的准同生白云岩多分布于海退沉积序列的顶部，由于蒸发泵作用或回流渗透作用经常相伴出现，易出现白云石化。如三山子组的糖粒状白云岩即为准同生后白云岩，其上覆地层为马家沟组，二者之间有个不整合面，这有利于潮上环境的高镁离子水，大气淡水及混合水向下渗透。三山子白云岩的顶界为不整合面，其底界不平整，并逐渐过渡为部分白云化的石灰岩和未白云化的石灰岩。在对白云岩岩性岩相特征进行认识分析时，一定要注意对其原岩的恢复，野外可通过认真观察发现其中的交代残余沉积结构和沉积构造。如原岩可能是叠层石灰岩、核形石灰岩、竹叶状灰岩、藻凝块灰岩等。



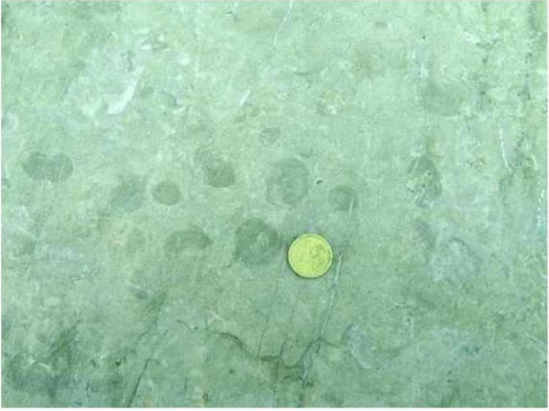
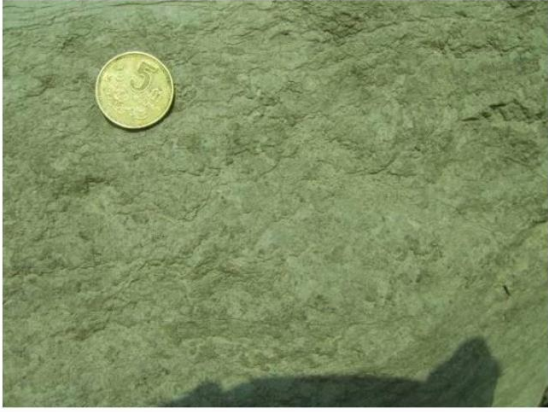
A 馒头组准同生白云岩，具波痕和石盐假晶	B 三山子组准同生后白云岩，刀砍纹发育
	
C 三山子组准同生后白云岩，见方解石晶洞	D 马家沟组核形石白云岩
	
E 马家沟组藻凝块白云岩	F 马家沟组叠层石白云岩
	
G 竹叶状白云岩	H 三山子组白云岩与马家沟组之间的不整合

图 8-14 实习区白云岩野外照片

4.2.3 蒸发岩

1. 盐岩

实习区纯盐岩极少见，又由于盐岩极易溶，常被溶蚀，野外可见石盐假晶（图 15，A）。在盆地区钻井中可见岩性较纯的盐岩，如华北地块西部的鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组钻遇厚达数十米的盐岩。

2. 膏岩

实习区膏岩、白云质膏岩可见，一般发育在奥陶系马家沟组，石膏常被溶蚀，形成特有的鸡骨-鸟笼状构造，或保留石膏厚板状、长条状的晶形假象（图 15，B）。



A 立方体状石盐假晶



B 白云质膏岩中石膏溶蚀形成的鸡骨-鸟笼状构造

图 8-15 实习区常见蒸发岩野外照片

4.2.4 硅质岩

硅质岩在实习区寒武系和奥陶系中均较常见，常以硅质结核（燧石结核）或硅质条带的形式夹于灰岩或白云岩中(图 16)。一般认为硅质岩是在干旱气候条件下的成岩过程中形成的，沉积成因的硅质岩与硅藻有关。



A 朱砂洞组灰岩中夹硅质岩（燧石）



B 三山子组白云岩中发育的硅质岩

图 16 实习区硅质岩野外照片

4.2.5 碎屑岩

实习区内下古生界碎屑岩主要在寒武系中发育，其中细碎屑岩以泥页岩、泥质粉砂岩为主，页岩主要发育于馒头组、崮山组、张夏组盘车沟段，朱砂洞组余粮村段以钙质泥岩为主；长石石英砂岩在馒头组洪河段发育，李官组主要发育砾岩、砂砾岩。

(1) 砾岩：砾岩主要出现于辛集组底部，主要为复成分砾岩，厚度不大，分布不稳定。位于下寒武统与下伏古老岩系之间的不整合面上，代表寒武系海侵初期滨岸沉积产物（图 17，A）。

(2) 长石石英砂岩：主要见于李官组、馒头组，岩石呈灰色或浅褐灰色，中厚层状，具楔状交错层理或槽状交错层理，局部层面具波痕（图 17）。石英含量约 55-70%，长石含量约 25-10%，含少量的鳞片状白云母。填隙物含量以硅质为主时，石英碎屑具次生加大边。当以灰质为主时，含较多海绿石；若以泥-铁质为主时，含较多云母片。

(3) 泥岩、页岩：泥岩页岩多出现馒头组（图 17），其他层位如张夏组、崮山组、炒米店组也有少量出现。馒头组以紫红色页岩、黄绿色页岩较常见，常见粉砂，风化后往往呈碎片，层理面往往有较多的白云母片，为局限环境下如泻湖、潮坪环境的产物，常含石盐假晶。中上寒武统的页岩往往

是黄绿色页岩，主要是滩间海沉积。

4.2.6 角砾岩

实习区角砾岩主要有盐溶角砾岩、岩溶角砾岩和构造角砾岩三种不同成因。盐溶角砾岩主要形成于同生成岩期，地层中的石盐、石膏等矿物被溶解，造成上覆的弱固结的沉积物发生垮塌破碎，形成盐溶角砾岩（图 18），其特征是：上覆和下伏的岩层均未发生断裂破碎，而某一夹层形成角砾化岩石。岩溶角砾岩一般为固结成岩的岩石，成岩后期或表生期岩石被溶蚀形成空洞，上覆岩层发生垮塌，其角砾再次被胶结形成的角砾岩，其特征为：棱角状角砾和次圆状角砾均可见。构造角砾岩一般产于构造活动部位，如断层的断面附近，已固结成岩的岩石在构造应力作用下发生破碎，之后再被胶结成岩而成，构造角砾一般多棱角分明。

4.3 寒武纪沉积相分析^①

相(facies)这一概念由丹麦地质学家 Steno 首次(1669)引入地质文献，其概念为在一定地质时期内地表某一部分的全貌。1838 年瑞土地质学 Gressly 开始把相的概念用于沉积岩研究中，认为“相是沉积物变化的总和，它表现为这种或那种岩性、地质或古生物的差异”。随着沉积岩石学和古地理学的发展，目前世界上大多数学者都趋向把沉积相理解成是某个特定环境沉积作用的产物，强调了沉积物形成条件的物质表现，不同的沉积环境中形成的岩石或岩石组合类型不同。本教材以寒武纪沉积相研究为例，简要分析了实习区沉积岩的形成环境，目的在于加深同学们对沉积岩的理解。

沉积模式已经成为研究沉积相和沉积环境的重要方法。从上世纪 60 年代肖(Shaw, 1964)提出碳酸



A 李官组砾岩及其底部不整合面



B 李官组底部砾岩及冲刷面、不整合面



C 李官组长石石英砂岩及波痕



D 李官组长石石英砂岩(正交偏光 5×10)

^① 岩相分析部分主要由山东科技大学高华丽（2009）硕士学位论文改编



E 馒头组洪河段砂岩交错层理



F 佟家庄组紫色页岩与泥晶灰岩互层，可见波痕



G 馒头组紫红色页岩



H 张夏组盘车沟段黄绿色泥岩，含三叶虫化石

图 17 实习区碎屑岩野外和镜下照片



A 马家沟组阁庄段同生盐溶角砾岩丘



B 朱砂洞组盐溶角砾岩



C 马家沟组五阳山段岩溶角砾岩



D 马家沟组北庵庄段断层角砾岩

图 18 实习区角砾岩野外照片

盐岩沉积模式以来，许多学者提出了多种碳酸盐岩的沉积模式。关于实习区寒武系沉积相模式，有不少学者和单位对华北地块的沉积相进行过研究，并建立了相应的沉积相模式(冯增昭等，1990；孟祥化，1993；王英华等，1994；沙庆安，1998)。作者等人根据实习区岩石类型、沉积构造、生物组合和剖面结构及相序变化等特征，以威尔逊(Wilson，1975)的碳酸盐台地-陆表海沉积模式为基础，建立了实习区寒武纪沉积相模式(图 19)，并结合障壁海岸沉积模式(图 20)，简要分析了本区寒武纪沉积相。

实习区寒武纪岩石地层保存完整，出露连续，是理想的野外教学场所(图 21、22)。寒武纪岩石地层自下而上分为：李官组、朱砂洞组、馒头组、张夏组、崮山组、炒米店组及三山子组 C 段。根据国际四统十阶划分方案，将实习区寒武系划分为组芬兰统(实习区缺失)、第二统(第三阶、第四阶)、第三统(第五阶、鼓山阶、古丈阶)、芙蓉统(排碧阶、第九阶、第十阶)(图 23)。

实习区寒武系以大量发育陆表海碳酸盐沉积为特征。鲕粒灰岩、亮晶核形石灰岩、生物碎屑灰岩、砾屑、砂屑等高能类型灰岩发育，总体上表现为浅水、高能、盆内碎屑丰富的陆表海碳酸盐台地环境。寒武纪沧浪铺晚期-徐庄早期为碳酸盐岩与陆源碎屑岩的互层沉积或同一岩层中碳酸盐岩与陆源碎屑岩组合混合沉积，海水相对较浅，陆源碎屑供应充足，水体动荡频繁，从徐庄晚期(相当于馒头组洪河段沉积时)开始为清水碳酸盐台地沉积，水体相对较深。因此，实习区可分为两种基本沉积类型：障壁海岸(障壁岛-泻湖-潮坪沉积序列)沉积序列和碳酸盐台地沉积序列。

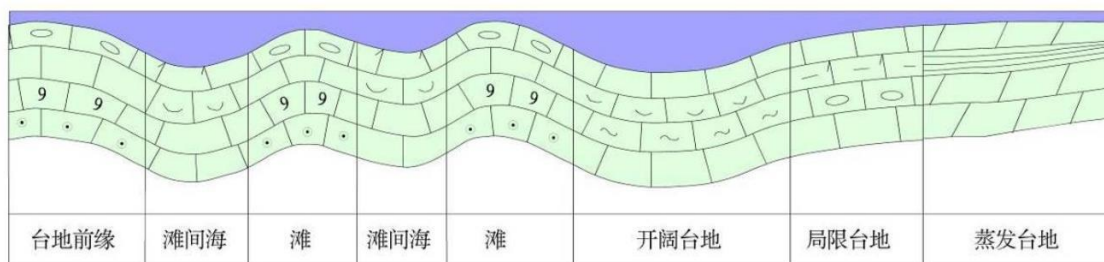


图 19 浅水碳酸盐岩沉积模式

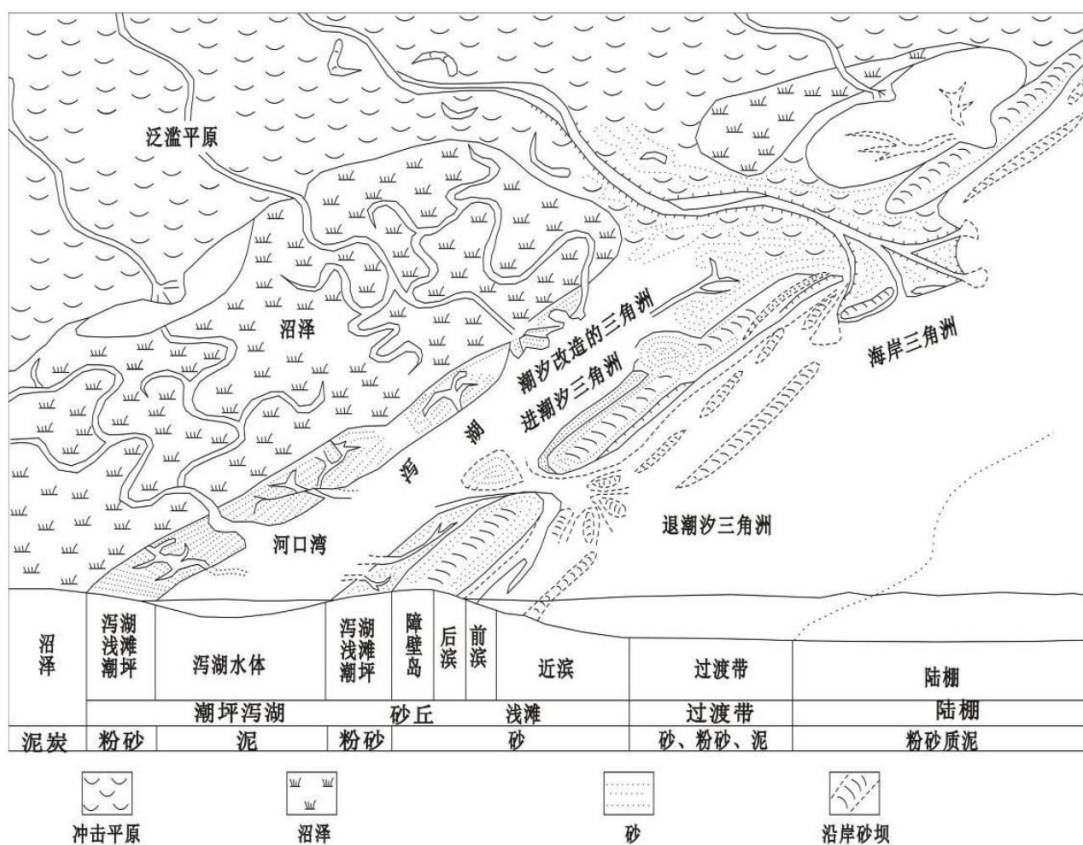


图 20 障壁海岸沉积模式

实习区在晚元古代后整体抬升并受长期风化剥蚀，地形趋于平坦，缺失震旦纪—寒武纪初期的沉积，寒武系超覆于中新元古界不同层位之上。早寒武世中期（寒武纪第三期）开始下降接受一套以陆表海碳酸盐岩为主的沉积，海侵初期，发育寒武系底部的李官组砂砾岩沉积，岩性主要为肉红色、黄褐色长石石英砂岩，可见冲刷面、交错层理、波痕等沉积构造，主要为潮坪沉积。第四阶下部岩性为藻凝块灰岩、砂屑灰岩，中部岩性复杂，叠层石灰岩、藻凝块灰岩、竹叶灰岩和砂屑灰岩均有出现，并夹有鸟眼构造，燧石结核，竹叶呈叠瓦排列，上部岩性主要是颗粒灰岩与泥质灰岩交替出现，总体

沂水县马站镇上牛山寒武系剖面图（一）

比例尺1：1000

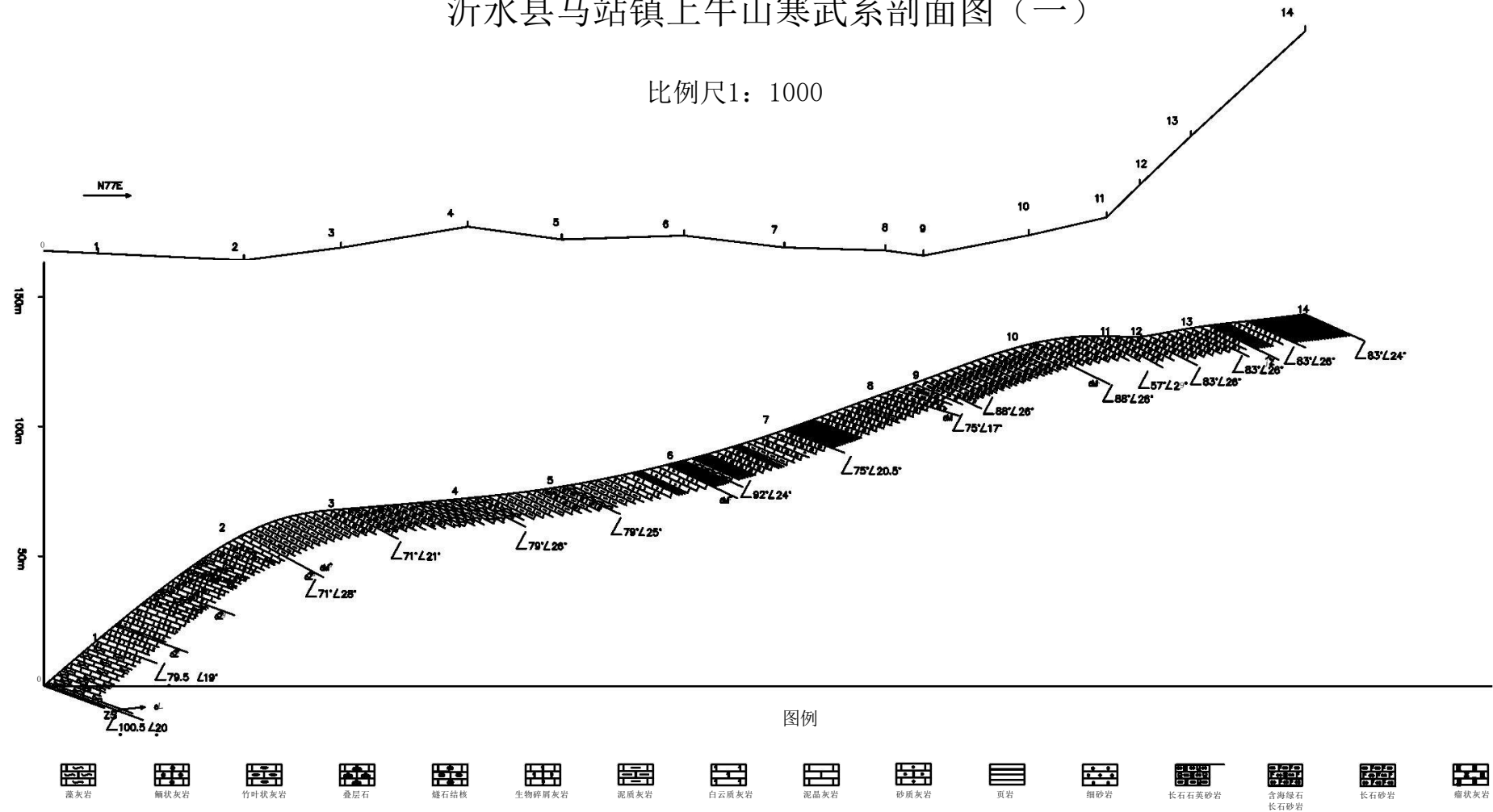


图 21 沂水马站寒武系实测野外地质剖面图（一）

沂水县马站镇上牛山寒武系剖面图（二）

比例尺1: 1000

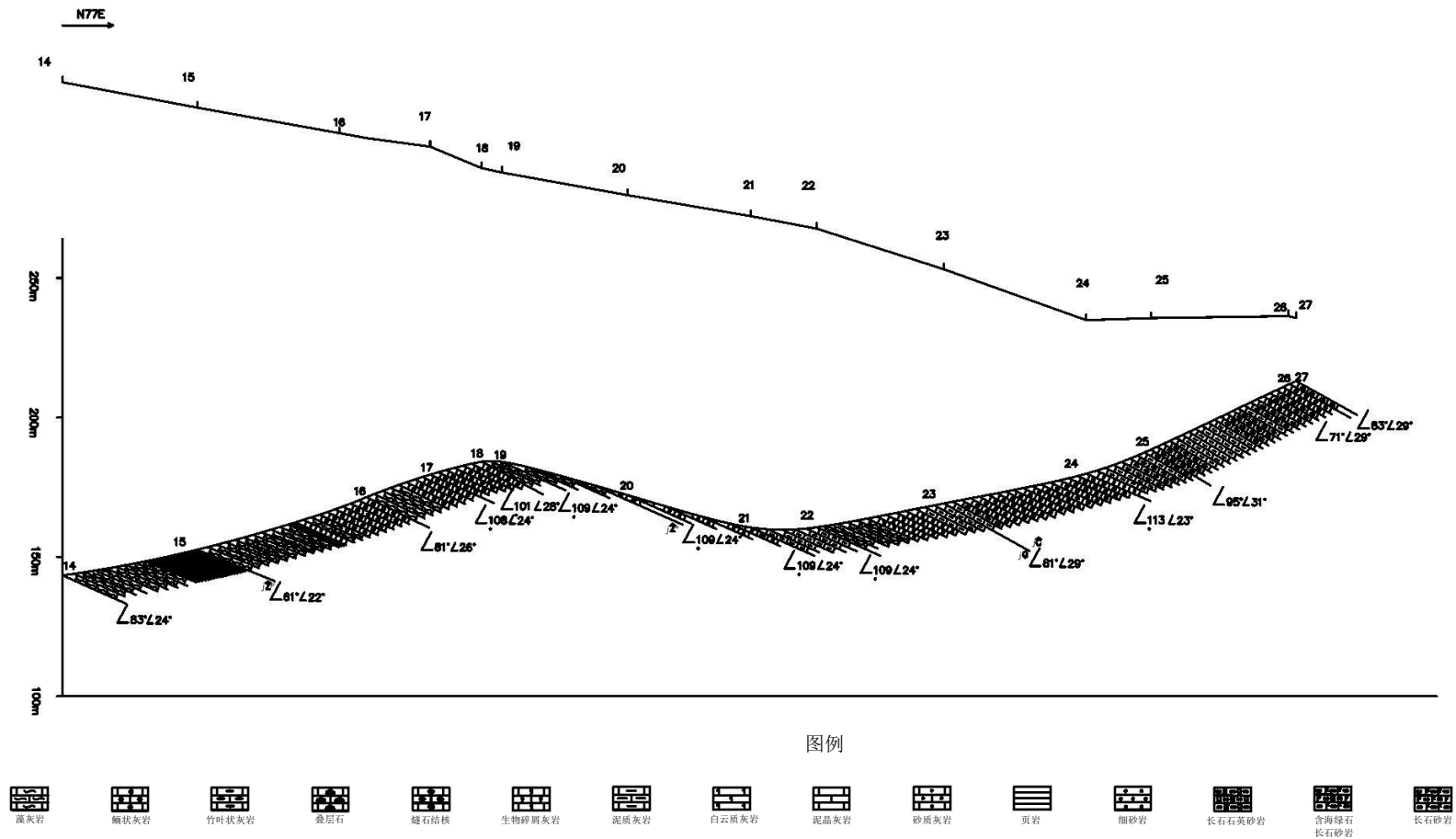


图 22 沂水马站寒武系实测野外地质剖面图（二）

颜色以灰黄色为主，颗粒主要包括鲕粒、生屑、核形石和竹叶，泥质灰岩约占总厚度的 60%，局部可见虫迹和爬行迹，主要发育局限台地沉积相。

第五阶下部主要为紫红色页岩夹颗粒灰岩，颗粒灰岩夹紫红色页岩和细砂岩，常见各种低角度交错层理和平行层理，为局限台地相，上部以中—粗粒砂岩为主，粒序向上变粗，常见海绿石，总体颜色为黄褐色，为障壁岛沉积。

鼓山期陆源物质的供应几乎停止，本区已变为陆表海清水碳酸盐沉积环境。下部以中厚—厚层亮晶胶结鲕粒灰岩为主，局部夹有生屑灰岩，偶见海绿石和竹叶砾屑，以鲕滩沉积为主，中部为灰绿色页岩与薄层泥晶灰岩互层，局部夹薄层生屑灰岩和薄层竹叶状灰岩，总体颜色为灰绿色，为滩间海沉积；上部以鲕粒灰岩、藻凝块灰岩为主，夹有少量灰绿色页岩和浅灰色泥晶灰岩，局部可见到海绿石和竹叶状灰岩，为浅滩沉积。

古丈阶主要为薄层泥晶灰岩沉积，局部夹藻纹层灰岩并有生物扰动构造和虫孔，偶见竹叶状构造，为开阔台地沉积。

排碧阶岩性主要为竹叶状灰岩、鲕粒灰岩、生屑灰岩、叠层石灰岩和泥晶灰岩，局部含海绿石，为开阔台地沉积。

第九阶—第十阶区内水体变浅，主要以泥晶灰岩、灰色砂屑白云岩、紫红色竹叶灰岩、竹叶状白云岩为主，主要发育局限台地相。

国际地层标准		华北年代地层	华北岩石地层	
芙蓉统	第十阶	凤山阶	三山子组C段 炒米店组	
	第九阶			
	排碧阶	长山阶		
第三统	古丈阶	崮山阶	崮山组	
	鼓山阶	张夏阶	张夏组	
	第五阶	徐庄阶	馒头组	上页岩段
		毛庄阶		洪河段
第二统	第四阶	龙王庙阶	石店段	
	第三阶		朱砂洞组(昌平组)	
纽芬兰统	第二阶	沧浪铺阶	李官组(辛集组)	
	幸运阶			

图 8-23 实习区地层划分与国际地层对比

综上，实习区自晚元古代早期整体上升，经历了长达数亿年的风化剥蚀，形成了准平原化的古地理格局。随着晚元古代末期冰期结束，全球古气候回暖，海平面逐步上升，区内自第三阶开始接受沉积（图 24）。海侵初期海水从东南方向入侵，实习区形成了李官组砂砾岩沉积建造。随着海侵逐渐

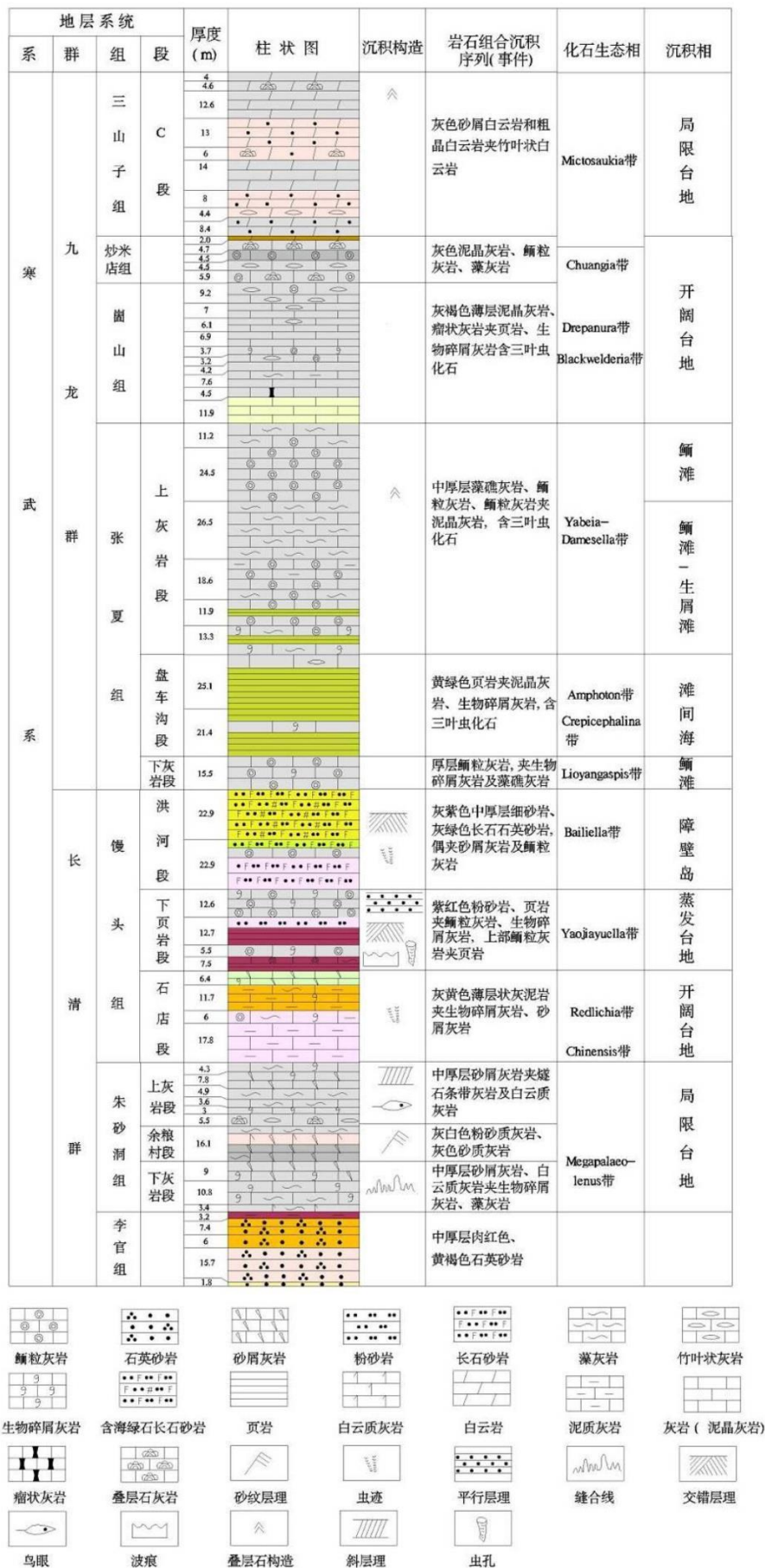


图 24 沂水马站寒武系岩性岩相柱状图

扩大，至鼓山期海侵进一步扩大。水下高地演化为浅滩环境，频受水体簸选和搅动，所以多形成鲕粒、砂屑和生屑等颗粒灰岩，与滩相伴的是滩前和滩后的滩间海也很发育。古丈阶海侵水深达到最大，代表深水环境的滩间海页岩发育，并发育以竹叶灰岩为主的滩相沉积。排碧阶晚期-第九阶时期由于构造运动华北南部地区出现抬升，实习区明显发生了海退，海水由南向北退出，导致全区出现白云岩化的局限台地沉积相。至第十阶表现更为强烈海退，全区普遍发育局限台地云岩相。

5 矿产

区内地质矿产调查工作开展较早。1868年德国人李希霍芬来山东进行资源调查，曾涉足淄博一带的煤、铁矿区。1898年德帝国主义借“曹州教案”和中国签定了《胶州条约》，强夺我胶济铁路两侧17km范围内的矿产资源调查权和开采权。首先是从交通方便的淄博煤田、金岭铁矿开始。因此，该阶段的地质矿产调查工作主要在测区北部胶济铁路附近的煤、铁矿区。

1917-1937年，我国地质学家赵亚曾、王竹泉、南延宗、张兆瑾、谢家荣、王道昌、谭锡畴等。先后对淄博地区的煤、铁、铝土矿、耐火粘土等矿产进行过调查。同时，继德国之后的日本帝国主义，垂涎山东矿产资源，曾多次派渡边久吉、坂本俊雄、小贯义男等数十人对淄博煤田、金岭铁矿进行调查，并以物探和钻探方法和手段对金岭铁矿进行勘探，对区内的煤、铁、铝土矿、耐火粘土等矿产资源进行了掠夺性开采。该阶段除我国地质学者调查形成部分文献资料外，其它资料保留下来的甚少。

1949年新中国建立后，随着社会主义建设和国民经济发展对矿产资源的急需，地质矿产调查及开发经历了恢复、展开及蓬勃发展的阶段，先后有许多地勘单位和地质院校在区内开展了地质矿产调查、普查、勘探及专题研究工作，并完成了与地质找矿有关的物探、普查、勘探工作。进入21世纪以来，随着我国经济的快速发展，对矿产资源的需求不断加大，又掀起了新一轮的地质调查和矿产勘查热潮。随着科技手段、地质科学理论技术的不断进步和人力、物力投入的增加，新的矿产资源不断被发现。

实习区内及临近地区矿产资源丰富，矿种多，不同阶段形成的普查、勘探及专题研究资料众多。如金岭铁矿、淄博煤田及其中的铝土矿、耐火粘土、陶瓷用粘土矿区等。