前　言

《桂林岩溶与地质构造》是"六五"期间由原地质部水文地质局所下达《桂林地区岩溶发育规律及水文地质、工程地质评价》研究项目之一。研究工作自1982—1985年完成。重点工作地段为桂林—杨堤一带，约1600平方公里，外围工作北至兴安，南达阳朔。

当前，国内外对岩溶发育与地质构造关系的研究，多着重在岩溶形态与构造形迹、近期岩溶与新构造运动的关系上，而对于从时间上和空间上全面论述一地区岩溶发育与地质构造的关系则感欠缺。笔者认为：地质构造是岩溶发育的重要条件之一，它在空间上控制着岩溶洼地、洞穴的成生和发展；在时间上控制不同岩溶地貌发育阶段的特征具有相应的时序关系。为弥补上述的欠缺和阐明这些关系，除从形态、形迹的描述外，还必须补充有关岩溶岩系(建造)的研究；除从近代岩溶、构造的分析外，还必须加强对古代岩溶、构造的分析。也就是说，必须把改造与建造结合起来分析构造与岩溶发生、发展的全过程。只有这样，才能更好地阐明岩溶发育的规律性。

根据上述指导思想，研究工作重视有关建造的分析，重视建造、改造、形态等成因联系的探索。取得主要成果如下：地层方面，在前人已确定的泥盆纪、石炭纪地层的基础上，新发现了中生代晚三叠世及晚白垩世的岩溶沉积、堆积。地质构造方面，在前人工作的基础上，进一步完善区域构造格架的建立和地质构造发育阶段的划分，并对区内碳酸盐岩构造岩作了初步系统的研究，进行了成因分类；又将其中受到岩溶交代改造作用的构造岩划分为岩溶交代改造断裂构造岩。岩溶与构造关系方面，通过调研岩溶堆积体381处、岩石薄片鉴定127件、微体化石鉴定157块等资料的分析，初步建立各期岩溶岩系（建造）的概念；并以此为据，

进一步从时、空关系上，探讨了地质构造与岩溶地貌发育的时序关系；地质构造控制岩溶洼地、洞穴发生、发展的演化规律。

通过研究工作，总结岩溶地区开展岩溶与地质构造关系的研究，其有效方法可归纳为：从分析构造形迹入手，建立构造发育阶段史；同时研究各相应阶段可能形成的岩溶岩系(建造)的特征及其所反映的地貌环境；用成因联系的观点，探讨岩溶与地质构造发育的时、空关系。

由于本书中有关岩溶地质问题的分析，主要是采用地质学方法，并侧重在构造与岩溶建造资料的分析基础上，因此，虽同时考虑了一些可溶岩岩性和水文地质方面的因素，也难免会有某些不全面之处，欢迎读者批评、指正。

本书第一章由邓自强、张美良执笔；第二、三章由林玉石、刘功余执笔；第四、七、八章由邓自强执笔；第五章由邓自强、魏志民执笔；第六章由林玉石、张美良执笔。最后由邓自强统一审校。

作者

1986年12月

目　　录

英文目录……v
英文摘要……1
第一章　地层……9
一、概述……9
二、元古界……9
三、下古生界……11
四、上古生界……13
五、中生界……16
六、新生界……18
七、小结……19
第二章　碳酸盐岩构造岩……20
一、概念……20
二、分类……21
三、构造岩的特征……25
四、结论……35
第三章　岩溶岩系(建造)……37
一、岩溶岩系(建造)的概念……37
二、桂林岩溶岩系的分布(图13)……38
三、各期岩溶岩系的基本特征……43
四、岩溶岩系沉积——堆积相的划分(图23)……59
五、岩溶岩系(建造)的地质意义……66
第四章　地质构造……71
一、概述……71
二、前印支期构造特征……71
三、印支期成生的弧形构造特征……73

四、燕山期叠加构造特征……80
五、喜山期构造运动的主要表现形式……85
六、小结……90
第五章 洼地发育与地质构造的关系……93
一、概述……93
二、洼地形态受地质构造控制……93
三、洼地与构造的时、空关系……96
第六章 洞穴发育与地质构造的关系……100
一、洞穴的分布特征……100
二、洞穴的基本特征……102
三、洞穴产出的构造部位……106
四、控洞构造分析……110
第七章 地质构造与岩溶发育的时序关系……120
第八章 结语……125

主要参考文献……127
图版说明……128
图 版

Contents

Chapter 1 Strata 9

Introduction 9

Proterozoic Erathem 9

Lower palaeozoic Erathem 11

Upper palaeozoic Erathem 13

Mesozoic Erathem 16

Cenozoic Erathem 18

Brief summary 19

Chapter 2 Tectonites in carbonate rocks 20

Conception 20

Classification 21

Characteristics of tectonic rocks 25

Conclusion 35

Chapter 3 Karst formations 37

Conception of karst formations 37

Distribution of karst formations in Guilin 38

Basic features of karst formations in different stages 43

Division of sedimentary and accumulative facies of karst formations 59

The geological significance of karst formations 66

Chapter 4 Geological structure 71

Introduction 71

Structural features of Pre-Indo-Chinese

Epoch ····71
Arc structural features formed in Indo
–Chinese Epoch ····73
Structural features superposed in Yanshan
Epoch ····80
The main structure forms of Himalayan
Tectonic movement····85
Brief summary····90
Chapter 5 Relation between depression development
and geological structure ····93
Introduction ····93
Depression shapes controlled by geological
structure ····93
The time–space development relation between
karst depression and geological structure
····96
Chapter 6 Relation between cave development and
geological structure ····100
The distribution characteristics of caves
····100
Basic features of caves ····102
Structural locations of caves ····106
Analysis of cave–controlling structure····110
Chapter 7 Time sequence relation between geological
structure and karst development····120
Chapter 8 Conclusion ····125
Selected References····127
Explanation of plates ····128
Plates

KARST AND GEOLOGIC STRUCTURE IN GUILIN

(Abstract)

Geological structure is one of the important conditions of karst development. In space it controls the formation and development of karst depressions and caves, while in time it controls the characteristics of different stages in the development of karst landforms. These regularities usually can find expression in the history of geological development, hydrogeological conditions of different stages and characteristics of karst rock series (formations).

I. Stratigraphy

The exposed strata in the area mainly include the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic. Of these, the strata from the Middle Devonian Donggangling Formation to the Lower Carboniferous of the upper Paleozoic consist mainly of neritic carbonate deposits, 4, 622 m in thickness. The Upper Triassic and Upper Cretaceous strata of the Mesozoic are represented by continental karst deposits and accumulative conglomerate and silty mudstone, distributed sporadically. On identification, the Upper Triassic contains a fossil assemblage of spores of pteridophytes and pollen of gymnosperms. The Cretaceous contains a fossil assemblage of charophytes, ostrapods and sporo-pollen, and age determinations by the Ru-Sr method on mudstone gave an isotopic age of 145±5 Ma, which can be used for reference. The Tertiary silty mudstone occurs sporadically and is found to contain foraminifer fossils. The Quaternary mainly comprises alluvial, diluvial and flood-plain deposits and glacial tills, 20—60 m in thickness.

I. Geological Structure

Geological structure is classified into basement structure and cover structure. Basement structure is marked by NE-trending synclinoria composed of the lower Paleozoic, while cover structure is made up of the Devonian and Carboniferous, with Indosinian N-S-trending arcuate structures as the main framework, which are superimposed by early Yanshanian NNE-trending Neocathaysian structures and late Yanshanian NW-trending structures. The fractured tectonites formed by structural movements in different stages may be classified into five types and nine subtypes (see the Table of the Classification of Carbonate Tectonites in Guilin). The protoliths of these tectonites are all carbonate rocks. Owing to the activity of karst water in the late stage, the cementing material is often replaced by calcareous and argillaceous substances, thus forming metasomatic tectonites. The study of tectonites in karst areas is of practical value and scientific significance for understanding the nature of the deformation of the protoliths, tracing the history of structural activity and relating structural activity to karst development.

Classification of Carbonate Tectonites in Guilin

Mode of action of crustal stress	Type	Subtype
Tensile and shear	Cataclasite	Cataclasite
Compressive		Reticulate cataclasite
Tensile	Breccia	Breccia
Compressive and shear		"Molasse"
Compresso-shear and shear	Porphyroclasite	Coarse porphyroclasite
Compresso-shear and shear		Fine porphyroclasite
Compresso-shear and shear-compressive	Mylonite	Conglomeratic mylonite
Compresso-shear and shear-compressive		Mylonite
Certain T-P conditions	Recrystallized tectonite	

Although few systematic studies were made on neotectonic movements, a synthetic analysis of available data has shown that differential uplift predominated

in the Tertiary, with an uplift amplitude of about 100—150 m. The uplift amplitude in the peak cluster area is a bit larger than in the plain area. As regards the nature of the movements, up to now there has been no evidence of block movements, nor indications of fold movements, only small-scale NNE-trending fractures being seen locally.

Quaternary tectonic movements were dominated by intermittent uplift, with an aggregate uplift amplitude of 40—60 m, which is manifested by conspicuous layering of the caves and terraces in Guilin. The layers are the products of different stages. Although there is a difference in uplift amplitude between the peak cluster area and the plain area, three layers may be roughly distinguished, occurring at elevations 180—200 m (early Oligocene), 150—175 m (middle Late Oligocene) and 130—150 m (Holocene) above sea level, respectively.

II. Relations between Geological Structure and Karst Development

1. Karst rock series (formations)

In the study of the relations between structure and karst development, previously emphasis was laid on analyses of structural features and karst features. Undoubtedly, this shows the spatial relations between structure and karst, but for lack of material grounds, it is difficult to reveal their internal relations and establish the stages of karst development. For this reason, while analysing the relations between structure and karst we have systematically studied deposits in different stages of karst development in order to reconstruct karst landforms in different stages. According to the special textural, structural and association characteristics of these deposits, their usual development in negative landforms such as karst fissures, caves and depressions and their unconformable contacts with bedrocks, we call them "karst rock series (formations)". Through field investigations, we have found 360 outcrops of karst rock series, consisting mainly of solution calcareous conglomerate, calcareous mudstone and calcareous-clastic limestone. According to the lithology, stratigraphic succession, contact relationships, mode of occurrence and different fossil assemblages, the rocks are preliminarily classified into late Hercynian grayish-white karst rock series, Indosinian grayish-green karst rock series, early Yanshanian white karst rock series, late Yanshanian red karst rock series and Himalayan grayish-yellow karst series.

Practice shows that the reconstruction of the environment of the formation of these rocks through analyses of the rock series can provide reliable material grounds for the study of paleokarst.

2. Depression- and cave-controlling structure

Through the study of the above-mentioned geological structure and karst rock series and the analysis of the developmental characteristics of karst depressions and caves, it may be seen that they have a genetic connection with respect to their generation and development, reflecting particular relations in time and space. These relations show that karst depressions and caves are the results of corrosion, erosion, reworking, deposition and remolding of carbonate rocks by karst water along the fractures and fissures of carbonate rocks. The regularities are mainly indicated by the orientation, equidistance, inheritance, layering and morphological relations of the karst depressions and caves.

(1) **Orientation** Karst depressions and caves generally developing along zones of lower-order, associated and/or derivative fractures that have undergone multiple tenso-shear—shear-tensile activity and remolding are poor in healing degree and have a good interconnection. Analysis indicates that the NWW-and NNW-trending fractures were subjected to tenso-shear—shear-tensile superimposition and that the NNE- and NEE-trending fractures underwent tenso-shear remolding in the late stage though they are mainly of compresso-shear origin. They are favourable loci for the development of karst depressions and caves in Guilin. The karst depressions and caves controlled and generated by these fractures exhibit a distinct orientation; trailing NW- and NE-trending fractures and fissures, the karst depressions often occur in the "lambda", zigzag, elongated, "S" or "X" forms; while karst caves are tortuous, extending in the linear, branched or treillis forms.

(2) **Equidistance** The regularity of the equidistant distribution of fractures and fissures has been well known. Accordingly, the karst depressions and caves controlled by these fractures and fissures are also equidistant to a certain degree. For example, strictly controlled by NE-trending fractures and their associated NW-trending fractures and fissures, the depressions north of Hankuang, Lingui, are arranged equidistantly at a spacing of 600—700 m in a NE direction. The caves in Mount Maomaotou (Mount Guangming), Guilin, are also controlled by NE-trending fractures and their associated NW-and NE-trending fractures and fissures

and are in general arranged equidistantly at a ca. 400 m spacing in a NE direction.

(3) Morphological relations The morphologies of karst depressions and caves are usually controlled by fracture and fissure structures of differing nature and attitudes and are often described in plan or section. For example, in plan the morphologies of depressions may be divided into the polygonal, elliptical (rounded), elongated and irregular shapes, and in cross section there are shallow-dish, "V" and "U" shapes, or according to the internal structure the morphologies may be divided into the simple, overlapping, hum and overlapping-hum types. No matter which scheme of classification, their morphologies all have a certain internal connection with structural features. For example, the karst depressions developing along the axial regions of gentle anticlines and synclines tend to trail the NE and NW sets of fractures and fissures and thus assume elongated shapes; those developing along fractures or bed-crossing fissures are usually polygonal, elongated or paternoster-shaped, those developing along the intersection loci of fractures or fissures are rounded, elliptical or irregular; those developing iollong bedding planes or intraformational fissures are elliptical.

Most of the original cave system has not been completely preserved due to multiple remolding and destruction of the caves and filling of deposits in them, so the cave system can be only analysed according to the residual local morphologies. In plan, restricted by cave-controlling structures, the morphologies of the caves may fall into the simple type (rectlinear, irregularly linear and zigzag shapes) and the complex type (feather, branched and net shapes). In cross section, the morphologies of the caves developing along tensile fractures and fissures are irregular; those developing along compresso-shear and shear fractures and fissures are fissure- and valley-shaped; those developing along the intersection loci of fractures and fissures are hall-shaped; those developing along bedding planes are flat and elliptical; those developing along bedding fissures and intraformational fissures are key hole-shaped, zigzag and rectangular. In longitudinal section, the morphologies are commonly stepshaped. As the slope of the cave bottom in different cave segments is different, the gradiant is also different and the main stages of development are not the same either.

(4) Inheritance The karst morphologies formed in a particular stage was usually related to the structures developing at that time; that is to say, the development of karst depressions and caves usually depends on the multi-stage evolution

of fracture and fissure structures, and their morphologies and structure also exhibit multi-stage features. The analysis of the regularity of depression- and cave-controlling structures is bound to involve the process of generation and development of these depressions and caves. Except for those new-born depressions and caves in various stages, the regularity finds expression mainly in late-stage inheritance and remolding of the preceding characteristics of development. For example, from above downwards, the depressions become large and their structure changes from the simple to the complex and then back to the simple. This indicates that with stage-by stage uplift of the earth's crust, the high-level depressions generally took shape earlier, which are mainly those of the simple type, and that the lower-level depressions were characterized by inheriting development in the late stage, in which there were often hums or small depression and funnel swarms, forming hum- or overlapping-type depressions. Afterwards, when the earth's crust was in a relatively stable state for a long time, the morphologies of the depressions again became simple.

The inheritance of cave development mainly finds expression in the development from karst fissures in the early stage to karst caves in the late stage. Its space-time model is obviously manifested in the cave system of incised vertical caves or storeyed caves (characterized by a combination of vertical and horizontal caves). In subhorizontal valley-shaped caves, marks of horizontal flow channels of various ages are often seen on the cave walls. This reflects inheriting development of the cave corridor in a particular period of time under the conditions of no vertical circulating water flow, and also implies that as the rate of intermittent uplift of the earth's crust roughly corresponds to the corrosion (erosion) rate the cave corridor was incised stage by stage.

(5) **Layering** As the crustal movements of different stages and nature controlled base levels of corrosion and erosion of different elevations in different stages, the spatial combination of karst morphologies is bound to show the characteristics of layering at different elevations. According to the statistics of the elevations above sea level of the bottoms of 1, 204 depressions in the Guilin-Yangti area, the peak values are about 330-380 m, 230-280 m and 180 m respectively; according to the elevations above sea level of 456 horizontal caves, the peak values are about 300-330 m, 240 m and 170 m respectively. The peak values of both statistics are essentially comparable though there is a slight difference. Besides, there are deposits of Late Cretaceous karst rock series (formations) in some high-level depressions

and caves at an elevation of over 300 m above sea level, while corroded-incised karst rock series are mostly observed in middle- and lower-level depressions and caves. This indicates that they were formed by stages. On this basis, three layers may be largely distinguished in the area in relation to the karst morphologies, i.e.: (1) the layer with an elevation of greater than 300 m above sea level, mainly formed in the Mesozoic; (2) the layer with an elevation of 230—280 m, mainly formed in the Tertiary; and (3) the layer with an elevation of 140—180 m, formed in the Quaternary. As the intermittent uplift movements were pronounced in the Quaternary, the third layer may be further divided into three sublayers, which are the products in different times of the Quaternary.

3. Time sequence relationship between geological structure and karst development

According to the data of the above-mentioned structure, formations and karst and from an analysis of their genetic and time-space relations, it may be seen that different structural stages controlled different stages of karst development, while karst rock series formed in each individual stage of karst development reflect the karst landscapes in that stage. So there is a distinct time sequence relaitonships. The concrete manifestations are as follows, (1) the uplift of the sea basin and emergence of land in late Hercynian time——the stage of karren development; (2) the formation of arcuate fold structure in Indosinian time——the stage of corroded depression development; (3) intense activity of the NNE-trending Neocathaysian system and the NW-trending fractures in Yanshanian time——the stage of peak cluster-depression(valley) development; (4) the predominance of intermittent uplift movements in Himalayan time——the stage of planation of part of peak clusters and forest.

To sum up, there exist a close genetic connection among structure, formations and karst, which finds expression in their spatial distribution and time sequence relationship. Therefore the study of the relations of the above three is a reliable way for the study of the history of karst development.

第一章
地层

一、概述

本区出露地层有元古界板溪群至上古生界下石炭统，中生界上三叠统及上白垩统，新生界第三系及第四系等，总厚17,630米。其中上古生界中泥盆统东岗岭组至下石炭统主要为浅海相碳酸盐岩，厚4622米。

本区在解放前有李四光、孙殿卿、张文佑等作过地质调查；解放后广西区测队(1960—1969年)对兴安幅及桂林幅进行过1:20万区域地质调查；1962年及1975年广西地质局编图组先后编制两版1:50万广西地质图；在此期间广西水文地质队和广西第一地质队也陆续做了一些工作；1978年以来，我所在本区内开展岩溶地质调研，编制了1:10万地质图及实测了中泥盆统至下石炭统的剖面。综合上述有关资料，对本区地层详细划分如下(表1)

二、元古界

(一) 板溪群

见于区内西北角，自下而上分合桐组、拱洞组，总厚1,154米。

合桐组(Pt_{bh})：

主要由灰绿色变质砂质页岩及长石石英砂岩组成，夹细砂岩、石英钠长石砂岩，厚>704米。

拱洞组(Pt_{bg})：

灰绿色变质粉砂质页岩，底部夹钙质、白云质条带，厚约450米。

表1　　桂林地层划分简表

界	系	统	地方名称	代号	厚度(米)	主要岩性
新生界	第四系			Q	5—42	砂、砾石、粘土、泥砾
	第三系			R		泥岩、粉砂岩
中生界	白垩系	上统		K_2	>170	砾岩、粉砂岩、泥岩
	三叠系	上统		T_3		泥岩
上古生界	石炭系	下统	大塘组	C_1d	>292	灰岩夹白云岩、页岩、砂岩
			岩关组	C_1y	100—482	灰岩、白云岩、页岩
	泥盆系	上统	融县组 / 榴江组	D_3r / D_3l	389 / 119～514	灰岩夹白云岩 / 泥质灰岩、硅质岩
			"桂林组" / 榴江组	"D_3g" / D_3l	311 / 119～514	灰岩夹白云岩 / 泥质灰岩、硅质岩
		中统	东岗岭组	D_2d	22—536	灰岩、白云岩夹页岩
			下　组	D_2^1	174—739	砂岩夹页岩、赤铁矿
		下统		D_1	669	砂岩夹页岩
下古生界	志留系	下统	田林口组	S_1t	370	砂岩、页岩
	奥陶系	中上统		O_{2+3}	398—453	砂岩夹页岩
		下统	升平组	O_1s	623—731	页岩、砂岩
			黄陵组	O_1h	1748—2114	页岩、砂岩间夹灰岩
			白洞组	O_1b	20—120	灰岩、白云岩
	寒武系		边溪组	$\in b$	963—1025	砂岩夹页岩
			清溪组 上段	$\in q^2$	10—46	灰岩、白云岩
			清溪组 下段	$\in q^1$	542—2639	页岩夹砂岩、灰岩
元古界	震旦系	上统	老堡组	Zbl	80—228	硅质岩
			陡山沱组	Zbd	80—158	页岩夹白云岩
		下统	南沱组	Zan	94—491	砂岩、页岩
			富禄组	Zaf	80—258	砂岩夹页岩、条带磁铁矿
			长安组	Zac	129—546	砂岩、页岩、底砾岩
	板溪群		拱洞组	Ptb$g$	450	页岩
			合桐组	Ptb$h$	>704	页岩、砂岩

* 上泥盆统的融县组与榴江组为同期异相，但前人对桂林一带的上泥盆统有桂林组和融县组之分，主要是以两者颜色深浅及古生物群的种类数目差异作为划分依据的。由于桂林组分布仅局限于桂林一带，近来已可用此作为地方性专用地层单位名称。

（二）震　旦　系

分布于区内西北角，与下伏板溪群为平行不整合接触。底部砾岩与板溪群页岩接触面呈不规则状。据岩性、岩相特征分上、下统，总厚463—1681米。

1. 下统

为海陆交替相或冰水相沉积。据岩性特征自下而上又可分：

长安组(Z_ac)：

由灰绿、黄绿色含砾石的泥质砂岩、长石石英砂岩、砂质页岩、泥质粉砂岩组成。底部有时见砾岩，砾石成分有变质岩、脉石英及花岗岩等。厚129—546米。

富禄组(Z_af)：

为灰绿色砂岩夹砂质页岩组成，其上部和下部各夹条带状磁铁矿一层，矿层厚2米左右，含铁量15—25%，厚80—258米。

南沱组(Z_an)：

为灰绿、灰色含砾石泥质砂岩夹砂岩、泥质砂岩、砂质页岩组成。含砾泥质砂岩中砾石成分有变质岩、脉石英、长石及花岗岩等，直径一般1—4厘米，次棱角至半滚圆状，分选性不好，厚94—491米。

2. 上统

为浅海相的页岩及硅质岩夹硅质白云岩组成．按岩性特征自下而上分：

陡山沱组(Z_bd)

为灰、灰绿色变质页岩及砂质页岩组成，中、下部夹硅质白云岩，上部有时含碳质页岩。厚80—158米。

老堡组(Z_bl)：

灰白至灰黑色硅质岩，上部间夹扁豆状硅质岩。厚80—228米。

三、　下古生界

（一）寒　武　系

分布于区内西南驾桥岭、东侧海洋山及西北越城岭一带。主要为由浅海相的砂岩及页岩组成的类复理石建造。岩石普遍轻变质，与下伏地层为整合接触。厚1,515—3,710米。自下而上分：

1. 清溪组(∈g)：

下段：灰、灰绿色页岩夹中厚层状云母质砂岩。越城岭南侧上、下部以碳质页岩为主。海洋山一带，下部夹黑色薄至中层状灰岩、泥质灰岩、白云质灰岩、灰岩，厚10米左右。页岩中产原始海绵骨针化石。厚542—2,639米。

上段：深灰黑色，中薄层状泥质灰岩、白云质灰岩和白云岩。厚10—46米。

2. 边溪组(∈b)：

灰绿色、灰色，中至厚层状含云母砂岩夹灰黄色页岩。下部间夹碳质页岩，砂质页岩，产原始海绵骨针化石。厚963—1,025米。

(二) 奥 陶 系

主要分布于越城岭南侧及海洋山北侧一带。由浅海相砂岩与页岩夹灰岩组成，具类复理式建造的沉积韵律特征，岩性较稳定。与下伏寒武系为整合接触。总厚2,789—3,418米。可分为下统及未划分的中上统。海洋山北部寒武系与奥陶系未分。

1. 下奥陶统(O_1)：

底部灰岩及白云岩；下部及中部为页岩夹砂岩；上部以含碳质的页岩为主。厚2391—2965米。自下而上称白洞组、黄隘组、升平组。

白洞组(O_1b)：

由灰、黑灰色厚层状泥质灰岩及白云岩组成，间夹一层厚1米左右的页岩。厚20—120米。

黄隘组(O_1h)：

主要为一套灰绿、黄绿色的页岩、砂质页岩与中细粒砂岩互层，局部夹泥质白云质灰岩、砾岩。厚1,748—2,114米。页岩中产笔石：*Phyllograptus angustifolius* Hall, *Didymograptus* cf. *abnormis* Hsü, *Trigonograptus ensiformis* Hall。

升平组(O_1s)：

上部和下部为黑色含碳质页岩，中部为灰、灰绿色泥质细砂岩，粉砂质页岩。厚623—731米。页岩中产笔石：*Amplexograptus confertus* Lapworth, *Didymograptus ellesi* Ruebemann, *Loganograptus leei* Hsü。

2. 中上奥陶统(O_{2+3})

为灰、灰绿色中厚层至厚层状砂岩、泥质砂岩夹页岩。厚398—453米。页岩中产笔石：*Climacograptus bicornis* Var, *Dicellograptus excavatus* Mu, *Glyptograptus* cf. *teretiusculus*(Hisinger)。

（三）志 留 系

区内仅见下统，于兴安田林口一带称田林口组(S_1t)。与下伏奥陶系整合接触；与上覆下中泥盆统为角度不整合接触。主要岩性为灰、灰绿色细粒砂岩及页岩互层。厚370米。页岩中产笔石：*Glyptograptus* cf. *tamariscus* Nicholson, *Petalolithus palmeus* cf. Var. *tenuis* Barrande。

四、上 古 生 界

（一）泥 盆 系

区内分布较广，发育也较完全，下部为碎屑岩；中、上部为碳酸盐岩，局部相变为硅质页岩。总厚995—3,831米。据岩性和化石可分下、中、上统。下统见于驾桥岭一带。下、中统于海洋山及越城岭一带未分。呈角度不整合覆于下古生界不同层位。各统、组间为整合接触。

1. 下泥盆统

于越城岭及海洋山边缘，原1:20万区测图划为下泥盆统(D_1)。后据1974年华南泥盆系会议讨论意见，于1976年版的1:50万广西地质图中改为中泥盆统应堂阶(D_2y)。鉴于意见不一，在我所1980年编的1:10万桂林地质图中表示为下中泥盆统(D_{1-2})，驾桥岭附近则仍保留为下泥盆统。

本统为一套滨海陆源碎屑到浅海相的沉积。底部一般有1—40米厚的砾岩夹含砾粗砂岩；下部以紫红色、灰红色中厚层状细砂岩为主，夹中粒砂岩、泥质粉砂岩；上部为紫红色中厚层状细砂岩夹粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、钙质页岩及浅灰色薄层状微粒白云岩等。厚669米。泥质砂岩中偶产腕足类化石：*Lingula* sp.

2. 中泥盆统

按岩性和化石可分为下部碎屑岩组和上部东岗岭组。其中，下部碎屑岩组原划属中泥盆统郁江组(1974)，华南泥盆系会议后，鉴于认识不一，我们暂以中泥盆统下组(D_2^1)表示，大致相当于应堂组(D_2y)。

下组(D_2^1)：

为一套滨海到浅海相沉积的碎屑岩夹泥质岩及赤铁矿组成。主要岩性为杂色的石英砂岩、粉砂岩夹页岩，有时夹鲕状赤铁矿或含铁砂岩，间见夹灰色泥质灰岩。厚174—739米。

产较丰富的腕足类化石：*Chonetes kwangsiensis* Wang，

Schizophoria excellens Graban。

东岗岭组(D_2d)：

据桂林塘家湾剖面，底部为灰黑色、中薄层状微晶灰岩及生物微晶灰岩，与下组砂岩接触处为0.8米的含铁泥质泥晶生物灰岩；下部为斑块状、角砾状白云岩夹生物泥晶灰岩；中部则为灰黑色中厚层状生物泥晶灰岩夹白云质灰岩、白云岩；上部以灰黑色中层状亮泥晶颗粒灰岩和白云岩为主。西北部及灵川，高尚田一带相变由泥质灰岩、泥灰岩夹页岩组成，局部出露生物礁灰岩。本组厚度各地变化较大，由22—536米。其中桂林塘家湾剖面372米。产：

腕足类 *Stringocephalus* sp.，*Atrypa* sp.。

珊瑚 *Acanthophyllum* sp.，*Temnophyllum* sp.。

层孔虫 *Amphipora* sp.。

牙形石 *Polygnathus* cf. *decorosus*。。

3. 上泥盆统

据岩性和古生物特征，本区上泥盆统分异为二个同期异相的相区沉积：一是以底栖生物和浅水碳酸盐岩为特征的台地相区沉积，下部为桂林组(D_3g)，上部为融县组(D_3r)；二是以浮游生物和半深水硅质岩、扁豆状泥质灰岩为特征的台沟相区沉积，称榴江组(D_3l)(图1)。分述如下：

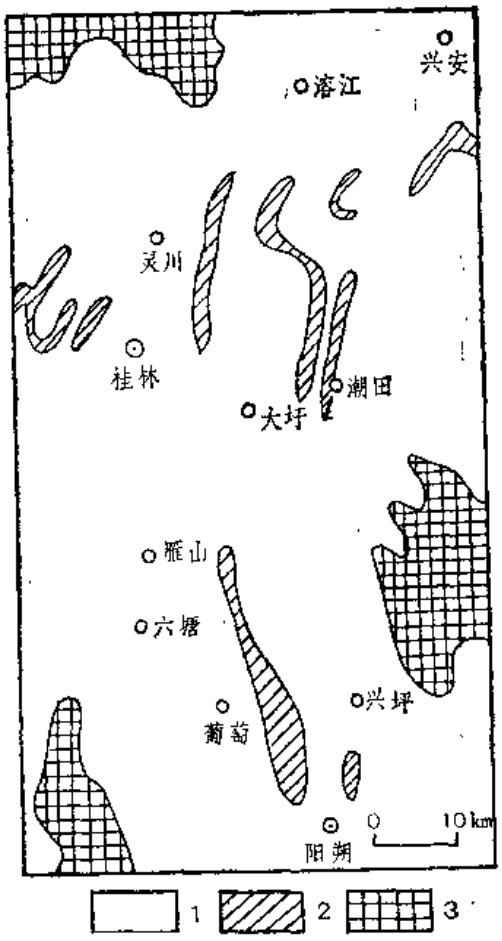


图1 桂林附近晚泥盆世岩相分布图

1。台地相； 2。台沟相； 3。古隆起

台地相区——

“桂林组(D_3g)”：

灰黑色中厚层状层孔虫泥晶灰岩和泥晶颗粒灰岩夹白云岩，桂林附近最为发育，厚311米。产半富的层孔虫化石 *Amphipora* sp.，珊瑚化石*Temnophyllum*等。

融县组(D_3r)：

浅灰、灰白色厚层块状泥亮晶鲕粒砂屑灰岩，夹泥晶灰岩及白云质灰岩。桂林附近厚度为389米。一般少含生物化石，产牙形刺化石：*Apatognathus varians* Branson *et* Mehl，*Polygnathus* cf. *pollocki* Druce。

台沟相区——

榴江组(D_3l)：

一般可分上、下岩性段，大致与上述融县组、桂林组相当。

下段为灰、灰黑色薄层状硅质岩、含碳、泥质的硅质页岩、泥质灰岩；上段为灰色中厚层状扁豆状泥质灰岩、泥亮晶鲕粒砂屑灰岩夹硅质岩、白云岩。厚119—514米。灰岩富产牙形石，页岩中产竹节石及少量腕足类化石。其中牙形石主要有：*Palmatolepis m. marginifera*, *Polygnathus nodocostatus*。

（二）石　炭　系

本区仅见下石炭统，自下而上可分：

岩关组(C_1y)：

桂林二塘、大圩至付合一带，以侵蚀间断面为界，可分为上、下段。

下段：灰黑、深灰至浅灰色，中薄层生物泥晶灰岩、白云质灰岩、亮泥晶砂屑灰岩。厚度159米。与下伏上泥盆统为整合接触。本层产珊瑚化石，*Cystophrentis* sp.,*Pseudouralinia* sp.。

上段：灰黑至浅灰色，中厚层中细晶白云岩、中粗晶灰质白云岩、微晶生物灰岩、亮泥晶生物砂屑灰岩、泥质灰岩。底部含胶磷矿结核或团块及含磷白云岩，与下段呈平行不整合接触。厚度323米。含化石：珊瑚*Lithuotubella arctica*(Malakhova), *Pseudouralinia* sp.。

腕足类　*Antiquatonia* cf. *inflata* (Tschernyschew), *Eochoristites neipentaiensis* Chu。

有孔虫　*Planoeudothyra* sp.,*Endspiroplectommina* sp.,*Granuliferella* sp.。

庙头、三街、高尚田一带，岩关组则由灰至黑色的含锰硅质页岩和泥质粉砂岩、硅质岩夹泥质灰岩、白云质灰岩等组成。厚度100—408米。页岩中产牙形石、竹节石等。

大塘组(C_1d)：

区内主要见于桂林大圩至阳朔福利一带，主要岩性有灰至灰黑色中厚至中薄层状生物泥晶灰岩、白云质灰岩、亮泥晶生物碎屑灰岩夹薄层泥灰岩组成。底部常有一层亮泥晶海百合茎灰岩。大圩剖面厚度>292米。对比相当黄金段。常见腕足类及珊瑚化石。

腕足类：*Gigantoproductus* sp.,*Dictyoclostus* sp.。

珊瑚：　*Kueichouphyllum* sp.。

桂林南侧茶店附近，出露零星灰至灰黑色硅质页岩、碳质页岩。所属层位，据岩性和古生物化石初步定为大塘组。

五、中 生 界

（一）三 叠 系

区内仅见上三叠统(T_3)，零星残留见于桂林附近的长海、甲宅、楼里、丫吉村、二药厂、奇峰镇、良丰、大埠、代上等处洼地或平原中。与下伏中、上泥盆统碳酸盐岩呈岩溶不整合接触。对此，曾有人提出可能属第四纪冰川漂岩、上泥盆统夹层或透镜体、下石炭统等意见，后经古生物化石资料证实，应属上三叠统。

主要岩性为灰、灰绿、灰黑色的泥质粉砂岩及粉砂质泥岩。粉砂质主要为石英碎屑，含量50—80%不等，粒度0.01—0.10毫米，泥质为硅质微粒<0.01毫米，含量20—80%。岩石具纹层状及波状斜层理构造。大埠西隆见底部砾岩，砾石成分有中、上泥盆统及下石炭统的灰岩。因风化剥蚀，厚度不详。泥岩中产丰富的蕨类孢子和裸子植物花粉化石*。蕨类孢子，占6—18%，主要有：*Duplexisporites problemaeicus*(疑问旋脊孢)，*Marattisporites* sp.（含囊蕨孢未定种），*Concavisporites toralis*（膨胀凹边孢），*Cranulatisporites* sp.（粒面三缝孢），*Acanthotriletes* sp.（刺面三角孢），……等。裸子植物花粉，占82—94%，主要有：*Chasmatosporites minor*(小开口粉)，*Caytonipollenites* sp.（开通粉未定种），*Monosulcites* sp.（单沟粉未定种），*Ginkgocycadophytus* sp.（银杏苏铁粉）……等。

所见孢粉类型，常见于三叠纪—侏罗纪，尤以晚三叠世最为发育。此外，组合中未见被子植物花粉，组合特征与湘、赣地区的安源组(T_3a)三丘田段(T_3ash)较为相似，故时代属晚三叠世的可能性最大。

（二）白 垩 系

区内仅见上白垩统(K_2)，除李家村及五里店为盆(谷)地沉积外，其它则多沿断裂的岩溶负向空间呈零散堆积分布，海拔自0—620米皆见及。主要是一套陆地湿热氧化环境下的产物，组成陆相的岩溶岩系(建造)。其中又可分为以淡水河、湖沉积为特征的岩溶盆地亚相、以堆积或充填为特征的岩溶洼地(溶斗)亚相、岩溶坡麓亚相、岩溶断陷(裂)谷亚相及岩溶缝、洞亚相。与下伏上三叠统、下石炭统及中、上泥盆统呈岩溶不整合接触。古岩溶面凹凸不平(图2)。地层特征以桂林李家村盆地所见为例，(其余见第三章岩溶岩系介绍)。

下部：红色砾岩，块状，层理不清。砾石成分有灰岩、白云岩、硅质岩及少量石英。

---

* 广西石油勘探开发指挥部杨荣玉鉴定。

砾石大小不等，一般5—20厘米，小则1厘米左右，个别大至数十厘米，磨圆度较差，一般为次棱角状。胶结物为含钙的砂泥质。据钻孔资料，厚>100米。

上部：为紫红色的钙泥质粉砂岩、粉砂质泥岩，局部夹10—30厘米的钙质砾岩。其中粉砂质泥岩由泥质40%、钙质30%、铁质20%及少量的粉砂质组成。钙质砾岩主要是由灰岩碎屑(块)组成，约占65%左右，其次为燧石碎屑，占5%。砾石磨圆度较好，大小0.5—10毫米。胶结物为钙泥质(20%)及铁质(10%)，沿孔隙充填胶结。上部未见顶，可见厚度70余米。泥岩中产丰富的轮藻科、介形虫及植物孢粉化石，主要有：

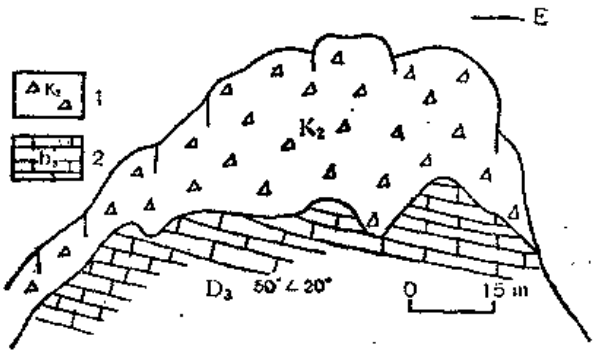


图2 临桂六圩羊田上白垩统红色溶积钙砾岩与下伏上泥盆统灰岩呈岩溶不整合接触剖面图

1. 上白垩统溶积钙砾岩； 2. 上泥盆统灰岩

轮藻科*：*Atopochara* sp.（奇异轮藻），*Obtusochara culmina* J. Fzhang(具脊钝头轮藻)，*Gyrogona hubeiensis* Z. Wang(湖北扁球轮藻)，*Gyrogona xindidnensis* Z.Wang（新店扁球轮藻），*Charites tenuis* Z. Wang（细长似轮藻），*Latochara curtula* Z.Wang(稍短宽轮藻)……等。

介形虫：**Quadracypris* sp.（方星介），*Eucypris* sp.（真星介），*Cyprois* sp.（栗星介），*Cypridea* sp.（女星介），*Damonella* sp.（达蒙介）……等。

植物孢粉：***

蕨类孢子：*Gabonisporis* sp.（加蓬孢属），*Osmundacidites* sp.（紫萁孢属），*Granulatisporites* sp.（粒面三缝孢）……等；被子植物花粉：*Proteacidites* sp.（山龙眼粉属）；裸子植物花粉：*Abietineaepollenites* sp.（单束松粉），*Pinuspollenites minutus*(小双束松粉)……等。

上述轮藻及介形虫，是我国上白垩统的常见化石，其层位大致可与江汉盆地跑马岗组，南雄盆地南雄组，三水盆地三水组等对比，故地层时代应属晚白垩世。又从孢粉组合分析，蕨类孢子占总量43.5%，裸子植物花粉占41.3%，被子植物花粉含量较低，为15.2%。从植物演化过程分析，早白垩世是以蕨类和裸子植物占优势，被子植物少且类型单调；晚白垩世被子植物开始向多方面发展，形成新的种属和多种类型；早第三纪被子植物占优势，且类型也进一步完善和多样化。据此，定为晚白垩世是合适的。

---

* 地质部第十二普查勘探大队张婉芳鉴定。

** 地质部第十二普查勘探大队张显球鉴定。

*** 岩溶地质研究所王曙娟鉴定。

六、新 生 界

（一）第 三 系

见于桂林朝阳砖厂、江头村、临桂庙头等地，其中江头村见与下伏下石炭统岩关组白云质灰岩呈岩溶不整合接触。

主要岩性为灰、灰黄、黑灰色粉砂质泥岩、泥质粉砂岩及泥岩，微层理发育，成岩度中等。厚度不详。产孢子、花粉、有孔虫、介形类碎片。其中有孔虫化石有*：*Cyclammina complonata*, *Bathy siphen* sp., *Ninion* sp., *Marginulina* sp.。

（二）第 四 系

主要沿水系及谷地分布，有冲积、洪积、河漫滩堆积和冰碛等成因类型。总厚20—60米。综合有关资料划分如下：

1. 中更新统(Q_2)

区内主要发育冰碛泥砾层及坡积-洪积两种成因类型。

冰碛泥砾层：呈岗垄状起伏展布，高差15—40米，为大姑冰期(桂林冰期)产物。紫红色泥砾、砾石成分主要有紫红、灰黄色的粉砂岩、细砂岩、脉石英及少量灰岩等。砾径大小不一，分选性差，排列无序，有水平、斜交、直立的，也有呈旋转结构及泥包砾、砾包泥等现象。砾石中见有条痕砾石、压坑砾石、变形砾石及压裂砾石等。厚度一般7—18米。

坡积-洪积层：杂色亚粘土夹砂、砾石。砾石成分有砂岩，石英砂岩，砾径1—30厘米，磨圆度不好，分选性差，杂乱堆积，局部有定向性，胶结疏松，有较好的透水性能。厚度10—30米，局部达50米。

2. 上更新统(Q_3)

冲积层：下部多为灰黄色砂砾层，砾石以杂色的砂岩为主，间有花岗岩和脉石英，磨圆度及分选性均较好，砾径3—8厘米，个别20厘米，砂质充填，松散，具水平层理；上部多为灰黄色粉砂质粘土，较疏松。厚10—25米。南圩相当层位中炭化木经^{14}C年龄测定为3.7万年。

---

* 岩溶地质研究所龚兴宝鉴定，郝诒纯教授审查。

3. 全新统(Q_4)

灰、灰黑色粘土层。粘土中时夹泥炭，一般分布面积数百平方米，厚1.5—2米。^{14}C年龄测定6400±115年(朝阳)，6130±90年(火车站西南)。

河漫滩堆积。多为砂、砾石层和粘土质粉砂。砾石成分主要有杂色砂岩及花岗岩、脉石英等，分选性较好，圆至次圆状，叠瓦状排列。厚3—4米。

此外尚有洞穴堆积、坡积及残积的含铁、锰结核的红、黄色粘土等。

七、小　结

从上述地层发育特征，可见本区于早古生代末至晚古生代初，受加里东运动影响，使基底岩系普遍轻微变质。晚古生代沉积沿北东向海盆发育，其北东及南西侧分别为越城岭、海洋山、驾桥岭隆起，共同控制晚古生代沉积特征，具体表现如下：

1．早泥盆世至中泥盆世早期，海水自海盆西南向东北侵入，形成下、中泥盆统滨海到浅海相的碎屑岩沉积，超覆或不整合于基底岩系寒武—志留系的不同层位上。由于海水到达驾桥岭的时间较早，沉积下、中泥盆统碎屑岩最厚达1,408米。海水到达海洋山西侧及越城岭南缘较晚，下泥盆统缺失或发育不全，下中泥盆统碎屑岩厚度变薄174—739米。由于受海底古地形的控制，中泥盆世早期于近陆缘的滨海、浅海区沉积了铁矿层。

2．中泥盆世晚期在前期沉积的基础上，海盆地形高差渐趋和缓，但仍保持原来基本轮廓，致使东岗岭组(D_2d)于相对凸起区沉积了以泥质灰岩为主，厚度较小(22—228米)的沉积。相对凹陷部位则以沉积灰岩、白云岩为主，厚度较大的沉积，如阳朔思的516米，灵川太平里为536米。

3．晚泥盆世沉积岩相及厚度的变化较复杂，横向上表现为同期异相沉积。榴江组主要出露于灵川—临桂一线以面及东山-阳朔背斜两翼，以发育泥质灰岩及硅质岩为主，厚119—514米。"桂林组"与融县组分布较广，由于沉积时海盆沉降速度与沉积速度大体相吻合，故有较厚之碳酸盐岩沉积，最厚达700米。

4．早石炭世岩关期中，地壳曾一度上升为陆，形成侵蚀间断面。岩关期临桂-高尚田一线以北，沉积以页岩为主，厚100—408米。此线以南则发育碳酸盐岩，厚度482米。大塘期沉积以碳酸盐岩为主，局部夹砂页岩，厚>292米。

5．早石炭世以后，区内未见中、晚石炭世和二叠纪沉积，是原无沉积还是后期被剥蚀？从南北邻区可见石炭、二叠纪地层情况看，后者的可能性不能排除。

6．区内发现中生代晚三叠世和晚白垩世的岩溶沉积和堆积物，说明在中生代早期，本区已有岩溶发育，而其开始之日可能更早，即从古生代末海盆上升为陆时始。因此，古岩溶沉积和堆积物的发现，有助于对岩溶地质发育史的分析和研究。

第 二 章

碳酸盐岩构造岩

一、概　　念

国内外地学工作者对构造岩研究都较重视。早在18世纪中叶就有人对断裂带进行过较深入研究，并提出了有关岩石名称。1949年王嘉荫教授对构造岩进行了分类，并在长期的教学、科研和地质实践中得到发展和完善。

构造岩的研究，可以帮助我们运用原岩的成分和结构、构造的变化，以及构造岩结构、构造的形成去确定断裂作用的力学性质和强度，判别原岩的变形程度和岩石演变过程，追溯断裂活动期次。因此，构造岩的正确定名、合理分类，具有理论和实践意义，一直为地学界所重视。过去的研究者都力图从各自的理解和研究的侧面，去解释其成因和控制机制，因此分类很不统一。国内外较有代表性的分类方案(表 2)，对地质研究、矿山和工程建设都曾起过重要作用。为了适应岩溶地质工作，有必要对碳酸盐岩构造岩统一分类，以利于识别构造和岩溶作用，使名称具有更广泛的代表性。

碳酸盐岩是岩石圈的主要岩石类型之一，其时空分布很广泛。我国三分之一以上的面积有碳酸盐岩分布，桂林有二分之一以上的面积是岩溶区。人们已注意到岩溶地质现象，特别是岩溶矿产、岩溶工程地质、岩溶水文地质，不仅与碳酸盐岩有关，而且往往与碳酸盐岩构造岩有关。某些接触交代矿床、岩浆碳酸岩的产出，也常与碳酸盐岩构造岩有关。断裂作用对碳酸盐岩的影响很大，特别是断裂多期活动和强应变的地段，常形成复杂的构造岩，并伴随复杂的岩溶地质作用。因此，进行碳酸盐岩构造岩的深入研究和分类很有必要。

广义的构造岩应包括断裂、褶皱、重力等构造作用和后生成岩作用所形成的岩石。多数人将与断裂作用有关的后生成岩称为断裂构造岩，简称断层(裂)岩或构造岩(狭义的)，我们认为凡断裂作用使碳酸盐岩应变形成所产生的各种碎裂结构、构造的岩石也都应称为碳酸盐岩构造岩。

表2　　构造岩不同分类方案对比

王嘉荫 1978年

原岩性质	应力性质	名称
脆性物质和脆性变形	小→大	角砾岩
		细角砾岩
		碎斑岩
		细碎斑岩
		碎粒岩
塑性物质和塑性变形	小→大	构造砾岩
		镜面糜棱岩
		眼状糜棱岩
		糜棱片岩
		糜棱片麻岩
		层状糜棱岩
		带状糜棱岩
		超糜棱岩
重结晶		变晶糜棱岩
		石英片岩
		硬板岩
多阶段		玻状糜棱岩
		同生糜棱岩
		异生糜棱岩
		扭张性碎裂变质岩
		压扭性碎裂变质岩

孙　岩* 1979年

类别	名称
角砾—磨砾岩类	角砾岩
	磨砾岩
碎裂岩类	碎裂化××岩
	碎裂岩
	碎斑岩
	碎粒岩
	碎粉岩
糜棱岩类	粒化岩
	粗糜棱岩
	糜棱岩
	超糜棱岩
千枚状糜棱岩类	千枚糜棱岩
	变余糜棱岩
	硬板岩
	变晶糜棱岩
	片麻糜棱岩
构造片岩类	千枚岩
	片岩
玻化岩类	玻化岩
	玻基糜棱岩
	假熔岩

I-O.C.波列霍夫斯基* 1980年

变形	名称
变形强度增大↓	没有重结晶作用标志的构造岩
	角砾碎裂岩
	构造角砾岩
	碎裂岩 粗粒的 细粒的
	糜棱岩 粗粒的 细粒的

此外，还有具同构造重结晶和构造以后重结晶结构的两个名称系列。前者在构造岩名称前加"变余"，有超糜棱岩和假玄武玻璃。后者在构造岩名称前加"重结晶"，但碎裂岩和糜棱岩都不再分粗、细粒。

* 根据原作者方案简化

二、分　　类

现有的构造岩分类方案(表2)不宜套用于碳酸盐岩构造岩，因其名称繁简不一，有无不定，宜另立碳酸盐岩构造岩的分类命名方案。和其它岩类的构造岩一样，分类时应归结于成因类型。因此通过研究断裂作用下碳酸盐岩构造岩的形成机制、演变规律，探索断裂活

表3　　桂　林　碳　酸　盐

基本特征 / 岩石类型		结构构造	
		碎裂或角砾(碎粒)特征	碎基(胶结物)
碎裂岩	碎(破)裂岩	具不规则状、羽裂状、平行脉状裂隙，局部角砾化，位移小，保留原岩的结构、构造	裂隙充填方解石脉，较宽者晶粒自脉壁向中心增大
	网裂岩	具菱形状、网状裂隙，岩块间局部角砾化，能复原拼合	裂隙常充填方解石脉，砾间有细岩屑、糜棱物充填、铁染红化
角砾岩	角砾岩	角砾(50—90%)大于1—10厘米，多呈菱角状，组合杂乱	白色方解石和小于1厘米的岩屑(10—50%)于砾间杂乱分布，有些被铁、泥质代替
	磨砾岩	角砾(55—90%)大于1厘米，呈棱角状，次棱角—浑圆状，具碎边结构	细岩屑，方解石(10—45%)重结晶后呈微粒—粗粒状，具残余结构，局部被铁泥质交代
碎粒岩	粗碎粒岩	碎粒或角砾(80—90%)，粒径大于1厘米者占75%左右。呈次棱角—等轴状，碎边结构明显	小于2毫米的岩屑、晶屑、糜棱物(10—40%)绕碎粒分布或沿结构面呈微层状、薄壳状。有时部分重结晶，或被铁、泥质交代
	细碎粒岩	碎粒(55—80%)，粒径0.1—1厘米，多呈次棱角—圆粒状，碎边结构更明显	小于1毫米的细岩(晶)屑、糜棱物，呈基底式胶结碎粒，个别沿细砾包绕分布
糜棱岩	砾质糜棱岩	碎粒(>25%)。粒径0.1—0.5厘米，多呈次棱角—圆粒状。碎边圆粒化，具压扁、拉长的定向构造，砾内原岩结构残余不明显，重结晶较发育	小于1毫米的糜棱物(<75%)呈挤压透镜体状、条带状分布，有些绕细砾呈眼球状或显定向流动构造。易重结晶和被铁泥质交代
	糜棱岩	碎粒小于25%，粒径小于0.2厘米，呈圆粒状，定向构造明显	小于1毫米的糜棱物(>75%)呈挤压透镜体状、条带状、纹带状分布，定向流动构造、重结晶明显
重结晶构造岩		粗—巨晶方解石脉或团块，具透镜体化、板理化、微劈理化，有擦痕或钙质薄膜	具原岩或碎粒残斑

动强度和期次或动(应)力强度和性质，是分类的基础。

应力与应变的关系，李四光教授早有阐述。在地应力作用下，原岩发生脆性、塑性或两者兼备的变形，甚至产生重结晶和新生应力矿物，形成新的结构构造，成为各类构造岩。碳酸盐岩具脆性，易在一定围压和温度条件下转为塑性，应力通过碳酸盐类矿物的转变或新生、晶格位错、晶间滑动、粒间位移等碎(破)裂变形，使岩石呈微裂、碎(破)裂、断裂

岩　构　造　岩　特　征

结构组合	矿物光性	产　　状	地应力作用			变形程度
			方式	强度	时间	
碎(破)裂结构（图版Ⅰ-1）	无　异　常	于断裂破碎带旁侧或断裂带内应力较弱的地段	张　性 扭　性	小↑	短↑	弱↑
网裂结构（图版Ⅰ-2）	个别有不均一消光	于挤压带的旁侧或内部应力较小的地带出现	压　性			
角砾构造（图版Ⅰ-3）	偶见不均一消光	于张性、扭张性断裂带，或在挤压带的局部张性断裂处	张　性			
碎斑、磨砾结构（图版Ⅰ-4）	重结晶方解石常波状消光	于挤压带或扭压带内，前者与网裂岩伴生，后者与碎粒岩伴生	压　性 扭　性			
碎粒、碎边结构（图版Ⅰ-5）	普遍不均一消光，有滑动双晶	于压扭性或扭压性断裂带中，与细碎粒岩不易截然划分	压扭性 扭　性			
碎粒、糜棱结构（图版Ⅰ-6）	不均一消光，滑动双晶、解理弯曲及错折发育	于扭压性和压扭性断裂带的强应力带上，或在挤压透镜体的周缘	压扭性 扭　性			
糜棱结构（图版Ⅱ-1）、糜棱—碎粒结构	同　　上	于强挤压破碎带的最强应力带内，或在压性、扭性结构面上	压扭性 扭压性			
糜棱结构（图版Ⅱ-2）	波状消光，滑动双晶，解理弯曲等	于强挤压带的最大主应力带内，和压扭性、扭性结构面上	压扭性 扭压性			
各类构造岩的残余结构	波状—不均一消光	挤压带和多期或长期活动的断裂带内，与其它类型构造岩伴生	有一定温度压力条件	大↓	长↓	强↓

现象，经成岩作用成断裂构造岩。构造岩，特别是碳酸盐岩构造岩受控于应力，也受原岩成分、结构、构造和层组类型的制约，是一种随机性的应变岩石组合(系列)，其分类命名应考虑综合因素，并侧重依据：

Ⅰ．结构构造　结构、构造是地学界公认的岩石命名的主要依据，它是断裂作用引起岩石破(碎)裂应变的物证。碎(破)裂度应是构造岩分类的基础，因而岩石碎裂(粒)粒度及

其含量和相关变化*是重要参数。为强调分类命名的实用性，粒级不宜多，计量不宜过细，应有形象直观感，宜去繁就简，分为碎(破)裂岩、角(磨)砾岩、碎粒岩、糜棱岩四类。每类又以粗细形态特征作为比较级分为两亚类，共八个亚类。因碳酸盐岩构造岩中重结晶是普遍的现象，其中有不少残余结构、构造，但成分单一，残余结构不易细分，故与碎裂度并列作为第五类，暂不分亚类。至于断层泥、碎粒、角砾等非成岩变形物，以及超变质作用的产物，前者未成岩，后者在碳酸盐岩构造岩中意义不大，所以都不必反映在分类表上。

Ⅰ．应力强度和作用方式　应力是构造岩形成的力源。应力大(强)小(弱)和作用时间长短，以及作用方式(性质)的转变，促使受力原岩形成不同结构、构造的构造岩。如应力相同，受力的原岩组分和层组类型不同，当可产生不同类型的构造岩。又如压、张、扭应力作用都可形成角砾岩，其中：压应力形成的角砾位移不如张或扭应力形成的明显，且角砾度变小；张应力形成的角砾其棱角明显；压兼扭应力形成的则圆粒化明显，称磨砾岩。压扭应力作用强度大则形成糜棱岩，其中以压应力为主形成的碎粒成残砾的定向构造和扁度要比以扭应力为主的明显。各类的亚类划分，除结构外，还有应力强弱和作用时间长短的涵义。岩性和受力的力学性质相同，应力小或作用时间短，岩石碎裂度小；反之，碎裂度大。因而有粗、细之分。因此，应力强度、作用方式和时间等，都和结构构造有因果关系，应是构造岩分类命名的另一依据。

Ⅱ．名称的系统性和特殊性　构造岩名称应体现断裂作用后岩石的碎(破)裂度，作为名称时要体现其内在联系的系统性。为此，采用破(碎)裂、角(磨)砾、碎粒、糜棱等来表示碳酸盐岩碎裂由弱到强的程度，并作为构造岩分类名称的定语。每类以直观的形态特征分为两亚类，也有碎(破)裂度强、弱的涵义。例如破(碎)裂岩、网裂岩、角砾岩、磨砾岩等，其碎裂度依次增强。此外，考虑构造岩尚有许多其他复杂情况，故应采用复合名称，以强调其成因或特殊的构造意义。例如，桂林地区的白云岩化与断裂作用在空间上、成因上息息相关，为区别于白云岩化的原岩与白云岩本身形成的构造岩，在其名称前冠以“白云岩化”作前缀，如称白云岩化碎粒岩，则表示白云岩化与断裂作用有关，即形成构造岩时的白云岩化。又如，岩石类型之间常无截然的定性或定量标准，构造岩中的过渡类型更为普遍。同一断裂的不同地段、同一标本、同一薄片的不同视域内，构造岩的类型都可能不同或不易断然定型。因此，若某类构造岩中含有15—30%其他类型构造岩的特征要素，则在其类前分别冠以“××化”、“××状”的前缀，如“角砾化碎粒岩”、“角砾状碎粒岩”。

通过对桂林附近断裂系统的研究，我们较系统深入地观测了丫吉村东、二纸厂、付合等20多条主干断裂，和烂桥堡、平山仓库、督龙等几十处断裂构造点，研究了234块构造岩薄片，分析对比了118块构造岩的物性参数和33块岩石化学资料，同时在室内外资料综合研究的基础上，运用上述原则，确定了桂林附近碳酸盐岩构造岩的分类命名系统(表3)。

---

* 有人称碎基比

三、构造岩的特征

为进一步确定断裂的活动期次、体系归属、与岩溶发育的关系，我们在前人工作的基础上，深入地研究了碳酸盐岩构造岩的宏观和微观特征(表3)，获得了一些重要认识：

(一)构造岩的分布

构造岩在成因机制上受应力分布状态控制，宏观上与某些岩溶现象的空间分布有制约关系，使其空间分布上表现出方向性、伴生性和分带性。

方向性：指构造岩沿断裂方向连续分布，或在该方向的有利成岩地段断续出现。如：北(北)东向断裂带内的压性及压扭性构造岩很发育；扭压性或张扭性构造岩沿北(北)西、北西向断裂分布；而弧形断裂带则因多期活动和不同地段应力作用方式不同，断裂力学性质多次转变，使不同碎裂度的不同类型构造岩叠加复合，沿弧形断裂断续分布。

伴生性和分带性：指构造岩空间分布的组合特征。对于伴生性，从成因机制看，可分为应变伴生和岩溶伴生两种类型。应变伴生，顾名思义，是原岩在某一应力作用下发生应变，各类构造岩相伴产生的现象。通常有三种情况：Ⅰ．由于应力传递强度从作用的中心向外侧具递减性，或向传递方向呈疏密相间波状传播，因而岩块内所受的应力大小不均，造成碎裂程度不同的构造岩相伴出现(图3)。Ⅱ．岩块内由主应力导致的派生或伴生的局部应力，其力学性质有的与主应力不同或相反，岩块内不同类型的构造岩相伴生。Ⅲ．由于应力叠加，使部分早期构造岩的破碎程度加强或力学性质转化，形成不同类型的构造岩相

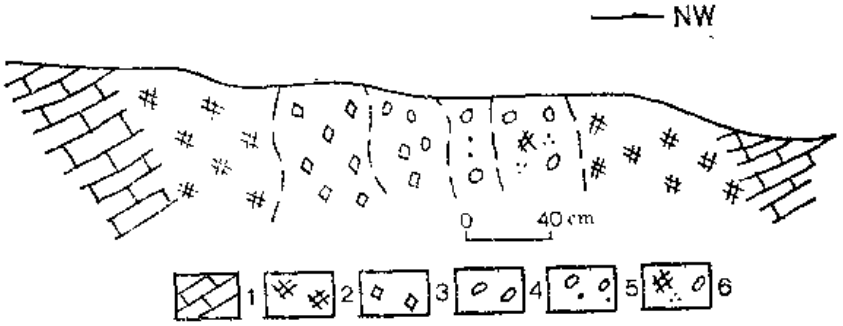


图3 桂林烂柯堡压性构造岩带岩石类型分带剖面图

1．泥晶灰岩；2．碎裂岩；3．角砾岩；4．磨砾岩；5．碎粒岩；6．糜棱化碎粒岩

伴出现(图4)。当然，严格地说，这种伴生只是一种共存现象，但它们经历的地质作用类似，所以仍归于伴生类型中。岩溶伴生是指与岩溶作用有关的伴生现象。当构造岩形成之后，由于岩溶水的活动，造成构造岩组分的带出与带入，或改变局部的结构、构造，形成交代改造构造岩，并与未交代的构造岩相伴出现。

上述各种伴生现象，空间上具有分带性。应变伴生有三种分带现象：Ⅰ．同一应力条件，应变强度疏密相间，以一定的递变韵律分带、因而不同类型的构造岩垂直应力方向呈带状分布。通常应力集中处为糜棱岩，两侧为碎粒岩或角砾岩，最外侧是碎(破)裂岩，彼此渐变过渡，出露宽窄不等。这种分带现象常见于北北东向压扭性断裂带内（图5）。Ⅱ．在同一应力条件下，由于碳酸盐岩岩性、单层厚度、层组类型不同，而形成不同类型、不同碎裂度的构造岩。这些类型的构造岩也呈带状分布，并受原岩的空间分布状态控制（图6）。Ⅲ．由于应力叠加，使断裂带的构造岩类型组合复杂化，变化大。有的糜棱岩带不宽，分布杂乱，而细碎粒岩带较宽，且与砾质糜棱岩或粗碎粒岩伴生，并包裹碎裂岩或角(磨)砾岩(图7)。

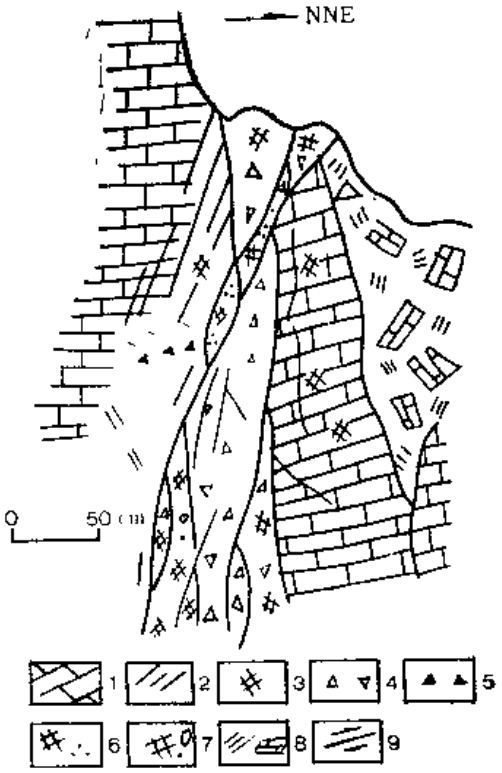


图4　桂林杨堤北复合构造岩带剖面图

1．灰岩；　2．劈理化；　3．破(碎)裂化；　4．张性角砾岩(早期)；　5．张性角砾岩(晚期)；　6．晚期糜棱岩；　7．晚期碎粒岩；　8．溶积钙砾岩；　9．近东西向扭断裂，早期张性，晚期压性

上述构造岩的分带现象，一般是指垂直断裂带的横剖面的分带，不能在各向空间或沿纵剖而随意延伸。对于岩溶伴生的构造岩分带现象，与交代改造断裂构造岩的形成有关。交代改造断裂构造岩一般位于原构造岩之上，两者呈犬牙交错的渐变关系。

总之，构造岩这些产出特征，其空间分布主要隶属于断裂系统，其组合、演变则受断

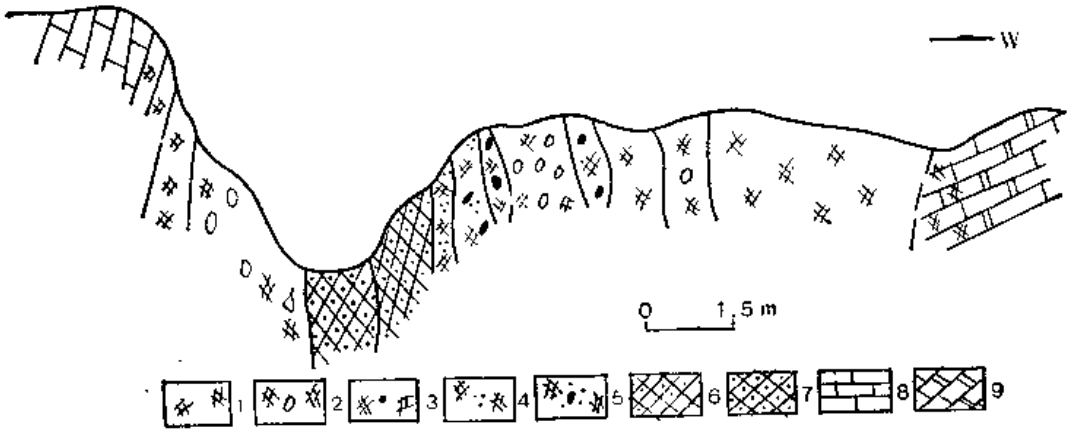


图5　桂林二纸厂断裂带剖面图

1．碎裂岩；2．角(磨)砾岩；3．碎粒岩；4．糜棱岩；5．砾质糜棱岩；6．重结晶糜棱岩；7．重结晶碎粒岩；8．碎裂化灰岩；9．碎裂化白云质灰岩

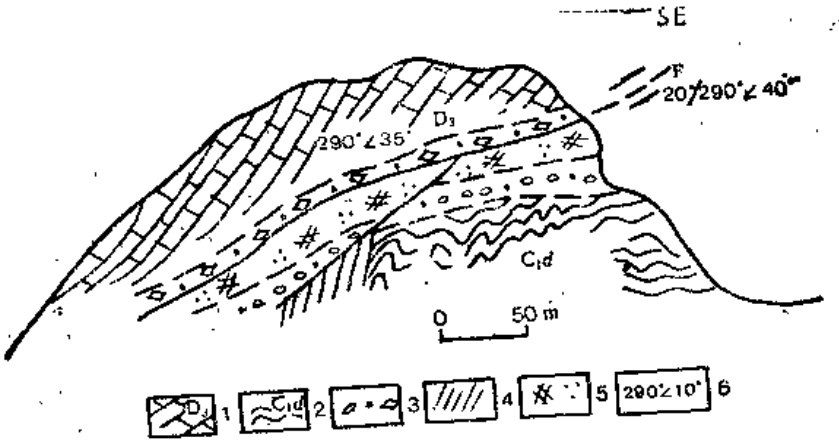


图 6　桂林白竹镜水库右坝肩构造带剖面图

1. 上泥盆统厚层灰岩；2. 下石炭统大圹组中薄层灰岩夹白云岩揉皱带；3. 碎粒岩；4. 劈理带；5. 糜棱岩；6. 产状

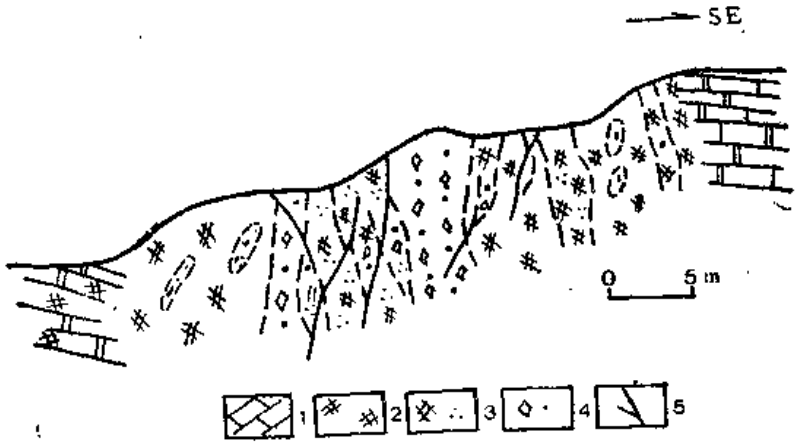


图 7　桂林阳朔压应力叠加的构造岩带剖面图

1. 白云岩化灰岩、白云岩；2. 碎裂岩、局部碎粒化；3. 糜棱岩复合糜棱岩有早期构造岩包体；4. 角砾状碎粒岩；5. 复合结构面、裂隙

裂活动期次、应力力学性质及其转化，或叠加应力的作用方式和强度制约。构造岩能影响岩溶负向空间的形成和分布，个别岩溶峰体由构造岩组成。

（二）构造岩的结构构造及其演变

1. 构造岩固有的结构构造

碳酸盐岩构造岩的碎(破)裂、角(磨)砾、碎粒、碎边、糜棱物、碎粒解体、矿物光性异常和重结晶等现象，都是不同应力强度或作用方式或作用时间长短的产物。包裹或套角砾、残余的碎裂结构、构造等则是多次断裂应变的残迹。局部结构、构造在宏观或微观上消失了，代之以纹层、似粒序层等沉积构造，形成交代改造构造岩，其中有些碎粒或角砾还有溶孔(穴)或溶蚀边等结构构造。这些结构构造说明岩溶水在构造岩的演变中，不仅起溶

蚀、侵蚀作用，还起了交代改造作用，在复杂的岩溶作用过程中起了促变作用。因而，构造岩的结构、构造是地质构造和岩溶地质发展的真实反映。

2．构造岩结构、构造的演变

各类构造岩都有其相应的结构、构造，例如碎粒岩的碎粒结构，是由碎裂—角砾—细粒化，最终固结成岩。其它构造岩的结构、构造都有各自的碎裂演变成岩过程。以及成岩后的转化。

(1) 构造岩的系列化。随着原岩破碎程度逐渐增强，从碎裂化经角砾化、细粒化，最后糜棱化。角砾位移由小到大，形态从不规则、棱角状到圆粒状，直至形成糜棱物质。砾(粒)径从大到小，分布由杂乱无章到呈定向构造。砾(粒)内原岩结构、构造由保留到残余，甚至消失。胶结物(碎基)组分从单一到复杂。在破(碎)裂岩的裂隙中，方解石呈薄膜状或网脉状充填。其余构造岩中的胶结物，从岩屑至粉(晶)屑、糜棱物质，依次消长，粒径从0.5厘米左右至小于1毫米。含量从10—50%，到大于75%。碎粒(角砾)和胶结物(碎基)呈互为消长关系。因此，断裂长期、多次活动或应力大小、作用方式多变的地段易形成碎裂岩—角(磨)砾岩—碎粒岩—糜棱岩等完整的构造岩系列。

(2) 结构构造由单一变复杂。碎裂岩仅具碎裂结构。糜棱岩则具碎裂、碎斑、碎粒、碎边、糜棱等结构，并具片理化、条带状等定向构造，及压扁拉长、眼球状、波状等流动构造。碎粒岩类则基本无定向构造，但碎斑细粒化。

(3) 矿物应变由弱变强。光性异常从无到有，由弱而强。常见滑动双晶、解理弯曲等应变现象。

(4) 重结晶的程序。构造岩重结晶是普遍的现象，从碎(破)裂岩到糜棱岩，重结晶程度由弱(无)变强。致使构造岩的结构、构造残留不多或消失，称为重结晶构造岩。构造岩的重结晶。首先，是胶结物特别是粉末状、糜棱物重结晶，形成的方解石呈粒状镶嵌结构，常有泥晶、粒屑、糜棱等结构残余。原岩的泥质高或重结晶程度低，则残余结构明显。其次，是碎粒或角砾重结晶，常见局部的或由边部向中心重结晶渐弱，中心为原岩的结构，似"残核"。有的仅边缘重结晶，似由碎边结构演变而成。

(三) 构造岩的物性变化

各类构造岩的物性测试资料(表5)表明，碳酸盐岩构造岩的结构、构造决定其物理参数的变化趋势。

1．孔隙度与原岩碎(破)裂度成正比

从表4可知，灰岩的平均孔隙度是0.60%，而各亚类构造岩的平均孔隙度都高。但构造岩的孔隙度随碎裂度增大而变大(表5)；当遇裂隙叠加时，则碎裂岩的有效孔隙度易增

表4　　桂林碳酸盐岩构造岩物性参数

物性参数 / 岩石类型	容重(g/cm³)		孔隙度(%)		吸水率(%)		渗透率(k_{mb})	
	构造岩	交代改造构造岩	构造岩	交代改造构造岩	构造岩	交代改造构造岩	构造岩	交代改造构造岩
碎裂岩	2.69－2.80 2.73 (12)		0.46－2.66 1.12 (12)		0.17－0.69 0.38 (12)		0.02－0.09 0.04 (4)	
网裂岩	2.62－2.68 2.70 (30)	2.70－2.71 2.71 (4)	0.32－2.09 0.92 (30)	0.24－0.53 0.39 (4)	0.12－0.79 0.34 (27)	0.09－0.20 0.15 (4)	0.027－0.88 0.08 (26)	0.02 (1)
角砾岩	2.68－2.81 2.74 (8)	2.69－2.75 2.71 (7)	0.61－2.94 1.18 (8)	2.25－1.26 0.55 (7)	0.22－1.08 0.43 (8)	0.09－0.46 0.20 (7)	0.042－1.20 0.39 (4)	0.032－0.10 0.05 (4)
磨砾岩	2.70－2.75 2.73 (2)	2.69－2.71 2.70 (8)	0.42－1.40 0.91 (2)	0.33－1.23 0.69 (8)	0.15－0.51 0.33 (2)	0.12－0.46 0.26 (8)	0.84 (1)	0.02－0.08 0.03 (2)
粗碎粒岩	2.68－2.80 2.75 (8)	2.69－2.77 2.71 (7)	0.52－3.10 1.71 (8)	0.48－1.43 0.86 (7)	0.20－0.82 0.46 (6)	0.18－0.53 0.32 (7)	0.02－0.25 0.10 (6)	0.03－0.13 0.08 (2)
细碎粒岩	2.70－2.75 2.73 (2)	2.27－2.71 2.65 (5)	0.44－3.08 1.76 (2)	0.25－1.69 0.89	0.16	0.09－0.62 0.22 (5)	0.02－0.66 0.34 (2)	0.02－0.03 0.03 (3)
砾质糜棱岩		2.69－2.74 2.71 (7)		0.88－4.12 1.07 (7)		0.14－1.51 0.40 (7)		
糜棱岩		2.58－2.72 2.68 (9)		0.89－5.30 2.20 (9)		0.14－1.94 0.58 (8)		

注：1. 表格内的数字表示 $\frac{\text{最小值}-\text{最大值}}{\text{平均值}}$，括弧内为样品数；

2. 灰岩的平均参数：孔隙度为0.80%（9个样）；吸水率为0.22%（9个样）；

3. 由岩溶所杨日英测定。

表5　　桂林碳酸盐岩及其构造岩物性参数对比

物性参数 / 岩石类型	孔隙度(%)	吸水率(%)	渗透率(k_{ab})	备　注
破(碎)裂岩	0.24－2.09 0.93　(46)	0.09－0.79 0.33　(43)	0.02－0.88 0.07　(37)	1. 表格内的数字表示， 最小值—最大值 平均值(样品数) 2. 渗透率由华北油田开发实验室测定，其余由本所杨日英测定， 3. 据表4简化而成
角(磨)砾岩	0.25－2.94 0.83　(25)	0.09－1.08 0.30　(25)	0.02－1.20 0.17　(11)	
碎 粒 岩	0.25－3.10 1.19　(22)	0.09－0.82 0.33　(19)	0.02－0.13 0.12　(13)	
糜 棱 岩	0.38－5.30 1.71　(16)	0.14－1.94 0.50　(15)	0.03	
灰　岩	0.35－1.05 0.60　(9)	0.13－0.39 0.22　(9)	0.02－0.11	

大，故平均孔隙度(0.93%)高于角砾岩(0.83%)；当构造岩受到后期的岩溶改造作用，由于铁、泥质的带入，形成各类交代改造构造岩，其孔隙充填愈合，孔隙度变小，如交代改造的网裂岩(0.39%)和角砾岩(0.55%)，其孔隙度还低于灰岩的平均孔隙度。

2．吸水率与孔隙度呈同步增减(图8)

灰岩的平均吸水率为0.22%(表5)，从变化趋势看，各类或亚类构造岩的平均吸水率都比灰岩高。由于上述原因和重结晶的影响细碎粒岩的平均吸水率(0.16%)略低，自然，岩溶交代改造构造岩的平均吸水率都不同程度的降低，很接近灰岩。此外裂隙叠加使碎裂岩平均吸水率(0.33%)比角砾岩(0.30%)偏高，但是，构造岩的平均吸水率仍随原岩的碎裂度增大而变大。

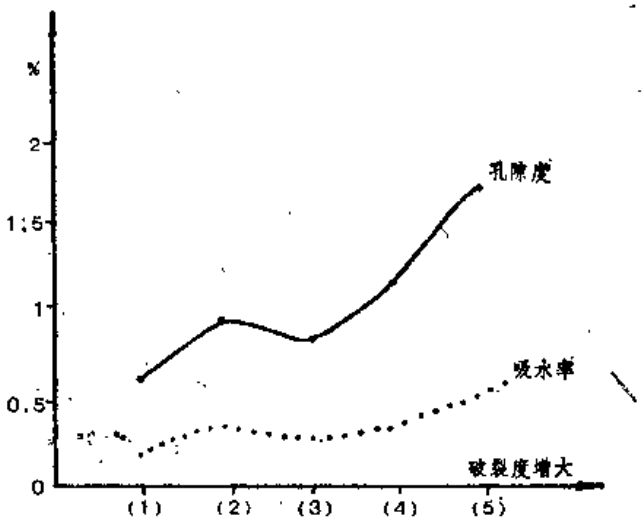


图8　桂林碳酸盐岩构造岩物性参数曲线图

(1) 灰岩；(2) 破(碎)裂岩；(3) 角(磨)砾岩；(4)碎粒岩；(5) 糜棱岩

3．渗透率变化较大

从碎裂岩—网裂岩—角砾岩—磨砾岩，它们的平均渗透率逐渐增高，从0.04%—0.84%，而粗碎粒岩(0.10%)、细碎粒岩(0.34%)的平均渗透率却有所降低。各类交代改

造构造岩的渗透率都明显降低。前者与碎粒岩的孔隙连通性差和有效孔隙度不发育有关，后者与交代作用降低孔隙度有关。

4. 物性的相关关系

综上所述，各类构造岩的结构、构造和物性参数不同。此外，由于裂隙叠加、地表风化、岩溶水的淋滤、交代改造、重结晶等原因，致使一些相同的构造岩物性参数不同。前三项一般使孔隙度参数增加，后两项则导致减少。变化趋势表明：原岩的碎裂度增大，其形成的孔隙度、吸水率等参数相应变大，彼此呈同步相关(图 9)，而且都比灰岩的平均值高。但是，后期的岩溶作用，有铁、泥质带入，形成交代改造构造岩，则有关物性参数相应明显降低，且彼此亦呈同步相关，但与未改造的构造岩却成消长关系。显然，构造岩的碎粒，由角砾变至极细，或成岩度变低，或裂隙度变大，且愈含差，或成岩裂隙和成岩后裂隙多次复合，这些都可使构造岩的有效孔隙度大大增加和增大吸水率和渗透率，而有利于岩溶

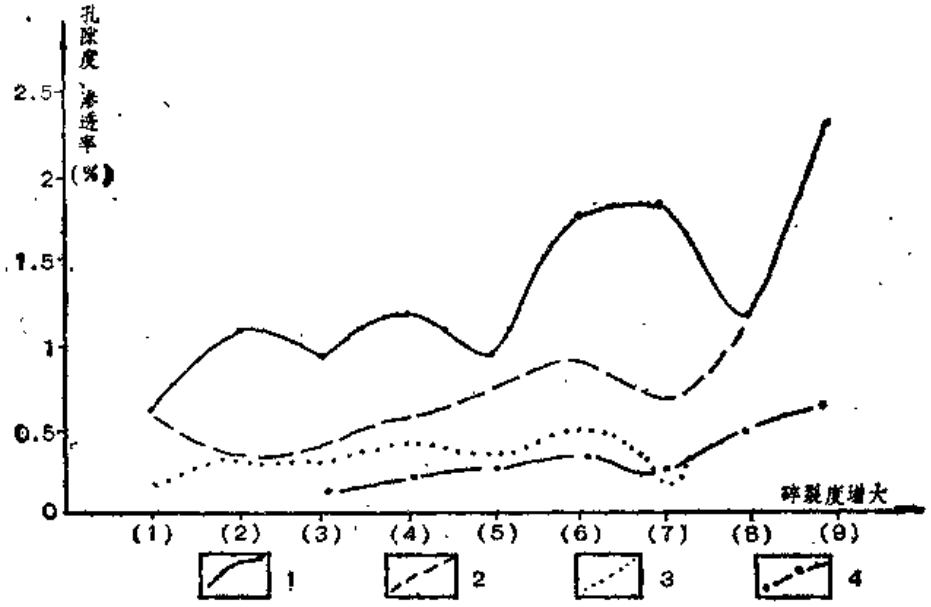


图9 碳酸盐岩构造岩物性参数曲线对比图

1. 构造岩的孔隙度；2. 交代改造构造岩的孔隙度；3. 构造岩的吸水率；4. 交代改造构造岩的吸水率；(1)碳酸盐岩；(2)碎裂岩；(3)网裂岩；(4)角砾岩；(5)磨砾岩；(6)粗碎粒岩；(7)细碎粒岩；(8)碳质膨梭岩；(9)膨梭岩

水的活动。因此，构造岩带往往是岩溶水的富水带或岩溶水集中出没带，甚至构成独立的水文地质单元(块段)。反之，孔隙度等参数小，不利岩溶水的赋存和运移。所以，构造岩带往往成为岩溶水文地质分区或岩溶地貌的分界。

总之，岩溶水强烈活动的地带，水对构造岩起了促变的作用，有利于形成交代改造构造岩。若各项物性参数变小，则不利于水的广泛运移，但可导致水的局部富集，促进负向岩溶形态或洞穴的形成。研究资料表明，影响构造岩孔隙度增减的因素很多，孔隙度影响了岩溶水的赋存、运移状态；岩溶水促进了构造岩的孔隙度等物性参数的演变和岩溶形态

的形成。

5. 糜棱岩的孔隙度和吸水率

区内砾质糜棱岩和糜棱岩的平均孔隙度分别为1.07%、2.20%，平均吸水率分别为0.40%、0.58%，都比其它类型的构造岩高3—7倍，其最大值是最小值的十多倍。这种异常现象，与糜棱岩的成岩度、重结晶程度和成岩后的构造影响、风化作用有关。往往成岩度低、重结晶弱、颗粒小，则孔隙度大，反之，孔隙度小。此外，断裂构造活动频繁，多期裂隙叠加，使糜棱岩片理化，裂隙密度大、孔隙度随之增高。再则，近地表或不新鲜的糜棱岩，遭受风化作用强烈者，孔隙度亦大。

(四)构造岩的化学组分变化

构造岩在形成过程中，伴随着碎裂作用和岩溶作用，其化学组分与原岩相比。必然会发生一些变化(表6)。

(1)各类构造岩中SiO_2 Al_2O_3、TFe_2O_3、K_2O、Na_2O的含量，随着岩石碎裂度加强，含量有逐渐降低的趋势；交代改造构造岩中除Na_2O外，其余的含量均明显高于灰岩的平均含量；未交代的构造岩中的含量均低于灰岩的平均含量，只有糜棱岩中的Al_2O_3(0.27%)略高于灰岩的平均含量0.17%，SiO_2的含量变化略有起伏，但总趋势是下降的。

(2)钙与镁的含量低于灰岩

从表可知，除破(碎)裂岩的钙、镁含量(55.5%)略高于灰岩的平均含量54.48%外，其余各类(含交代改造的)构造岩的含量均低于54.48%。其中交代改造角砾岩的含量仅52.6%。这与该类构造岩中TFe_2O_3、Al_2O_3、SiO_2的含量明显高于灰岩的含量是相辅相成的，表明受岩溶交代改造时，钙、镁流失较多，而代之以铁、铝等元素。从构造岩系列看，钙、镁的含量随着岩石碎裂度的增加而减少(表6、图10)。此外，破(碎)裂岩中钙、镁含量高于灰岩，原因可能是：与取样的随机性有关；破(碎)裂岩有较多方解石网脉所致。

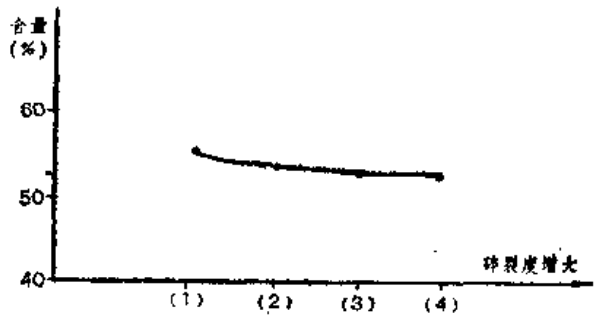


图10 构造岩中$CaO+MgO$变化趋势图

(1)破(碎)裂岩，(2)角(砾)砾岩，(3)碎粒岩，(4)糜棱岩

(3)各类构造岩中TiO_2、MnO、P_2O_5的含量有增有减。与灰岩相比，总的变化趋势仍随岩石的碎裂程度增强而降低，仅碎粒岩中的含量略高。交代改造构造岩中的含量都略高于相应的构造岩类。

(4)构造岩中的酸不溶物和SiO_2随岩石的碎裂度增强而减少，但交代改造构造岩中的含量则明显增高(图11)。

表6　　桂林碳酸盐岩及其构造岩化学成分对比

岩石类型 \ 化学成分	SiO_2	酸不溶物	Al_2O_3	TFe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	TiO_2	MnO	P_2O_5	CO_2	H_2O	合　计
破(碎)裂岩(7)	0.36	0.525	0.109	0.12	54.98	0.494	0.036	0.0013	0.038	0.015	0.0141	43.49		99.65
角(磨)砾岩(3)	0.103	0.18	0.097	0.12	36.75	16.35	0.01	0.03	0.0016	0.009	0.002	46.39		100.40
交代改造角(磨)砾岩(4)	1.34	2.48	0.7	0.278	50.28	2.25	0.125	0.00	0.027	0.0108	0.049	43.29		99.49
碎　粒　岩(10)	0.139	0.24	0.071	0.09	43.30	10.75	0.002	0.0095	0.0221	0.0103	0.0188	45.49	0.091(8)	100.63
交代改造碎粒岩(7)	0.91	1.74	0.52	0.26	48.45	5.55	0.01	0.0187	0.023	0.011	0.0117	43.96	0.23(4)	99.95
糜　棱　岩(2)	0.045	0.115	0.27	0.06	32.32	20.36	0.00	0.012	0.0015	0.009	0.0065	47.09	0.025	100.20
灰　　岩(32)	0.62		0.17	0.152	48.18	6.30	0.0613	0.081	0.0141	0.012		43.84	0.59	100.02

备注：1. 表内括号数字为样品数；

2. 全部样品由岩溶所实验室测定

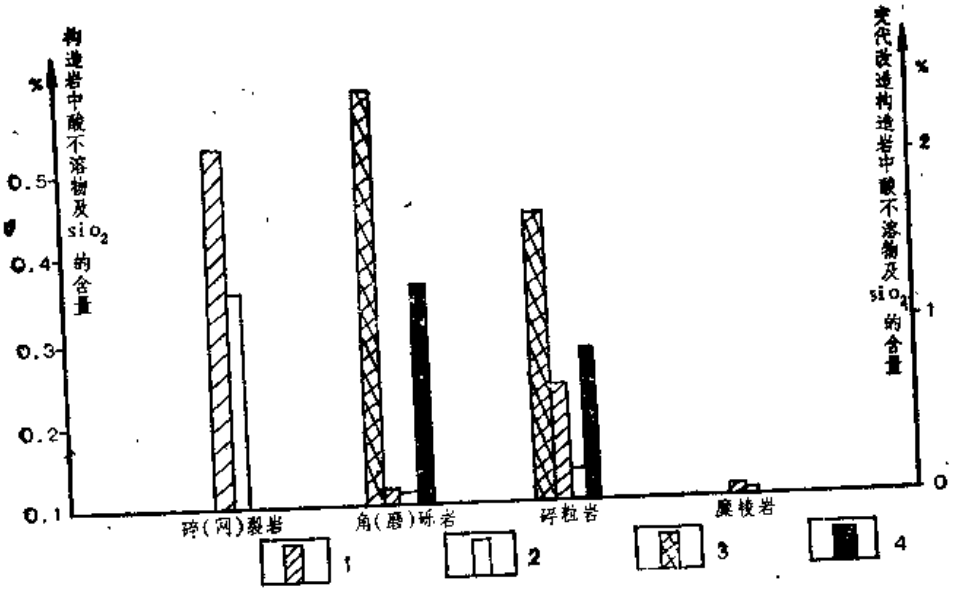


图11　碳酸盐岩构造岩中SiO_2、酸不溶物含量对比图

1. 构造岩中的酸不溶物；2. 构造岩中的SiO_2；3. 变代改造构造岩中的酸不溶物；4. 变代改造构造岩中的SiO_2

(5)各类构造岩中CO_2的含量总的趋势是随着岩石的碎裂度增强而增大。

综上所述构造岩化学成分的变化与岩溶水活动有关。从成分上看，构造岩同其母岩一样，都有岩溶化的属性，但构造岩的孔隙度大，有利于岩溶水活动的结构、构造，更易形成负向岩溶形态，所以，溶洼、洞穴、断裂谷等，常受断裂控制。构造岩化学成分的变化，往往是岩溶化过程中水沿构造岩的粒间或缝隙不断运动，带走原岩的钙、镁，加入铁、泥质所致。无疑，水的运动对物质的集散起了主导作用，而水的化学性质、原岩所处的环境、裂孔)隙的连通性等，对岩溶化进程都能起促进或减缓作用。

(五)构造岩的红化现象

区内碳酸盐岩构造岩普遍呈红、褐红或紫红色，原因是碎基胶结物和部分碎粒不均一红化，即被铁染或铁泥质代替部分钙质或局部取代了钙质。前两种红化的构造岩结构、构造未变化，后一种红化的构造岩，则以构造岩的结构、构造为主，兼有沉积结构、构造，称之为交代改造断裂构造岩。凡红化强，交代改造明显的构造岩，其角砾或碎粒常有港湾状溶蚀边，甚至砾内有粒序沉积的示顶、底构造。构造岩的红化规律是：随岩溶水向深部运移，由上而下红化由强渐弱；在水平方向上，由富水或易循环带向贫水或难循环带，红化渐弱。这些都是岩溶水运动的遗迹。

四、结　论

（一）碳酸盐岩构造岩的成因

在应力作用下，随着温度、压力条件的变化，碳酸盐岩具脆性、塑性和重熔粗晶化的属性，这三种应变都能形成碳酸盐岩构造岩。当断裂作用的性质、强度、时间、期次等多变，形成碳酸盐岩构造岩的类型和组合就复杂。在这种热动力作用的构造岩形成之后，由于岩溶水的作用，使构造岩发生"冷"交代，部分演变成交代改造断裂构造岩。因此，碳酸盐岩构造岩是具碎裂机制的"热"、"冷"动力作用成因的构造岩。

（二）桂林碳酸盐岩构造岩的分类和特征

根据上述分类原则和前人的研究成果，碳酸盐岩构造岩可分为5类9亚类，并有相应的交代改造构造岩。各类构造岩的结构构造、物性参数、主要造岩元素和其他微量元素的含量，变化趋势都不同。脆性碎裂达到碎粒级，特别是糜棱级时，在一定压力条件下成岩，能出现定向构造，甚至具流动构造特征。于一定热动力条件下，碳酸盐岩的糜棱物或细碎粒级的颗粒易先重结晶，甚至出现压应力作用下的动态重结晶，也显示定向和流动构造，这方面还有待深入工作。交代改造断裂构造岩是具构造岩和局部呈沉积岩结构、构造的构造岩，其成因机制及地质意义应引起关注。

（三）断裂构造岩带

桂林岩溶区的断裂有三种表现形式，即揉皱破裂带、裂隙（劈理）密集带、碳酸盐岩构造岩带。三者大多相间成带，有时分别出现。并由不同成因机制的岩石类型组成分带性。前两者对确定地质历史的意义不大，后者不仅是断裂带的主要表现形式，有复杂的分带现象，也是研究断裂活动、力学性质与岩石演变关系的场所。纵观全区的构造岩：以断裂多期活动形成的压扭性构造岩带为主，张扭性构造岩带为次，其中有压扭性结构面复合；一次形成的压扭性构造岩带多于张扭性构造岩带；扭张性构造岩带比扭压性构造岩带发育。总之，压扭性构造岩带规模大、岩石类型多，分带明显，有的因交代改造或多期断裂叠加而复杂化（图12）。凡是构造岩类型繁多，彼此交织共存而不易分带者，都是断裂多期活动、作用强度和方式多变的复合应变结果。反之，构造岩类型单一或分带明显，常是一次断裂作用的结果。

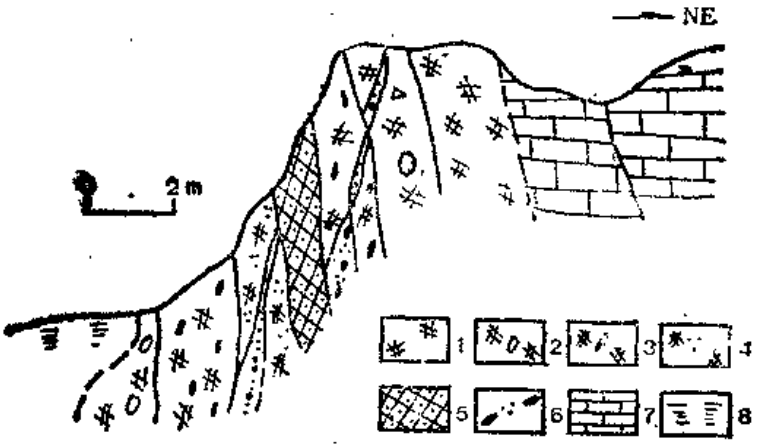


图12　桂林丫吉村东断裂带剖面图

1. 碎裂岩；2. 角(磨)砾岩；3. 碎裂岩；4. 糜棱岩；5. 重结晶灰岩；6. 交代改造构造岩；7. 灰岩；8. 砂砾土

(四)断裂带的构造岩及其纵横向变化

桂林弧形断裂大多是主干断裂带，在北翼的北东东向，南翼的北西西向，弧顶的近东西向断裂复合的地段也常成为主干断裂带。这些断裂带的构造岩宏观上沿纵横向的组合变化大，各段的岩石类型呈正常伴生和分带，或叠加复合分带。新华夏系与弧形构造复合的丫吉村—罗明断裂带：于丫吉村东是复杂的构造岩带；沿走向至白竹境一带，是构造岩带和揉皱破裂带，两者间为劈理化带；至罗明以南为劈理化带或构造岩带。这类实例表明，断裂的表现形式及其中构造岩的变化，取决于变形碳酸盐岩的岩性、厚度及层组结构类型，即质纯层厚者形成构造岩带，薄层者形成揉皱带，中薄层互层者形成揉皱破碎带，间夹构造岩带。关于断裂期次、复合关系及其它特征，详见下文。

第 三 章

岩溶岩系(建造)

一、岩溶岩系(建造)的概念

文献资料表明，18世纪以来，地学工作者就从岩石学、岩石地层学、古生物地层学等方面，对可溶岩进行综合研究，不少领域的研究成果巨大。例如，碳酸盐岩的结构成因分类及其形成环境的解释有重大进展；碳酸盐类矿物的分类研究已很深入。对岩溶作用形成物的综合研究起步较晚，仍然也有不少规律性的总结：如对石峰、石柱、钟乳石、石笋等各种正性(向)实体和漏穴、洞穴、溶斗、洼地、谷地等各种负性(向)空腔(间)的形成、演变、和组合类型都有成功的分类和正确解释，当然还有不全面和难以深入的领域，而为后人修正或补充说明；对于洞穴矿物、洞穴化学沉积物等的分类研究较系统，但对其它形成物的综合研究较差，至今岩溶学的不少岩石名词尚不能确切表达岩溶作用中有关地质因素的相关关系。例如，溶塌(岩溶)角砾岩、膏溶角砾岩、钙结砾岩等，这些名词只说明其成因与岩溶作用有关。而红色岩系、暗河沉积的成岩系列、沉积脉、沉积柱等词义，虽给人有成岩环境和特殊产状的概念，但无确切的岩溶内涵和地史依据。至于古岩溶、化石岩溶、深部岩溶等，虽给人有明确的时空概念，但过于空泛而无岩石含义。虽然，近来人们已对岩溶作用形成的机械沉积、化学沉淀、重力堆积物进行有益的探索，有人强调洞穴淡水灰岩的结构成因特点，有人强调岩溶作用旋回及其形成物与成矿有成生关系，但仍缺乏系统的归纳，没有完整的岩石分类方案和命名原则。

几年来，为研究岩溶发育规律，我们对岩溶作用形成的沉积、堆积物进行较全面的岩石学、岩石地层学、生物地层学研究，确立了这三者与岩溶作用的时空关系和成因联系，从面有助于认识岩溶作用过程中各岩溶现象的相互联系。因此，在前人资料的基础上，结合已有研究成果，建议采用岩溶岩系(建造)一词代表岩溶作用形成的岩石系列，即岩溶区内，在岩溶缝(裂)隙、洞穴、洼(谷)地、坡麓和壁龛上形成的溶积钙砾岩、溶积钙屑灰

岩、溶积钙质泥岩等陆相岩石系列，称为岩溶沉积-堆积建造，简称岩溶建造或岩溶岩系。*

二、桂林岩溶岩系的分布(图13)

(一) 空间分布特征

桂林岩溶岩系的分布具广泛性、方向性、局部等距性和相对集中性等特征。这些特征受成岩前和成岩时的地质构造条件、古岩溶水的运动途径和古岩溶地貌制约，现在的出露则与地壳运动和岩溶水的切割有关。

广泛性。岩溶岩系在峰丛洼地和峰林平原区都有分布，常出露在洼地的任何部位、峰间垭口附近，组成峰体或构成峰体的一部分。据不完全统计，已发现381处岩溶岩系，其残存面积以小型为主。其中371处小于0.5平方公里，甚至仅几—十余平方米；面积16.68平方公里者，占61.58%；0.5—1平方公里六处，面积4.30平方公里，占15.85%；大于1平方公里者四处，面积6.11平方公里，占22.5%，其中地水洞的残存面积最大，达1.89平方公里。若分片统计，则以杨堤片残存面积最大，占27%；其次是猴山片，占16%，再次是马面、李家村、大埠片等，约占11%以上。若以时间统计，则以燕山晚期岩溶岩系的残留面积最大，达26.61平方公里，占98.23%(表7)。从分布标高看：主要分布在250—350米标高段，其次在400—500米和150米上下。据钻孔揭露，李家村一带于海平面高程附近仍有分布。此外，500米标高以上，零星分布。峰丛区最高见于代上西南的656.6米峰顶。峰林区最高见于580米的猴山峰顶。

方向性。统计资料(表8)表明，桂林岩溶岩系以北东(150处)、北西(64处)、北东东(44处)、北北东(41处)等方向分布为主。这四个方向的岩系有299处，占总出露处79.52%；面

表7　　桂林岩溶岩系面积统计

岩　系	露头出露数(处)	面积(km^2)	百分率(%)
喜山期	7	0.061	0.22
燕山晚期	344	26.611	98.23
燕山早期	8	0.206	0.76
印支期	22	0.213	0.79
合　计	381	27.090	100

注：前印支期暂未统计

* 下文将岩溶岩系和建造作为同义词使用

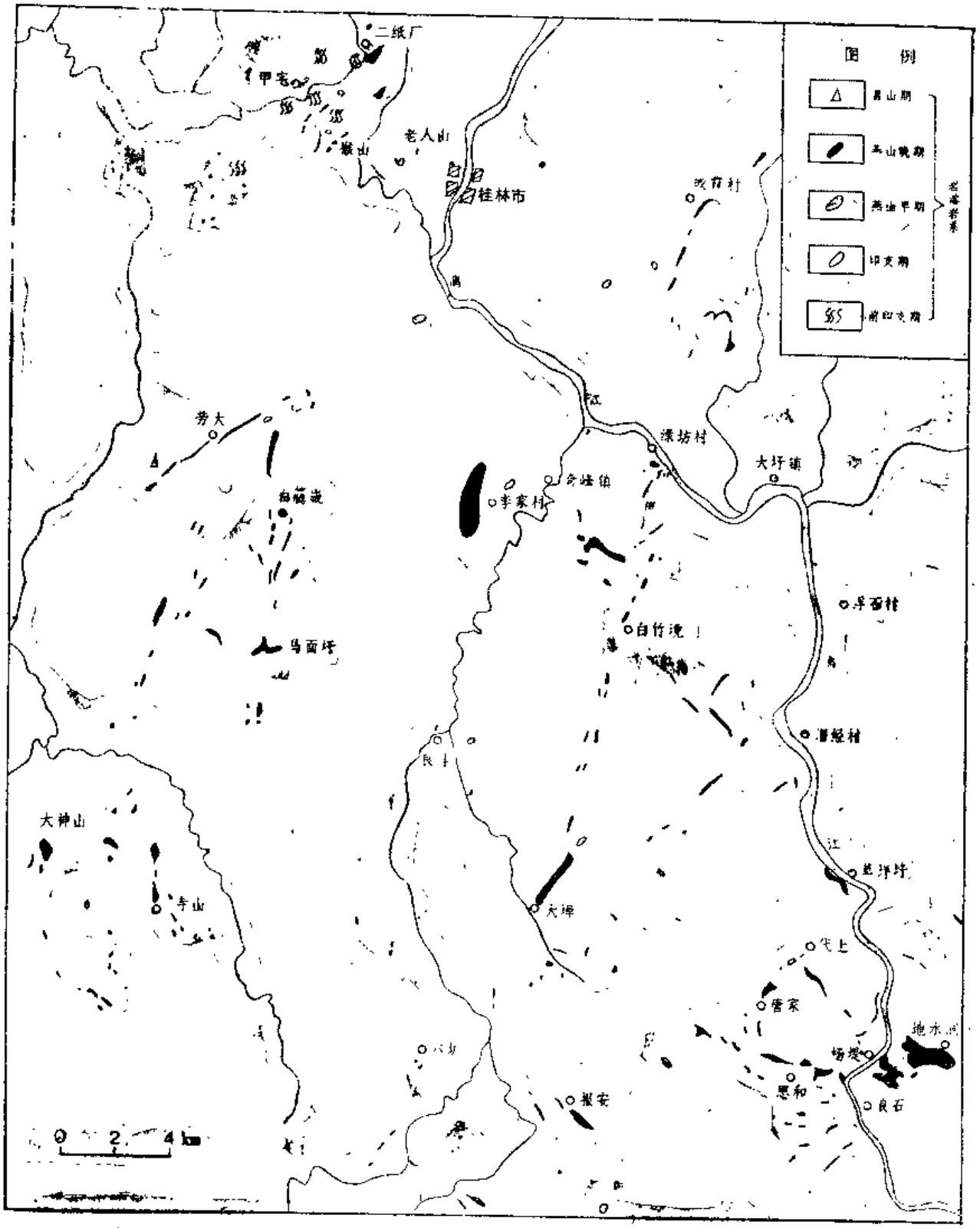


图13　桂林岩溶岩系分布略图

表8

桂林岩溶岩系分布方向统计

时期 / 方向	燕山晚期				燕山早期				印支期				各期合计			
	露头出露数（处）	占出露处（%）	面积 km²	占出露面积（%）	露头出露数（处）	占出露处（%）	面积 km²	占出露面积（%）	露头出露数（处）	占出露处（%）	面积 km²	占出露面积（%）	露头出露数（处）	占总出露数（%）	面积 km²	占出露总面积（%）
NNE	39	11.34	2.803	10.53	1	12.5	0.15	7.3	1	4.55	0.08	37.6	41	10.90	2.898	10.72
NE	134	38.95	8.704	32.71	6	75.0	0.183	88.8	10	45.45	0.064	29.85	150	39.89	8.95	33.11
NEE	43	12.50	1.839	6.9	1	12.5	0.008	3.9					44	11.70	1.847	6.83
NW	59	17.15	7.48	28.11					5	22.72	0.0313	14.69	64	17.02	7.511	27.79
NNW	15	4.36	0.834	3.13									15	3.99	0.834	3.08
NWW	8	2.33	0.234	0.88					2	9.09	0.015	7.1	10	2.66	0.249	0.92
E-W	17	4.94	1.957	7.43					3	13.64	0.016	7.3	20	5.32	1.973	7.30
S-N	12	3.49	0.399	1.49									15	3.99	0.399	1.47
多向复合	16	4.65	2.363	8.88					1	4.55	0.0075	3.5	17	4.52	2.37	8.77
各方向合计	844	99.71	26.623	100.06					22	100.00	0.214	100.04	376	99.99	27.03	99.99

积21.21平方公里，占78.27%。燕山晚期岩溶岩系比其它期的数量大，方向多，在相应方向上，前者是后者的四至十多倍，甚至是几十倍。说明区内燕山晚期新华夏系强烈活动，其北北东向主干断裂和配套断裂都很发育，并复合于华夏系、弧形构造，形成复杂断裂系统，控制了岩溶岩系的空间分布。

在上述分布方向上，岩系有三种出露形式：I．线型，条形露头的延伸和断续分布的方向一致；I．点线型，露头的平面形态呈不规则状、等轴状、或长条状，沿一定方向断续分布或相间出露．如芦笛岩—寺山和皎霞—报安二个北北东岩系分布带。这两类型均以北东向、北西向、北东东向、北北东向分布为主，其它方向为辅。Ⅱ．单一露头型，其延伸除上述四个主要方向外，还有北北西向、近南北向、北西西向等，这些虽延伸不远，但分布普遍。显然，岩系的主要和次要分布方向，与区内主干断裂及其伴(派)生断裂的方向是一致的，说明岩系的空间分布受断裂系统控制。

局部等距性和相对集中性。从整体看，北东向、北西向分布的岩溶岩系，以7—8公里间距出现。从局部看，报安铁厂一带以500米，白竹境、劳动大学等处以1200—1500米，其它地方还以大小不等的间距出现。虽然岩系广泛出露，但分布不均，如上述两个北北东岩带：西带的岩溶岩系相对集中在芦笛岩、白藤岭、寺山；东带集中在皎霞、觉里村、大埠、报安等地。此外，杨堤—思和一带、上笑—大神山一带的局部地段，岩系分布也较集中。这一特征反映裂隙构造的发育强弱相间，呈不均一状，而多期活动或复合处，岩系分布较集中。

（二）时间分布特征

桂林岩溶岩系在时间上具多期多阶段分布特征，并取决于区内地质构造发育特征。

岩系的分期。通过对岩系详细的野外地质调研，广泛掌握各岩系的接触关系和产出特征，岩石组合及其成岩度，系统进行微体古生物、古孢子花粉的分析鉴定和部分Rb-Sr同位素年龄测定，将桂林岩溶岩系的地质年代初步划分为四个时期(表9)。据接触关系和组分、成岩度不同，燕山期、喜山期又细分为早、晚期。

阶段性。桂林自古生代末上升成陆以后，海西晚期、印支期、燕山期、喜山期等历次地壳构造运动都形成有岩溶岩系。在这些时期的不同阶段，岩系发育程度不同。据岩系的分布、规模、厚度资料，燕山期主要是晚白垩世岩溶岩系，占90%以上；印支期较少，且90%以上是晚三叠世的岩溶岩系。纵观各期岩溶发育特征，认为海西晚期、燕山晚期、喜山晚期的地质构造和地貌条件有利于岩溶岩系的形成，而其它阶段仅局部地段形成岩溶岩系。

继承性和新生性。在不同岩溶发育期，任何有利于成岩的地方都能形成岩溶岩系，但不同期或同期而地点不同，岩系发育程度不同，具新生性；不同期而同地点，岩系呈连续或断续沉积、堆积叠复出现，具继承性。如代上西南和太平岩顶部的漓地、大埠断陷谷地、茅茅头大岩和朝阳铁山的洞穴系统内，都有两期以上的岩溶岩系(图14)。岩溶岩系的

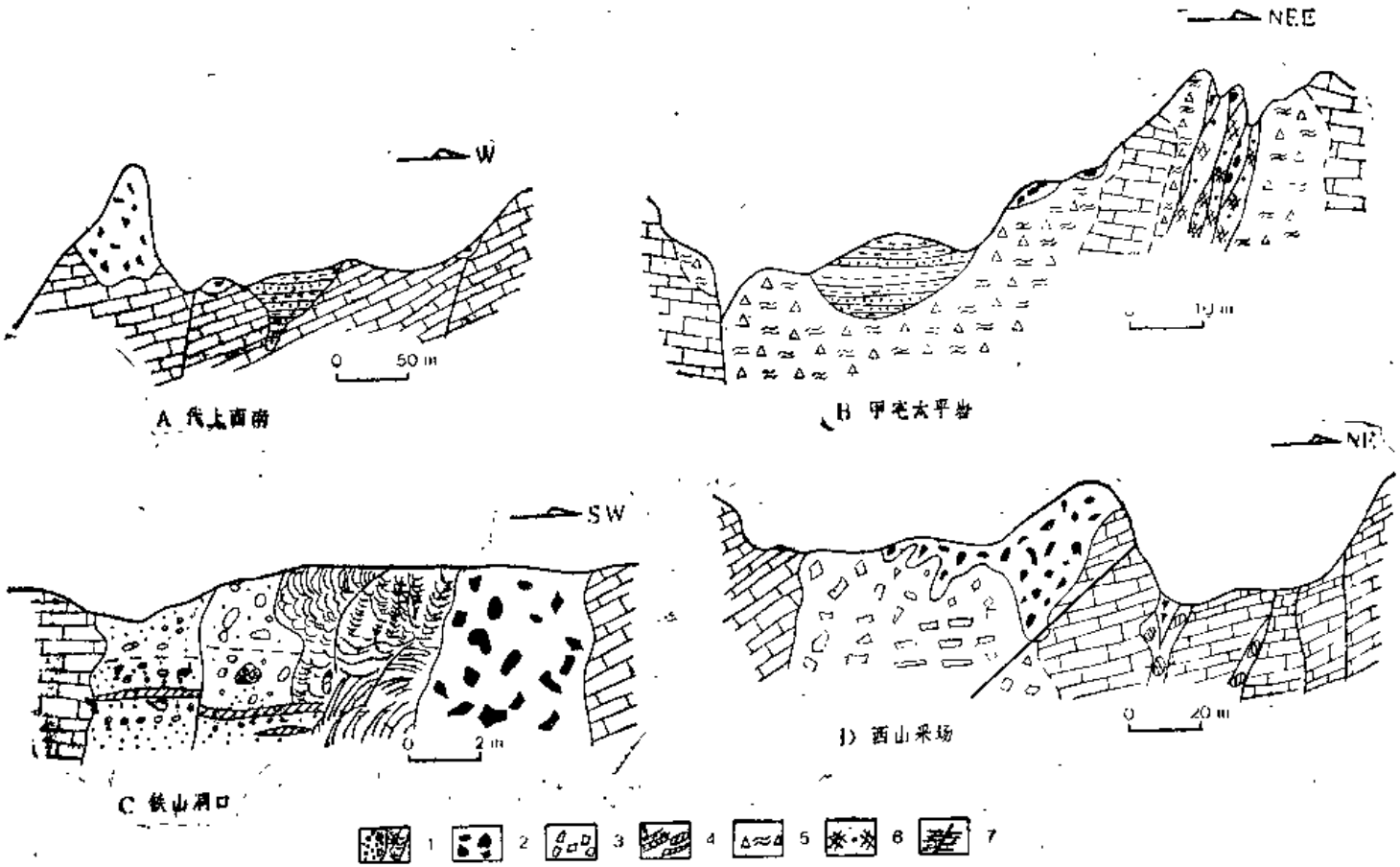


图14 桂林各期岩溶岩系素描图

1。喜山期岩溶岩系；2。燕山晚期岩溶岩系；3。燕山早期岩溶岩系；4。印支期岩溶岩系；5。前印支期岩溶岩系；6。断裂带；7。灰岩断裂

表9　　桂林岩溶岩系分期对比

分期依据 / 时期	岩系特征	接触关系	成岩特征	古生物化石		同位素
				微体化石	孢子花粉	年龄
喜山期	灰黄色溶积钙砾岩、钙华—穴珠层、砂土砾石层、滴石类，分布广	穿切下伏各岩系	松散至半成岩，孔隙度10～50%	腹足类、大熊猫、剑齿象动物群	第四纪孢粉组合	^{14}C 法3千—3万年铀系法4万年—大于35万年，古地磁法相当于布容期
	灰—灰黑色纹层状粉砂质泥岩，发现多处		成岩后强烈风化，松软。	有孔虫化石(？)	第三纪孢粉组合	
燕山期	红色溶积钙砾岩、溶积钙屑灰岩、纹层状粉—泥晶灰岩、溶积钙质泥岩，调查344处	穿切其下各岩系由下伏碳酸盐岩构成角砾	成岩度高，局部重结晶，巨晶方解石具环带构造，孔隙度1.07—1.58%	晚白垩世轮藻、介形虫化石	晚白垩世孢粉组合	Rb-Sr法145±5百万年
	白色溶积钙砾岩，巨晶方解石脉或囊状体，调查8处	被上述岩系穿切，切穿下伏岩系	成岩度高，粗晶白色方解石为胶结物，孔隙度0.77%			
印支期	灰—灰绿(黑)色溶积钙质泥岩，溶积钙屑灰岩、溶积钙砾岩，调查近20处	被上述各岩系穿切，切穿下伏岩系	成岩度高，胶结物与砾石边界不明显，孔隙度0.82%		晚三叠世孢粉组合	Rb-Sr法225±18百万年
前印支期	灰白—白色环带状灰岩角砾岩，白色方解石囊状体，斑块状—雪花状方解石晶簇，呈带状分布	被上述各岩系穿切，呈带状不规则状产于D—C碳酸盐岩中	成岩度极高；重结晶明显，具塑性变形环纹构造。孔隙度0.49—0.57%	藻类化石(？)		

新生性和继承性，从时间和空间的结合上，体现了岩溶发育过程的旋回（周期）性和广泛性。这类特征受控于当时的地壳运动强度和当地的地质、地貌、水文地质条件。

三、各期岩溶岩系的基本特征

桂林岩溶区过去统称的断层角砾岩和溶塌(岩溶)角砾岩，按成因类型分属断裂构造岩、交代改造断裂构造岩和岩溶沉积—堆积角砾岩。后者简称溶积钙砾岩，是岩溶岩系的主要岩石类型之一，与溶积钙屑灰岩、溶积钙质泥岩组成岩溶建造。这三类岩石的物源是来自

表 10　　桂林岩溶岩系特征对比

时期 \ 特征		岩土类型	产出环境	岩土成分		结构构造	成因	物性参数(%)		产地
								孔隙度	吸水率	
喜山期	晚	砂卵石层	洞穴、断裂谷	砾石为砂岩、硅质岩、碳酸盐岩，胶结物为钙泥质、粉砂		分选差，磨圆度好，具斜层理、交错层，孔隙式和基底式胶结，成岩度不高	河流沉积			厄脚洞、安吉岩、大埠、东洞
		砾质粘土层	洞底或边槽，基岩裂隙	粘土，针状—微晶状方解石		胶状—半胶结状，粒序层、纹层构造，针孔状孔隙，有龟裂纹	淤积			黄莺岩、飞丝岩、草坪硝洞、丫吉村硝洞
		钙华、泉华、穴珠层	洞穴、泉口	碳酸盐岩角砾、穴珠、方解石、钙泥质		层状、纹层状、同心圆层状、针孔、孔穴状	洞底浸水、间歇积水、溅水	14.99	8.65	柑桔洞、飞丝洞、罗田大岩、白骨洞
		溶积钙砾岩	洞穴、断裂谷、坡麓	角砾为碳酸盐岩及其构造岩，胶结物为钙泥质、砂砾质		角砾棱角清楚具溶孔，胶结物压实度差，常具针孔状、晶洞状孔洞	冲积、残坡积、坍(崩)塌			冯家北、九华山、穿山洞
	早	冲积砾岩	洞穴、谷地	砾石为碳酸盐岩及其构造岩，胶结物为钙泥质、砂砾屑。		磨圆度高，具一定分选，斜层理、粒序构造，孔隙式、基底式胶结	河流沉积			刁嶽南、兴安北
		粉砂质泥岩	谷地	钙泥质、细—粉砂屑		纹层状、泥质结构	湖盆沉积			朝阳砖厂
燕山期	晚	溶积钙砾岩 坍(崩)塌角砾岩	洞穴、山脚	角砾以碳酸盐岩及其构造岩为主(70～85%)，胶	砾径0.2—3米	角砾棱角状颗粒支撑，胶结物具纹层，粒序层构造，有角砾穿层，压弯	坍(崩)塌			茅茅头大岩、亮子岩、官庄、父子岩
		溶积钙砾岩 沉积—堆积砾岩	洞穴、坡麓		砾径小于1米	角砾次棱角—浑圆状，颗粒支撑，胶结物具粒序，纹层构造	间歇性流水沉积、堆积	1.07(12)	0.40(12)	地水洞、牛鼻圹、铜山岩

续上表

时期		岩土类型		产出环境	岩土成分		结构构造	成因	物性参数(%)		产地
									孔隙度	吸水率	
燕山期	晚	溶积钙砾岩	填隙砾岩	岩溶缝隙	结物以含铁钙泥质为主(30~15%),其次有泥质、岩屑	砾径小于10厘米	角砾呈棱角状，杂基或颗粒支撑。具包砾、晶洞及示底构造等	充填、填积			朝阳铁山洞、大埠龙背山、上等元
			坡麓砾岩	坡麓、谷地		砾径0.3—1米	角砾棱角—次棱角状、颗粒支撑。胶结物具粒序层构造，常见砾石限制粒序层	洪泛水冲积、堆积			金全东、窑头山北，橡胶制品厂北
			冲积砾岩	洞穴		砾径1—2厘米	砾石磨圆度较好，杂基或颗粒支撑	河流沉积			厄脚东、乳胶厂北、工业管理学校北
		溶积钙质灰岩	钙质泥灰岩	缝隙、洞穴、谷地	颗粒为碳酸盐岩岩(晶)屑，胶结物均为含铁的钙泥质	砾石5—25% 砾径0.5—50厘米	砾石棱角—次棱角状，具港湾状溶蚀边，胶结物具纹层构造，包绕构造，并有堵截构造。	湖盆沉积	1.58(9)	0.59(9)	古楼、上龙、唐家北、华侨农场西
			钙屑灰岩	洞穴、谷地、洼地		砾屑1—5% 砾径小于0.5厘米	砾石棱角—次棱角状，具港湾状溶蚀边，粒序层，纹层构造，重结晶者具包裹结构	湖盆、渗流			恩和北、南村东南、刁崴洼地南
			纹层状灰岩	洞穴、洼地		晶屑50—70%	粉—泥晶结构，粗—细粒结构，纹层、粒序层构造	湖盆、潭、坑、塘、溪流			甲山、霁江北，劳动大学
		溶积钙质泥岩		谷地、洼	由泥质和碳酸盐灰泥组成。		呈粉—泥晶结构，具显	湖盆、河流	6.90(10)	2.78(10)	兴安百里村

续上表

时期 \ 特征		岩土类型	产出环境	岩土成分	结构构造	成因	物性参数(%)		产地
							孔隙度	吸水率	
			地、洞穴		微粒级纹层，以水平纹层构造为主，并具斜层理和交错层。				
燕山期	早	溶积钙砾岩	断裂谷(带)	角砾为灰岩，白云岩及其角砾岩组成，胶结物为白色粗—巨晶方解石	角砾棱角—次棱角状，大小混杂，粒状镶嵌，包裹残余结构	坍(崩)塌	0.77(4)	0.28(4)	西山东、杨堤北、潭下、劳大
		巨晶方解石团块(脉)	洞穴、缝隙	巨晶方解石	方解石具包裹结构或环节构造	重结晶			大埠、岔里村、巫山脚北
印支期		溶积钙砾岩	凹地	角砾为碳酸盐岩及其角砾岩和少量硅质岩，钙泥质胶结	棱角—次棱角状，胶结物具粒序、纹层等构造。常见堵微纹层构造	湖盆沉积			大埠西隆、汉扩谷地西侧
		溶积钙屑灰岩	凹地	钙屑以碳酸盐岩岩(晶)屑为主，基质为灰泥	钙屑棱角状，具砂状和泥状结构，纹层构造，有斜层理，交错层理和粒序层理等				汉扩谷地、良丰八队
		溶积钙质泥岩	凹地	泥屑中有5—25%石英粉屑，其余均为粘土矿物及灰泥	具泥晶结构和泥质结构，呈纹层构造，以色调或粒序层显示沉积层理				太平岩顶、代上西南、长海西、良丰
前印支期		溶积钙砾岩	坳(凹)槽	角砾(75—90%)为重晶化碳酸盐岩及其构造岩，胶结物(25—10%)为泥钙质	角砾次棱角—圆砾状，具溶蚀边结构，悬砾构造。胶结物环绕砾块呈环带状构造		0.49(8)	0.20(8)	太平岩、马家坊西
		方解石脉(层)	洞穴、缝隙	粗—巨晶方解石	呈粗—巨晶状、柱粒状、放射状互层，显块层构造、包裹结构	重结晶			马家坊西

注：括弧内为样品数，全部样品由岩溶所实验室测定。

岩溶区，由岩溶作用而成，为区别于非岩溶作用形成的角砾岩、灰岩、泥岩而取上述名称。

通过大量的室内、外工作，归纳了岩溶岩系的基本特征(表10)及其特殊的结构、构造，说明如下：

(一)关于喜山晚期的岩溶岩系

1. 成岩度低

这期岩系成岩度较低，砾(粒)间往往未全充填，砾间胶结物具针孔状、蜂巢状孔洞，有些被针状、晶簇状方解石充填，呈晶洞构造。

2. 孔隙度高

岩系成岩压实度低，孔隙度、吸水率都很高(表11)。钙华、泉华、穴珠层等平均孔隙度、吸水率分别为14.99%和8.65%，是其它期岩系的几倍至十几倍。基本特征是：针柱状钙华比其它钙华孔隙度大；含砾和结构不均一的钙华比成分单一、结构均匀的钙华孔隙度大；壁流石比其它化学沉积物孔隙度小；重结晶和成岩固结程度越高，年代越久远的钙华孔隙度越小。

表 11　　桂林喜山晚期洞穴化学堆积物物性参数对比

物性参数 / 名称	比重 (g/cm³)	孔隙度 (%)	吸水率 (%)	地点	备注
针柱状钙华层	1.36	49.2	36.34	官岩硝洞	1. 岩溶所杨日英测定。 2. 括弧内为样品数
砾质钙华穴珠层(5)	2.21	17.51	8.24	马家坊北西洞、田心村洞	
钙华层(4)	2.31	13.23	5.77	飞丝岩、畔矿	
钟乳石	2.41	9.83	4.04	飞丝岩	
壁流石(2)	2.49	6.42	2.60	劳大散头村、官岩上洞	
弱重结晶钙华层(3)	2.48	7.43	3.01	飞丝岩、畔矿尾	
强重结晶钙华	2.66	1.37	0.52	矿头村西	

3. 典型的结构构造

这期岩系的成岩变形改造不大，各种原生沉积层面构造完好。

(1) 包绕砾石层。砾石层中的角砾以碳酸盐岩为主，形态复杂，砾径不一，棱角一次棱角状。有的角砾被泥钙质圈层包绕，似核形石。有些地段几个角砾被弯曲状钙华层包绕，上部凹凸不平，凹处停积了穴珠，而呈窝穴状断续分布，当填平补齐后，穴珠被钙华胶结，呈水平层理或粒级层。

(2) 网状缝隙壁流石。洞壁或洞顶的基岩裂隙常呈网格状，岩溶水沿裂隙壁面漫(浸)

流，形成纹层状壁流石，并填满缝隙，构成假角砾岩。

(3) 钙华层与石柱的堵截或过渡关系。桂林高出平原面10—70米的洞穴，洞内石柱和钙华层常由白色方解石组成，据剖面观察两者的生长关系有：①先后生长，早成的石柱下段被后生的钙华板包绕掩埋，石柱限制了钙华板层理的水平延展，剖面上两者的纹层呈堵截交切(图版Ⅰ-3)；②同步生长，石柱的一些壳层与钙华层呈连续过渡，构成近直角相交的纹层，表明某时期内沿柱面漫(浸)流的水与洞底积水的浓度、沉积环境相似，故钙华层和石柱外壳层的生长速度相近。

(4) 龟裂痕。钙质土层干涸后，呈五或六边形的龟裂痕，其连通较好，并被薄层(板)状方解石愈合，形成网络状方解石骨架(图版Ⅰ-4)。

早期的岩溶岩系有许多类似的结构、构造特征，成为各期岩系沉积—堆积环境的推断依据。

(二) 关于燕山晚期的红色岩溶岩系

1. 岩系的组成

据李家村，地水洞、思和、铜山岩、马面等地剖面观测，岩系由各种沉积—堆积相的溶积钙砾岩、溶积钙屑灰岩、溶积钙质泥岩组成。这些岩石类型交织出现，纵横向变化无常。总的特征是：砾岩占70—80%，夹灰岩和泥岩，局部地段后两者相间出现，夹砾岩或含砾屑。

2. 层组成岩石组合类型

据上述岩石类型的层位或组合关系，分为三种类型，Ⅰ. 完整型：以李家村的岩系为例；岩系中、下部为溶积钙砾岩，间夹其它岩类，中、上部为溶积钙质泥岩，间夹钙屑灰岩*或河流砾岩，层岩溶谷地、河湖等成因类型。Ⅱ. 砾岩型：以地水洞，茅茅头和大神山的岩系为例。岩系90%为溶积钙砾岩，间夹其它岩类，属溶斗(洼)、坡麓、洞穴等成因类型。Ⅲ. 钙泥质岩型：以官岩中洞、复兴洞南的岩系为例。岩系以溶积钙质泥岩为主，纹层、粒序层很发育，间夹薄层状钙屑灰岩，局部是钙砾岩。属洞穴、溶潭、洼(盆)地等成因类型。

3. 岩石成分

各主要岩石类型的矿物成分都很简单，主要是方解石、白云石，其次有粘土矿物，偶见菱铁矿、石英、赤铁矿等。这些矿物都来源于岩溶区陆相环境，其母岩是海相碳酸盐岩。钙质泥岩中的粘土矿物成因较复杂，主要是海相碳酸盐岩在陆相环境的风化残余物，和形

*指砾屑及粗—细粉级颗粒，均为碳酸盐岩类及其构造岩，钙泥质胶结的，旧人所称的钙质砂(砾)岩(下文同)。

成岩系时的新生矿物，少量来自非可溶岩区或可溶岩区的非可溶岩的碎屑矿物。各岩石类

表12　　红色岩溶岩系岩石化学成分对比

岩石名称 \ 化学成分%	SiO_2	酸不溶物	Al_2O_3	FeO	CO_2	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O	F
溶积钙砾岩 (3)	1.11	1.59 (3)	0.09		48.39	0.28	0.07	0.01	50.35	4.24	0.33	0.04	0.02		
溶积钙屑灰岩 (6)	2.06	4.08 (4)	1.04		42.31	0.55	0.06	0.02	50.13	3.32	0.09	0.04	0.03		
溶积纹层状灰岩 (12)	6.15	12.55 (2)	3.37	0.43	38.04	1.32	0.03	0.04	44.02	3.44	0.33	0.06	(9) 0.06	3.59	(3) 0.13
溶积钙质泥岩 (15)	47.69	65.06 (1)	16.02	0.84	10.27	4.90	0.66	0.02	10.19	2.99	(10) 2.47	(10) 0.17		(10) 6.35	

注：1. 括号内为样品数；2. 数字由岩溶所实验室测定；3. 部分资料由岩石组提供。

型的粘土矿物，其组合和特征不同。石英主要来自非可溶岩，少量是自生石英。方解石来自碳酸盐岩，其中有些是晶屑，有的是重结晶颗粒。白云石主要来自白云石化的重结晶颗粒。

各岩石类型化学成分变化规律性明显(表12)：Ⅰ．造岩元素的含量差别较大，钙、镁由钙砾岩向钙质泥岩依次减少，而硅、铝增加(图15)。Ⅱ．微量元素含量差别亦较大，铁、钾、钠由钙砾岩向钙质泥岩增多。Fe_2O_3的变化最明显，钙质泥岩中的含量是其它岩类的3.5—17倍(图16)。同类中，凡泥质多，则铁增高，说明铁的富集除水的携带和适宜聚集的地球化学条件外，还与泥质的吸附作用有关。

必须指出，同一岩类，由于形成环境，下伏基岩成分，岩溶水的来源、流程及其流经的岩石成分等因素不同，岩石化学成分含量变化极大。例如，纹层状灰岩，一般含

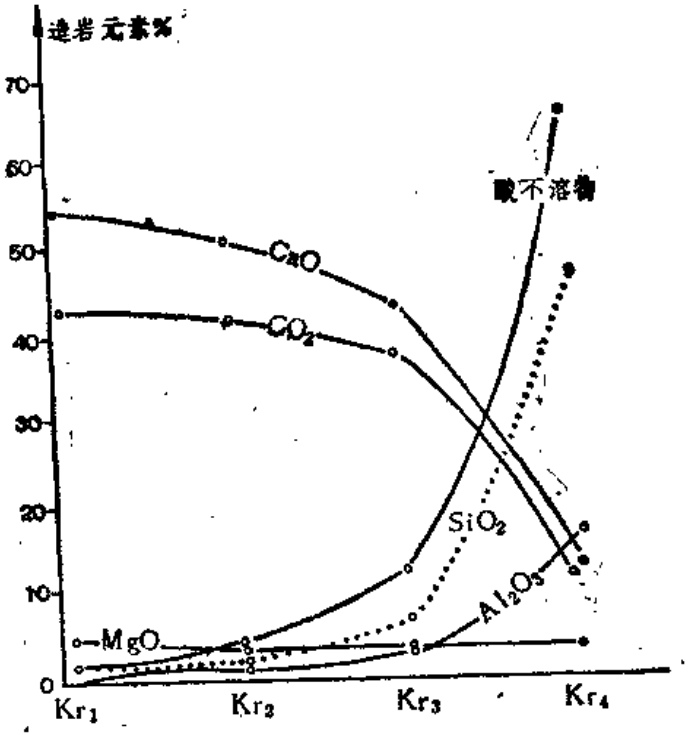


图15　红色岩溶岩系造岩元素含量曲线图

Kr_1．溶积钙砾岩；　Kr_2．溶积钙屑灰岩；
Kr_3．溶积纹层灰岩；　Kr_4．溶积钙质泥岩

$SiO_2$1.2—2.32%，但仁头山、芦笛岩、雷劈山等地含量分别达4.78%、13.52%。溶积钙屑灰岩一般含SiO_2小于1%，但白竹境、古隘—上龙、地水洞等地分别达1.5%、4.17%、4.49%。总之，上述因素使SiO_2含量有的骤增，有的甚至形成钙质泥岩。

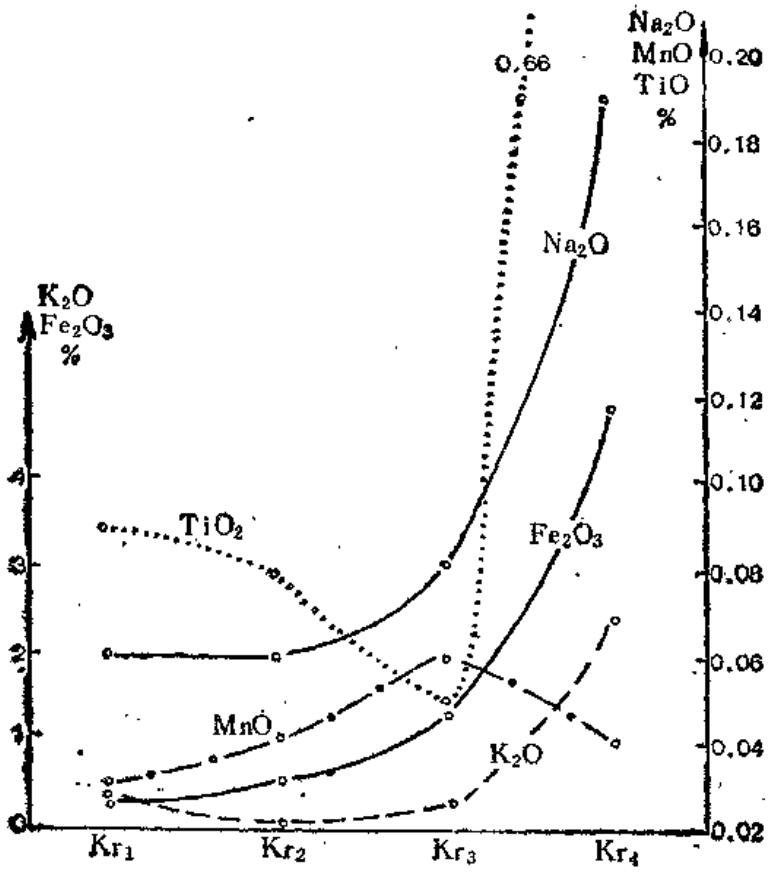


图16　红色岩溶岩系微量元素曲线图

Kr_1. 溶积钙砾岩；　Kr_2. 溶积钙屑灰岩；
Kr_3. 溶积纹层状灰岩；　Kr_4. 溶积钙质泥岩

4. 岩石类型及其结构构造

上述1-3是岩溶岩系形成环境和物源的判别依据，而岩石结构、构造则是岩系沉积、堆积时和成岩时地质条件及成因的佐证，也是成岩阶段水文网、水动力条件和古地貌的判别标志。下面按岩石类型分别综述：

(1) 溶积钙砾岩。这类岩石包括各种沉积—堆积成因的角砾岩和砾岩，呈红色，无层理。角砾或砾石(70—85%)以碳酸盐岩及其构造岩为主，少量硅质岩，大小混杂(图版Ⅰ-5)。胶结物(15—30%)为碳酸盐岩岩(晶)屑、细砾和含铁泥钙质，局部以泥质为主。胶结物有纹理或粒序层，具堵截纹层，偶见干裂和穿切-压弯纹层、纹层包砾等现象(图17)。现按成因类型概述其特征性结构、构造。

a. 坍(崩)塌角砾岩。角砾呈棱角状，砾径0.2—3米，个别更大，具破裂构造，常保留早期构造岩的结构、构造。有些角砾却毫无动力构造形迹，砾面具成岩前或成岩时的溶蚀形态和溶(孔)穴。呈角砾支撑。偶见角砾穿切-压弯纹层(图17C)。此外，砾间常有巨晶

方解石脉、晶簇或具生长环带(纹)的方解石充填。总之,这些结构、构造由可溶岩坍(崩)塌作用,巨砾解体或坠落而成。茅茅头大岩、兔子岩、官庄、父子岩等处的溶积钙砾岩中都有坍(崩)塌角砾岩。

b。堆积砾岩。角砾呈次棱角状、浑圆状,砾径多数小于1米,砾面有凹坑或涡穴,呈港湾结构。局部地段砾石略呈定向构造,有些巨砾断续延展,似能复原基岩产状。以角砾支撑为主,局部杂基支撑。胶结物具粒序层、纹层、变形纹层等构造。不少砾石"截切"了粒序层(图17A)。泥砾有两种沉积—堆积状态:其一,泥砾同时堆积,但部分角砾未全被胶结,其后泥质呈间歇性或连续沉积胶结。其二,先有砾石堆积,其后胶结物呈旋回性沉积充填。这两种都是间歇性流水的结果,填隙胶结物呈窝巢状,不规则状,粒级、纹层及其韵律变化大,说明岩溶水的涨落和流态变化大。地水洞、牛鼻圹、铜山岩等地都属这类砾岩。

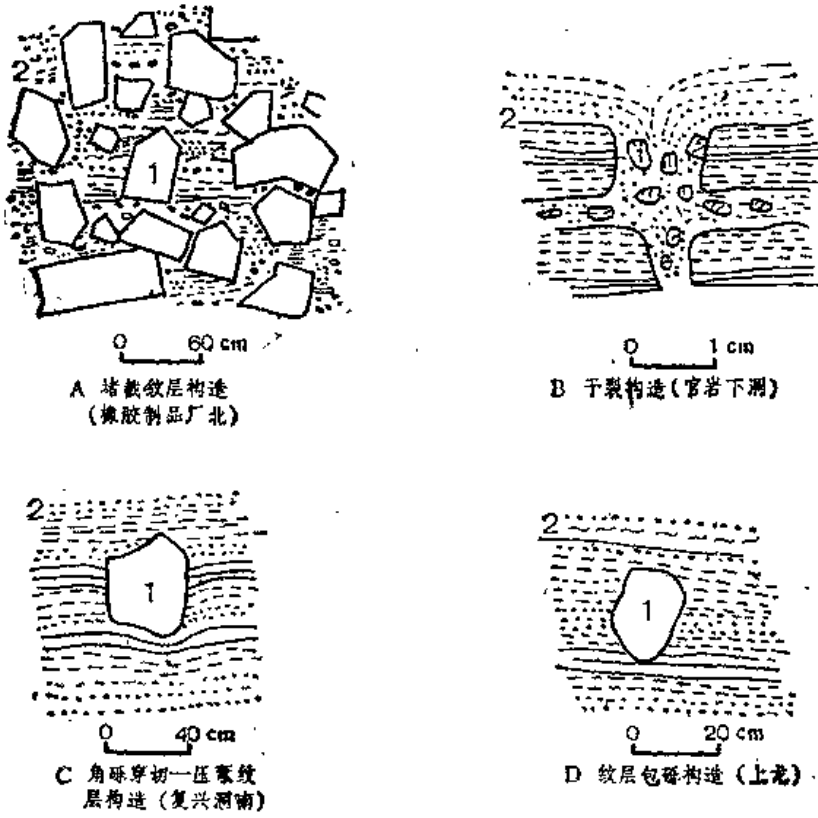


图17 溶积钙砾岩及其胶结物构造素描图

1。角砾为碳酸盐岩及其构造岩;2。胶结物为碳酸盐岩(晶)屑、灰泥

c。填隙砾岩。填积于岩溶缝(裂)隙中的角砾岩脉。角砾呈棱角状,砾径一般小于10厘米。杂基或角砾支撑。胶结物略显粒序构造,重结晶明显。角砾支撑者,胶结物为钙质,呈包砾和晶洞构造。有些角砾的孔穴沉积了泥钙质,呈纹层或粒序层。顶部聚集粒状方解石,具示顶、底构造特征(图18)。这类砾岩宽度不大,有些延伸较远,脉壁清楚,局部地段构造岩的特征较多。朝阳铁山洞、大埠龙背山、报安大桥等地的角砾岩均属此类。

d，坡麓砾岩。角砾呈棱角—次棱角状，砾径0.3—1米，个别大于2米。局部巨砾呈定向排列，能复原基岩产状。角砾支撑。胶结物具粒序层，局部呈纹层构造。坡麓环境的泛流水动力条件，使泥砾堆积混杂，形成堵截粒序层。金全东、窑头山北、橡胶制品厂北等地均有这类砾岩。

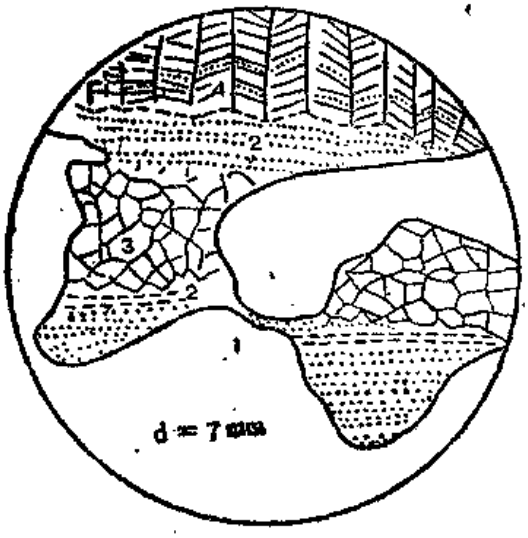


图18 桂林铁山溶孔中沉积粒序镜下素描
1. 含鲕粒砂屑灰岩角砾；2. 含铁钙泥质；3. 细—中粒方解石；4. 砾间钙泥质胶结物；已巨—超巨晶化

e．河流砾岩。砾石呈次棱角状。浑圆—次圆粒状，略具分选性，夹杂细卵石，砾径1—20厘米。呈杂基或角砾支撑，基底式或孔隙式胶结。呈薄层状或透镜体状夹于钙质泥岩中，或呈透镜状、窝穴状混杂于其它类型的角砾岩中。李家村、厄脚东、乳胶厂北均有这类砾岩。

综上所述，溶积钙砾岩的结构构造特征主要是：砾度大，大小混杂，角砾形态复杂，棱角状、次棱角状为主；砾内保存断裂构造岩或沉积岩的各种结构、构造，砾面具溶蚀结构；以角砾支撑的孔隙式胶结为主，角砾堵截（限制）纹层或粒序层，偶见穿切-压弯纹层或层理，常有变形纹层（图版Ⅰ-6）；砾间填隙胶结物呈粒序层、斜层理、干裂等各种沉积层面构造。

(2) 溶积钙屑灰岩。这类岩石包括不同成因的颗粒灰岩，呈红—暗红色，具各种沉积层面构造(图19)。颗粒为碳酸盐岩岩(晶)屑，粒度和含量变化大。常含硅质岩、碳酸盐岩、泥岩角砾。杂基(胶结物)为含铁泥钙质。

a．溶积砾质泥灰岩。含碳酸盐岩砾石(5—25%)。砾径0.5—50厘米，呈棱角—次棱角状，具港湾状溶蚀边(图版Ⅱ-1)。岩(晶)屑(40—50%)，以细—泥晶(屑)为主。杂基(25—55%)为碳酸盐灰泥，具粒序层和纹层构造，易成为变形纹(图版Ⅱ-2)。有的纹层环绕砾石呈包砾构造，有的则被砾石限制，呈堵截构造，有的胶结物重结晶呈粒状镶嵌结构。前两者是断陷湖盆中的流水沉积层，后者是洞穴或缝隙中的流水充填物，分别见于古隘—上龙和唐家北。

b．溶积块状层灰岩。角砾(1—5%)，岩(晶)屑(50—70%)，呈棱角—次棱角状，粗—细粒级，略具水平层理，有斜层理(图版Ⅱ-3)或与灰泥(25—49%)组成粒序层和纹层构造。有的重结晶而粗粒化，具残余结构、不均一消光。这类岩石单层厚度小，连续厚度有时大于2米，延伸不远，呈透镜状夹于溶积钙砾岩间，一般是河、湖或洞穴流水沉积成因。思和谷地南、北和橡胶制品厂北垭口均有。

c．溶积纹层状灰岩。由碳酸盐灰泥和粘土矿物组成的晶屑(50—70%)，具粉—泥晶结构，局部为细粒屑结构。杂基(30—50%)为灰泥铁质，呈断续线状或微细纹状聚集，或

散布于晶屑间组成粒序纹层。纹层小于1毫米，达1—2毫米者称带状纹层。纹层有四种层理构造（图20）：A交错层理：呈楔状、板状、波痕状等各种类型的斜层理；B、水平层理：铁泥质浓集层呈水平状分布，向上、下呈渐变或突变；C、粒序层理：铁泥质由浓集

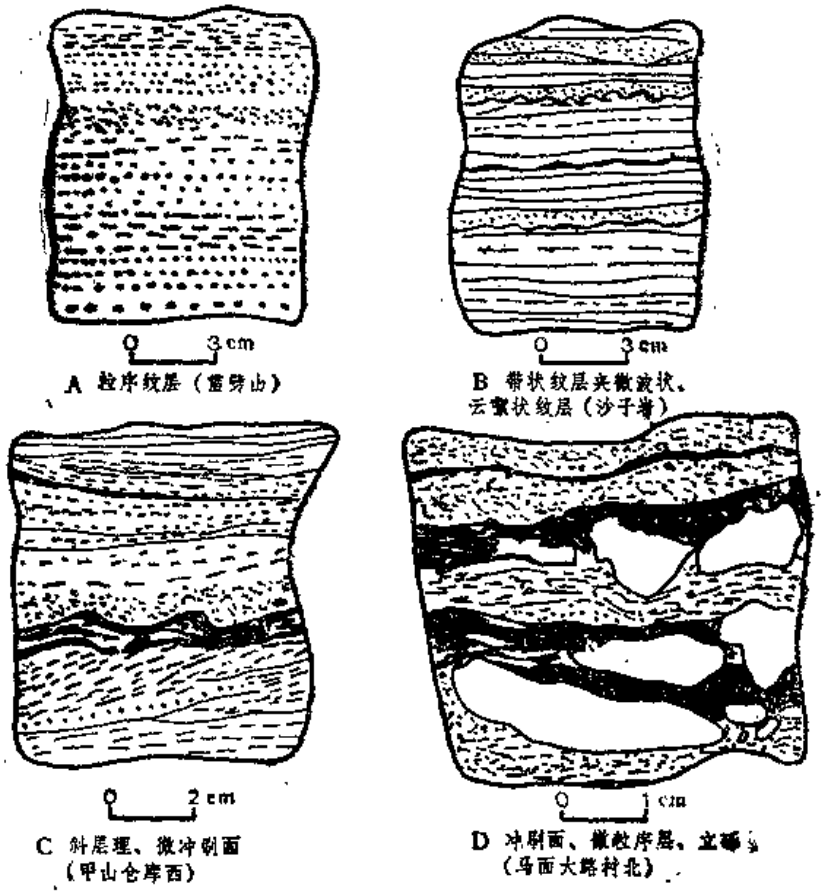


图19 桂林岩溶岩系沉积层面构造类型

层向上、下较均匀地分布于粉—泥晶晶屑间，晶屑粗细变化规律不太明显；D、带状波纹状层理：铁泥质浓集层呈云絮状、微波痕状、卷曲状断续分布，向上、下过渡较截然。A是缓慢流水在变速或变态下的沉积层面构造。B—D则是较稳定流态和微波动流水成因的层面构造。此外，纹层状灰岩有干裂构造，这是间歇性流水，干涸暴露的层面构造。干裂口上大下小，在流水淤积时，泥砾由上向下灌注，充填淤塞了干裂缝隙。泥屑（砾）为棱角状，沿裂隙呈定向排列，有旋转和流动构造。裂口附近的泥屑较大，缝隙中的较小，且有粒序层或纹层，无变形构造。这些可区别于重荷构造和泄水构造。

总之，纹层灰岩的纹层构造是较宁静的流水成因的。根据纹层厚薄、晶(岩)屑量及粒度大小，能推断水量大小、水体携砂量及其沉积速率。根据冲刷面、干裂等能判断水的流态。纹层灰岩与钙质泥岩伴生，彼此过渡，夹于钙砾岩中，多数是砾间填隙物。因此，岩溶岩系中，纹层构造更有指相意义。

综上所述，溶积钙屑灰岩的结构、构造特征是：碳酸盐岩(晶)屑和灰泥混杂沉积，具

粒级韵律，有各种层面构造；水平层理为主，斜层理、冲刷面较多，偶见干裂现象等原生沉积构造；泄水构造、重结晶的镶嵌或柱状结构和成岩变形构造都有。

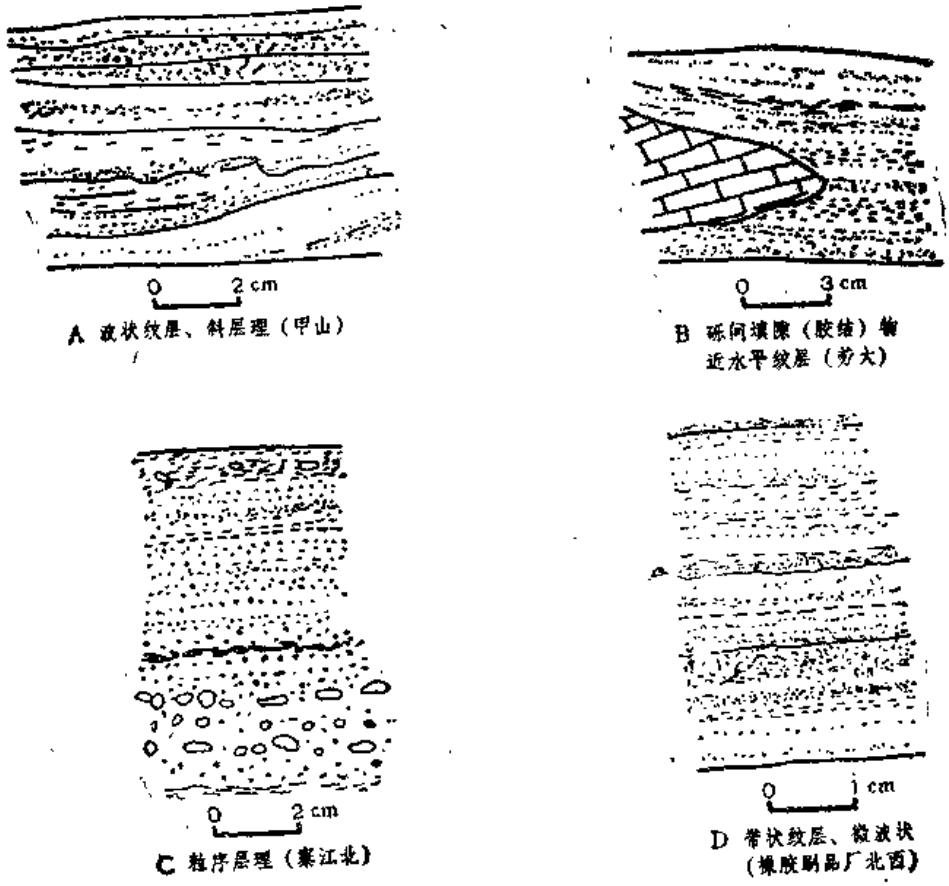


图20 桂林红色岩溶岩系沉积层面构造野外素描图

(3) 溶积钙质泥岩。指岩溶作用形成的泥岩，由泥质和碳酸盐灰泥组成，含碳酸岩(晶)屑和石英粉屑。呈粉—泥晶结构，具微细纹层，水平层理为主。当较大面积分布时，局部粒级增大，则斜层理较发育，厚度亦大，常夹薄层(板)状或结核状粉—泥晶灰岩。这类泥岩常位于溶积钙质砾岩之上，或呈砾间填隙物，富含钙，新鲜面滴酸起泡。成岩后生作用，沿缝隙有钙膜，表层残坡积红壤中有钙质姜结石。

5．岩石物理性质。这期岩系呈红色，风化后粉红色，湿润时暗红色。岩石孔隙度、吸水率、渗透率与海相碳酸盐岩及其断裂构造岩差别较大(表13)。溶积钙质泥岩的孔隙度比钙屑灰岩大4倍，比钙砾岩大6倍；各类岩石的孔隙度比碳酸盐岩大1.6—11倍，比碳酸盐岩断裂角砾岩大1—8倍。

同其它岩类一样，岩系中不同成因类型的岩石，其孔隙度、吸水率等差别较大；同是溶积钙砾岩，兴安紫草园和桂林李家村是潮盆相的，孔隙度1.45%；兔子岩和茅茅头大岩洞穴内，5个是坍(崩)塌的，平均孔隙度大于1.51%，个别达2.44%，4个是冲积的，孔隙度仅0.69%。同是溶积钙屑灰岩，仁头山、李家村等处属流水成因的，平均孔隙度2.96%，个别达5.26%；砂子岩、红根岩等处是静水淤积的，孔隙度0.3—0.65%。显然，这些差

表 13　　红色岩溶岩系岩石物理性质参数对比

岩石名称	容重(克/cm³)	孔隙度(%)	吸水率(%)	渗透率(k_{mb})	备注
溶积钙砾岩	2.70(12)	1.07(12)	0.40(12)	0.03(2)	1. 括弧内为样品个数； 2. 部分资料由岩溶所岩石组提供； 3. 渗透率由华北石油勘探开发设计院开发室测试，其它由本所杨日英测试。
溶积钙屑灰岩	2.69(9)	1.58(9)	0.59(9)		
溶积钙质泥岩	2.51(10)	6.90(10)	2.78(10)		
碳酸盐岩	2.70(9)	0.60(9)	0.22(9)	0.04(5)	
碳酸盐岩的断裂构造角砾岩	2.73(15)	0.88(15)	0.33(15)	0.22(8)	

别，既取决于不同成因类型，也取决于不同结构、构造。

成岩后生作用的影响，裂隙叠加、风化淋滤、埋深等，对岩石孔隙度、吸水率影响极大。李家村溶积钙质泥岩的岩芯资料(表14)表明：孔隙度随岩石埋深增加而减少；被裂隙叠加者，即使埋深大于70米，仍达13.45%；成岩胶结好、成分单一、粒度大者，孔隙度、吸水率等都变小。

表 14　　岩石埋深物性变化表

吸水率(%)	孔隙度(%)	埋深(m)	备注
3.5—5	9—12	<20	本所杨日英测试
2.6—3.5	6.6—8	20—50	
<2	<5	>50	

6. 成岩特征

(1) 微型挠曲或揉皱。岩系在脱水压实作用的成岩阶段，碳酸盐岩砾块及其岩(晶)屑和灰泥的物理性质差别极大。砾块(石)几乎不失水，其余物质则大量脱水。前者以硬体作整体蠕动，挤压失水量大的胶结物，使之产生塑性变形。

a，叠瓦状挠曲，指砾间胶结物的纹层和粒序层的成岩变形，呈协调弯(褶)曲，凹面朝上(向斜)、下(背斜)都有，纹层的弯曲度相近。曲率较大者，有虚脱或纹层增厚、变薄现象，或呈尖棱状褶曲，并伴生微裂隙。与砾块(石)接触处纹层明显变薄。

b．微揉皱，仍属成岩变形，纹层呈连续尖棱状或肠状揉皱，曲率较大，纹层厚度变化不一，褶曲形态及其组合复杂，伴生微裂沿轴面附近发育。有些纹层厚度变化不大，但砾石转动及伴生的纹层变形褶曲明显(图版Ⅱ-4)。这些成岩塑性变形强烈，区别于各种沉积层面构造和塌落作用引起的局部变形构造。

(2) 重结晶粗—超巨晶化。成岩胶结作用中，因成岩环境和物理化学条件不同，重结晶程度不同。

a．砾间填隙(胶结)物和粒间杂基粗晶化 以水里湾、唐家北为例．岩系中的灰泥、粉—泥晶胶结物，重结晶为粗晶方解石，呈粒状镶嵌结构，具泥晶、砂屑结构残余。

b．缝隙填隙物巨晶化 以大埠为例，充填缝隙的钙屑灰岩，重结晶成超巨晶(粒径＞2厘米)方解石"脉体"；晶粒呈镶嵌结构者有砂屑、砾屑、泥晶等结构残余；呈纤维—放射状结构者．有泥晶和泥质结构残余。两者都有纹层构造残余。巨晶呈土红色，粗看为块状—纹层状灰岩，细看则晶面菱形解理发育，闪耀玻璃光泽，有颗粒、纹层、粒序层等结构、构造残余。

c．洞穴充填物超巨晶化 岩系底部及其附近基岩缝隙中．常有粒径大于10厘米的方解石聚合体，呈脉状、囊状、团块状产出。单晶和聚合体常具白或粉红色，浊白—透明。长海西、轮胎厂北等处为乳白和粉红色混杂。摆头村北具灰白—烟灰—灰黑色环带(纹)构造*(图版Ⅲ-5)。

重结晶的环带(纹)状—栉壳状构造，这是铁泥质和钙质分别按方解石的结晶习性，在生长方向的晶面上聚集，形成的生长纹；当晶体呈马牙状排列时，铁泥质纹理(层)呈手风琴式褶纹—栉壳状构造(图版Ⅲ-6)；当晶体呈柱粒状平行排列时，则有两种情况：平行层面的晶面上布满铁泥质，铁泥质纹层呈水平状；斜交层面的晶面上的铁泥质呈直线状拐折，或在生长方向的一端聚集，呈断续纹理。这两种纹层都能恢复沉积层面构造(图版Ⅳ-1)。

环带(纹)的成因：一是迁就、利用沉积纹层构造。晶体生长时保留铁泥质、钙质的沉积纹(层)理，或生长速率与铁泥质沉积速率相近，而显环带(纹)构造。二是调整、改造沉积纹层构造。晶体生长时对铁泥质的分布密度起聚缩或分离、迁移等调整作用。使晶体锥尖一侧的晶面上铁泥质增多，另一侧则减少；或同一晶面，生长方向的前方铁泥质较多，后方较少，或相反；或一侧晶面有铁泥质，另一侧则缺失。这些现象是在成岩脱水作用过程中，方解石结晶时微量流水沿晶面或晶面的某方向运动，水携带铁泥质迁移，当流速变小时，铁泥质则沉积在晶面上。若结晶速度较快，则被调整、改造过的铁泥质残存于巨晶方解石中。

研究资料表明重结晶程序为：胶结物→粉—粗颗粒→角砾，角砾由边缘向内部。重结晶环境是，砾间→缝隙→洞穴中局部封闭环境→岩溶不整合面附近的缝穴。环带(纹)构造及粗—超巨晶结构是洞穴环境或封闭环境的指相标志。

(三) 关于印支期的灰绿色岩溶岩系

这期岩系多数呈片状分布于洼地旁侧或底部，或呈脉状、不规则状充填于基岩缝隙中。岩石类型主要是溶积钙质泥岩，其特点是造岩元素地带性变化明显(表15)，SiO_2的含量由西部长海至猴山一带，向中部良丰一带和东北部二药厂一带依次减少，Al_2O_3、CaO、MgO

* 由原岩纹层构造经重结晶改造的晶体构造，晶格中含Fe、Mn等杂质。

表 15　　印支期溶积钙质泥岩化学成分

产　地	岩石名称	SiO_2	Al_2O_3	TFe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	TiO_2	MnO	P_2O_5	CO_2	F
(4) 良丰一带	泥岩 钙质 泥岩	44.65	19.92	8.90	3.01	5.61	4.41	2.00	0.11	0.44	0.185	0.085	5.072	
(7) 二药厂—丫吉村	泥　岩 粉砂质 泥　岩	60.44	14.80	4.50	2.13	4.05	2.32	0.65	0.025	0.54	0.04	0.025	2.51	0.106
(6) 长海—猴山	泥　岩 泥　质 粉砂岩	76.44	9.96	5.11	1.32	0.52	1.57	0.145	0.01	0.563	0.02	0.035	0.945	

注：括符内为样品数；岩溶所实验室测定

含量依次增加。说明：当时的岩溶水主要来自西部非岩溶区；水域内由西而东非可溶岩依次减少。孔隙度据太平岩顶、丫吉村等处溶积钙质泥岩的平均孔隙度10—30%，大于燕山晚期16个红色钙质泥岩的平均孔隙度6.9%。偏大的原因是：岩样风化程度，如丫吉村的样品松软，孔隙度达15.53%，太平岩顶的样品较硬，孔隙度为6.83%；与岩样埋深或所处水文地质条件有关，前者为地表样，有植被，易风化淋滤，后者采自地下20厘米，无植被，少受风化淋滤。对比这一深度的燕山晚期红色钙质泥岩，孔隙度大于11.46%，当埋深50米左右，孔隙度则为6.85%，说明时代较老者，成岩压实度高，孔隙度小。此外，埋深大，孔隙度也小。

（四）关于海西晚期的灰白色岩溶岩系

这期岩系呈不规则状、脉(层)状、囊状产出。主要岩石类型是溶积钙砾岩(俗称环带状灰岩角砾岩)和白色巨—超巨晶方解石脉(层)。成岩程度高，孔隙度小，化学成分与附近碳酸盐岩很接近。环带构造(图版Ⅳ-2)和塑性变形构造十分特殊，类型繁多(图21)：Ⅰ.环带型。粒状与柱粒状方解石相间出现，垂直砾面向外呈圈层状分布。层厚1—5毫米，5—10层或更多，层间有泥质纹层或泥质质点断续聚集。圈层环绕砾块呈环带构造。Ⅱ.条带(纹)型。粒—柱粒状与马牙状方解石呈"韵律"层，沿平直的砾石平行延伸，垂直砾面向外生长，有纹层构造残余。与其他类型汇合时，环带(纹)形态变化大，但晶粒变化不大，残余构造不明显。Ⅲ.晶洞(核)型。粒状与马牙或纤维状方解石相间成层，并绕砾石分布成圈层。圈层形态取决于被环绕砾块(面)的形态。当不同砾块的圈层都向心生长而相汇合时，则形成联合圈层，其形态取决于联合时各砾块间的净空形态。联合圈层继续向心生长，方解石晶粒向净空中心逐层增大，直至成为巨晶，同时圈层逐渐消失，形成粗—巨晶方解石晶洞或簇状晶"核"。当砾间净空较大时，常有似塑性变形的挠褶、揉皱等形态特征(图版Ⅳ-3)，在揉皱转折端成不协调褶曲的虚脱处，圈层增厚，晶粒变大，也出现似晶洞或晶"核"。Ⅳ.复合型。上述类型在局部地段分别出现，大范围内三者共存，成为复合环带。此

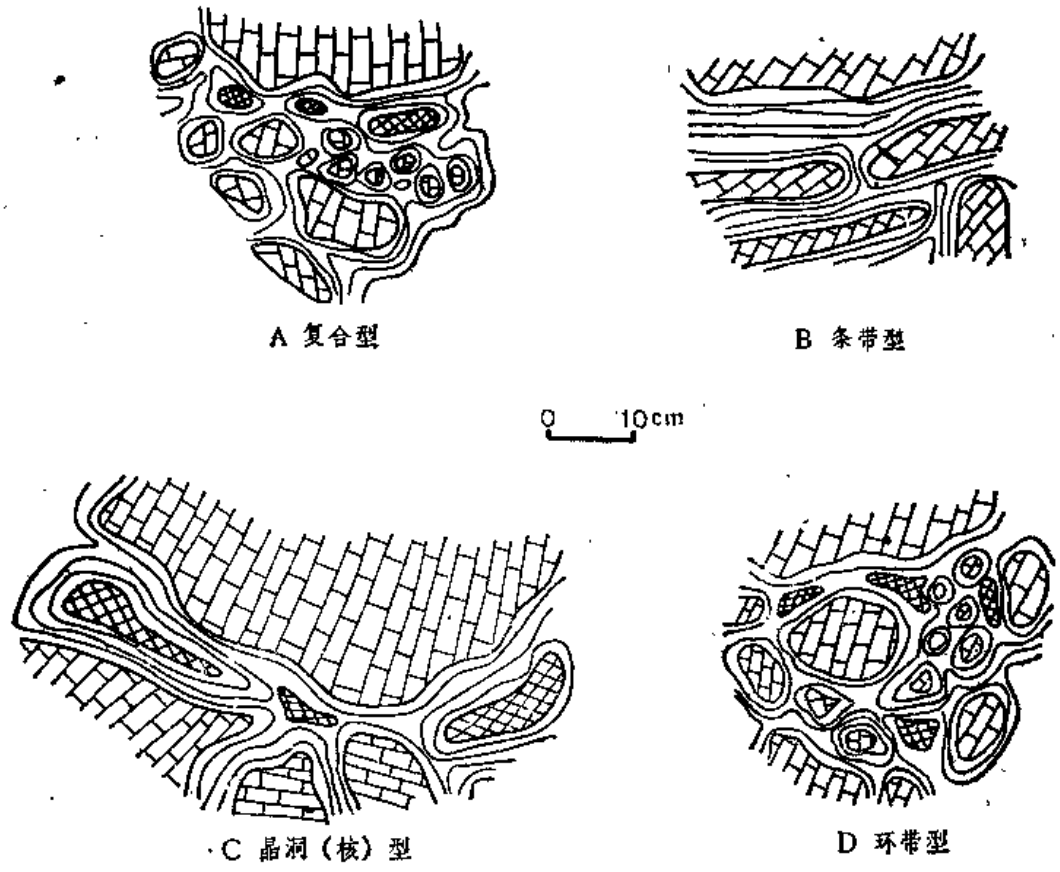


图21 前印支期溶积钙砾岩环带构造类型图

1. 重结晶灰岩角砾；2. 砾间马牙—晶粒状方解石环带；3. 粗巨晶方解石晶核(洞)

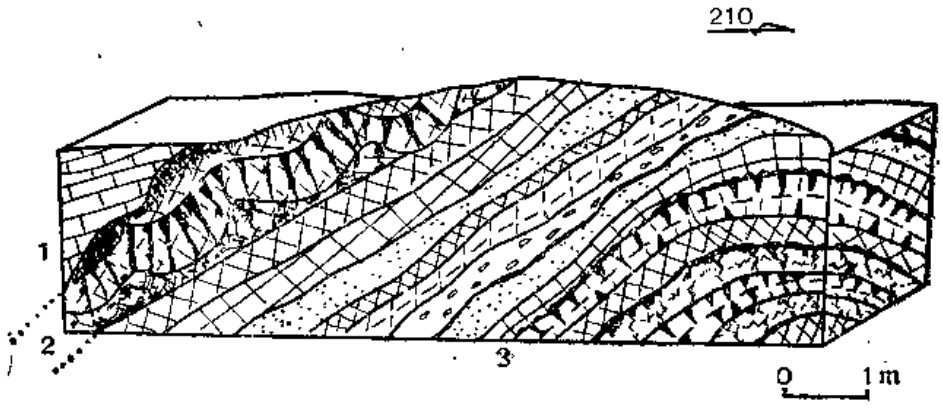


图22 马家坊西前印支期巨晶方解石

1. 洞壁由泥盆系灰岩组成；
2. 壁流石类重结晶为中—巨晶方解石层；
3. 洞底钙华夹砾屑，钙质泥岩重结晶为中—巨晶方解石层

外，巨砾间的小砾块被小圈层不断包绕，似穴珠或核形石，当不同砾块的小圈层生长到一定空间时，联合成大圈层，形成大环带包小环带。联合前的圈层形态逐渐向联合后的净空形态转变。当净空较大时，大圈层(环带)又联合邻近的环带，也出现晶洞或晶"核"。这类

复合环带常见于架空巨砾间。

方解石脉(层)与环带状灰岩角砾岩(溶积钙砾岩)伴生。方解石粗—巨晶结构，柱粒和放射粒互层，块状构造，其顶部或局部地段具球状—半球状构造(图22)。呈波状消光，有环带(纹)构造、纹层构造残余。据此认为方解石脉(层)是由溶积钙屑灰岩重结晶而成。

四、岩溶岩系沉积——堆积相的划分(图23)

(一) 岩溶建造的陆相标志

1. 物质组成

岩溶(含重力)作用形成的沉积、堆积物都能固结成岩，一般以溶积钙砾岩为主，溶积钙屑灰岩和钙质泥岩呈团块状或夹层状伴生。因此，岩石组合以砾岩型为主。溶积钙砾岩的砾基比大于4。各岩石类型的组分85%左右是碳酸盐岩类，其余是粘土矿物、硅质、石英粉屑，可能多数也是来自碳酸盐岩的不溶残余。总之，建造的物源多数是就地或近源的碳酸盐岩及其构造岩，反映了陆相岩溶区的物源特征。

2. 岩石的结构构造

岩溶建造具沉积岩、重力堆积岩和岩溶沉积、堆积岩 有的结构、构造特征。

(1) 块状层及其沉积构造。溶积钙砾岩和粗钙屑灰岩均呈块状层。角砾巨细混杂，分选极差、呈角砾支撑和局部杂基支撑。有架空或悬(立)砾、坍(崩)塌破裂等重力构造现象。局部角砾略呈定向排列，甚至与该处基岩产状基本一致。砾间空隙差别大，填隙物具纹层、粒序层的水平层理和斜层理等层面构造。这些层理常被角砾局限。通常先有角砾，后充填胶结物，或两者同时堆积，而胶结物缓慢填满空隙，构成堵截(限制)纹层构造。有的先有纹层，后落入砾块，形成穿切纹层——压弯纹层构造。

(2) 溶蚀边和示顶底构造。各类岩石的粗颗粒，无论是大小角砾或中—粗粒岩(晶)屑多呈棱角状、次棱角状，常有港湾状溶蚀边。有的角砾具溶蚀槽、坑穴、孔洞，坑穴充填泥晶、灰泥，呈纹层或粒序层，其上部往往是粒状镶嵌的亮晶方解石，具示顶、底构造特征。砾外与砾间填隙物纹层的关系：纹层一致，粒级、成分相同，说明砾内、外水的连通性好，纹层不一致，或同一纹层在砾外和砾间的粒级或成分不同，则说明水连通性不好或不连通。上述特征表明，角砾沉积、堆积前已有溶孔(穴)，沉积时孔内外有水力联系。

(3) 复合型纹层构造。溶积钙砾岩的胶结物普遍发育纹层和粒序层，两者常在小范围内共存，纵横向变化迅速。如砾间钙屑灰岩或钙质泥岩中的斜层理、粒序层、水平层理，还有显微波纹状、云絮状微揉皱状或包卷纹层理等层面构造，有时在很短距离内变成以粒序层或似鲍马序列为主，甚至砾块一侧为水平状、缟状纹层，另一侧为粒序层、斜层理、

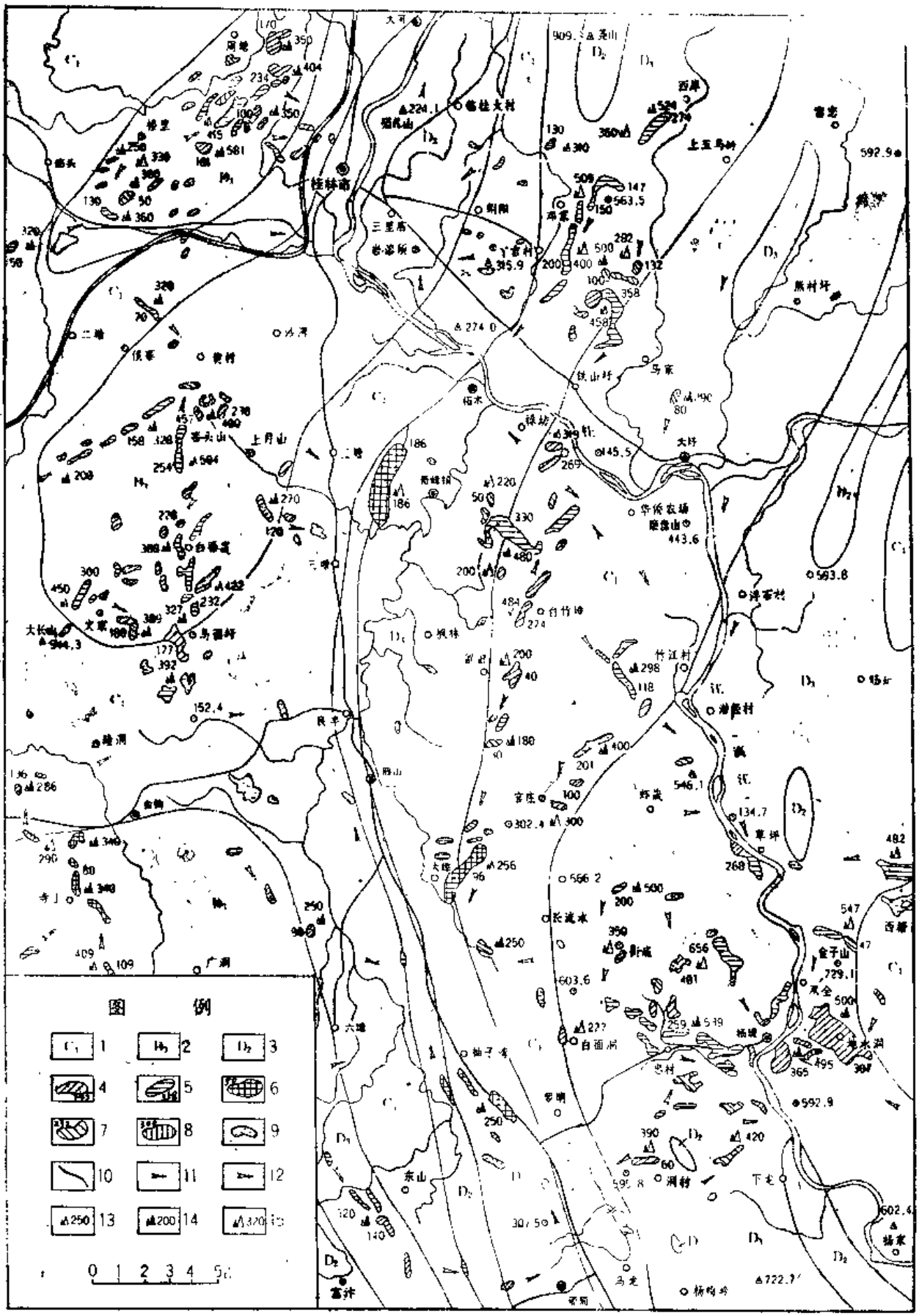
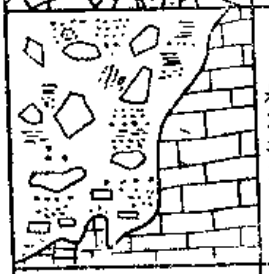


图23 桂林—杨堤晚白垩世岩相类型分布图

1. 下石炭统碳酸盐岩或砂、页岩夹泥灰岩；2. 上泥盆统碳酸盐岩；3. 中泥盆统碳酸盐岩；4. 燕山晚期岩溶洼地、溶斗沉积—堆积微(亚)相(数字为残厚度(米)，下同)；5. 燕山晚期岩溶断陷(裂)谷沉积—堆积微(亚)相；6. 燕山晚期岩溶盆(谷)地沉积—堆积微(亚)相；7. 燕山晚期岩溶洞穴、缝隙沉积—堆积微(亚)相；8. 燕山晚期岩溶坡麓沉积—堆积微(亚)相；9. 其它期岩溶岩系(趣迹)；10. 地质界线；11. 推测古岩溶水明流流向；12. 推测古岩溶水伏流流向；13. 古岩溶峰洼高程差小于50米；14. 古岩溶峰洼高程差在50—150米之间；15. 古岩溶峰洼高程差大于150米。(13—15图例中峰间的数字为该处岩溶岩系残存标高(米))







岩溶建造模式	微相	沉积层面构造		岩石组合		环境解释	地点	备注
		代表性	共生	主要	共生			
	岩溶盆（坳、谷）地	水平纹层、流水波痕层理交错层理。块状层理，砾间变形纹层	交错层理 板状斜层理 冲刷层理	溶积钙质泥岩，溶积钙砾岩	溶积钙屑灰岩	湖盆，局部有水下扇	李家村，界首	坳、凹拗属燕山期以前的负向岩溶形态
	岩溶断（拗）陷（裂）谷地	块状层理，砾间粒序层理，局部冲刷层理、交错层理	砾间韵律纹层，局部板状斜层理和水平纹理	溶积钙砾岩	溶积钙屑灰岩，交代改造断裂构造岩	断陷湖盆，局部有水下扇或浊流沉积	大埠，思和	
	岩溶坡麓	砾间粒序层理，局部有纹层	斜层理，偶见交错层理	溶积钙砾岩	溶积钙屑灰岩	坡面或坡下堆积	窑头山北，橡胶制品厂北	
	岩溶洼（凹）地、溶斗	砾间纹层和粒序层理	局部斜层理或似鲍马序列	溶积钙砾岩	溶积钙屑灰岩，巨晶方解石团块	山间间歇性潴水洼地或溶潭，局部有浊流沉积	阳朔城南，安山底南	
	岩溶洞穴—缝隙	纹层层理，偶见穿质、压弯纹层 均匀层理和水平纹层	干裂层理，流水波痕层理 韵律层理 间层层理	溶积钙砾岩 溶积钙屑灰岩	巨晶方解石脉或团块	间歇性或永久性充水或渗水的洞穴和地下河或天窗	光子岩，宫岩 下洞 中洞	





图24　岩溶建造沉积层面构造序列及其环境解释

披痕层理、冲洗层理等。与溶积钙砾岩伴生的钙屑灰岩或钙质泥岩夹层或透镜体，虽然平行层理较发育，但纵、横向的粒级变化剧烈，甚至有大量砾(岩)屑或间夹砾岩层。总之，这些比陆相非岩溶区的流水层面构造较复杂，不是常态下的水流、重力流、泥石流的反映，而是陆相岩溶区内岩溶水复杂流态的表征(图24)。

(4) 原生—后生构造交织和超巨晶化。建造中各种原生层面构造常有不同程度弯曲和揉皱，纹层厚度沿砾块边界变薄或局部增厚，纹层增厚、减薄，甚至有重荷构造、干裂构造、重力构造等现象。这些构造与原生层面构造互为交织，在纵、横向上变化很大。成岩过程中，除沉积时有各种原生层面构造和成岩时的复杂塑性变形外，还有成岩时及其后的重结晶，形成粗—超巨晶方解石，具环带(纹)构造和各种残余构造。总之，不同成因的层面构造交织，取决于沉积时岩溶水的多变态和成岩时的塑性变形，及岩溶地质环境。而成岩及其后生构造对原生沉积构造的叠加改造则是局部的、不彻底的，使各种成因的结构、构造得以交织共存。这类建造构造系列是成岩环境解释的依据和微(亚)相划分的标志。

3. 产状及其残留形态(图25)

岩溶建造形成于地表和地下，产状复杂。根据其出露的平面、剖面形态和纵深延伸特征，大致可分四类。

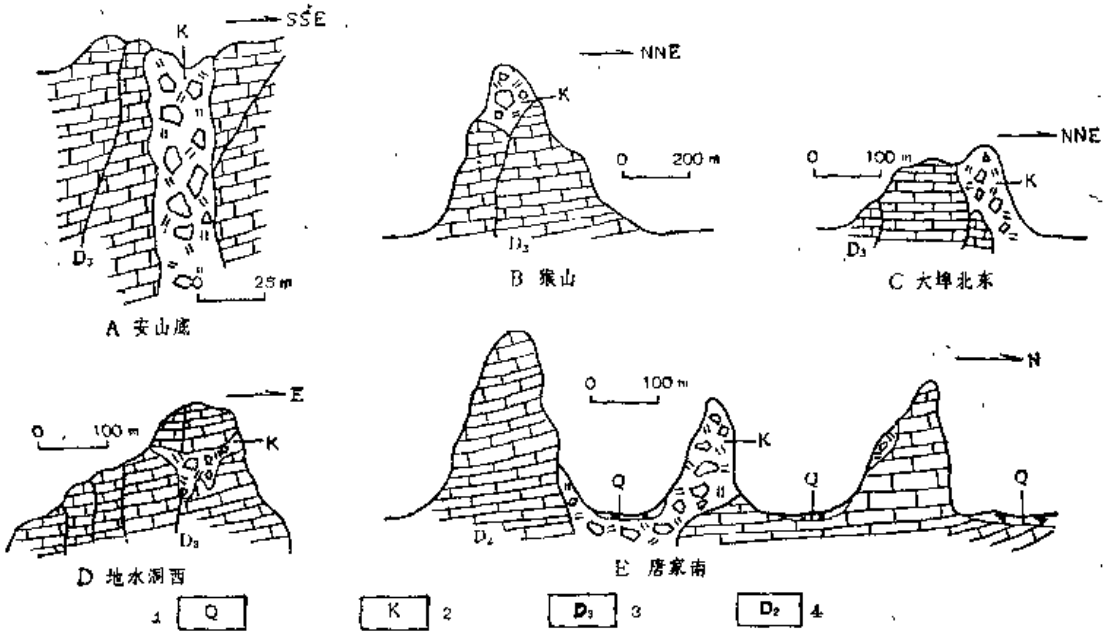


图25 桂林岩溶岩系产状残态剖面图

1. 第四系；2. 白垩系红色岩溶岩系；3. 上泥盆统碳酸盐岩；4. 中泥盆统碳酸盐岩

(1) 脉状。以大埠龙头山、圩公岩、陶家南等地为例。由溶积钙砾岩或溶积钙屑灰岩或巨晶方解石充填于基岩缝隙中，呈脉状产出，宽度小，长度大，长、宽比＞4。

(2) 斗状或盆状。以猴山、杨堤水岩头、九马画山、阳朔火焰山北东等地为例。由溶积钙砾岩充填于上大下小的溶斗或溶盆中。呈溶盆状产出的溶积钙砾岩多数夹溶积钙屑灰

岩或钙质泥岩。与基岩接触面截然，中、上段倾角＞45度，中下段＜45度，多数呈上较陡、下渐缓的似阶梯状接触面，且底部较多钙屑灰岩脉呈牙状或根须状嵌入基岩缝隙中。宽、深比＜4。

(3) 柱状或囊状。以安山底一带、亮子岩、合家山至橡胶制品厂等处为例。由溶积钙砾岩夹巨晶方解石聚集体，充填于竖井或井状溶斗或不规则状的洞穴和隧洞中。与基岩接触面陡立，呈陡直状、舒波状、锯齿状，上、下宽度变化不大，局部膨大者，称囊状或不规则状。深(高)、宽比＞4。

(4) 半边峰或帽状峰。这类残存形态，由溶积钙砾岩组成峰体的一侧或峰顶，前者如马头山的马头，龙头山的龙头和龙尾，后者如老人山的人头，阳朔的红头山等。这些峰体的另一侧或基底是碳酸盐岩，被岩溶建造不整合覆盖。岩溶不整合面下的基岩溶缝中常有溶积钙屑灰岩，呈脉状，不规则状充填。这类残存形态是断陷(裂)谷、洼(谷)地、坡麓、洞穴等沉积—堆积物的残留。

以上产出形态只是复杂产状中残留形态里的一些代表，已基本能反映岩系产状的特征。

4. 微体古生物标志

三药厂东、良丰姐妹桥、西隆等地印支期的灰绿色岩溶岩系中，和大岗埠龙头山、李家村等地燕山晚期的红色岩溶岩系中，普遍含孢子花粉，其组合特征反映两个时期的两种气候条件。

灰绿色岩溶岩系中的孢粉，以裸子植物花粉占优势，其中以单沟类为主，厥类孢子单调，以含囊厥孢为主。这些孢子，花粉组合常见于三叠纪—侏罗纪、尤以晚三叠世最盛，可与安源组对比，代表植被繁盛的温暖气候环境。

红色岩溶岩系中的孢粉以厥类孢子和裸子植物花粉占绝对优势，组合中以喜湿、热的紫箕孢属为主，花粉中以中湿、温暖环境的具囊松属花粉为多。这些属晚白垩世的孢粉组合，代表植被繁茂的针叶阔叶林混交的植被景观，属温-湿热的热—亚热带气候环境。

红色岩溶岩系中的轮藻和介形虫化石分布广，含量丰富。轮藻化石中以似轮藻、扁球轮藻、钝头轮藻和奇异轮藻为主。与江汉盆地的跑马岗组、三水盆地的三水组中的轮藻化石相同。介形虫化石中以方星介、真柔星介和达蒙介为主，其中的柔星介与三水组、南雄组，真星介与三水、江汉、苏北、辽宁等地，方星介与长江流域南的川、滇、鄂、湘、苏、皖、赣、粤等省区白垩纪的介形虫化石相同。研究资料表明：轮藻是淡水藻类；现代青海湖在水深5米以下的弱钙质粉砂和钙质粉砂淤泥中富含介形虫；陕、甘古代盆地中，中侏罗世杂色钙泥质粉砂岩、泥页岩间夹泥灰岩的沉积物中也见介形虫化石。

上述岩溶建造的物质组成，岩石组合，岩石结构、构造，成岩特征，产状和微体古生物特征等，都是陆相沉积环境的定相标志。

(二)岩溶建造微(亚)相的划分

1. 划分原则

大陆沉积-堆积环境受地形地貌和气候条件的影响。因此，陆相岩溶建造的微(亚)相，应根据岩溶地貌景观、岩溶水的流态和岩溶作用的特征进行划分。

(1) 岩系的产状、形态、规模和分布。这些因素与岩溶负向空间相辅相成，同时与岩溶正向形态供给物质的方式和丰度有关，因而是岩溶建造沉积-堆积空间的判断依据。若岩系呈脉状、柱状、囊状产出，规模不大，延伸远或在某方向断续出现，有巨晶方解石共生和与交代改造断裂构造岩伴生，应属缝隙、洞穴微(亚)相。反之，岩系组成峰体或半个峰体，规模较大，延伸不明显，或出露于断裂交汇处，有基岩峰体伴随，岩溶不整合面明显，应属溶洼(斗)或断陷(裂)谷微(亚)相。

(2) 岩石的组合。这是建造的沉积、堆积环境判断的物质基础，以此作为判断空间和水体的依据。通常主要岩石类型中：层组成完整型者，流水层面构造明显，沉积时水域面

表 16　　桂林燕山晚期红色岩溶岩系微(亚)相对比

沉积相区 \ 主要特征		岩石组合类型	结构构造	空间分布	伴生岩石	代表性地段
陆相岩溶区	岩溶盆(谷)地微(亚)相	上部钙质泥岩，下部钙质砾岩，彼此间夹钙屑灰岩的层组型	砾间填隙物成岩变形结构、构造为主，泥岩原生结构、构造走向延伸稳定，后生改造不强烈	面积较大，长大于宽2倍以上。与基岩接触面陡缓变化大	河流相砾岩层	李家村 百里村
	岩溶洼地溶斗微(亚)相	砾岩型间夹泥钙质岩	后生—原生结构构造交织，局部成岩变形构造明显	面积较小，周缘与基岩接触面较陡	不规则状纹层灰岩团块	地水洞 猴山顶
	岩溶坡麓微(亚)相	砾岩型	粒序层结构、构造为主，部分砾石基本保留基岩的产状	面积较小，与基岩接触面较平缓，局部陡	含砾钙屑灰岩团块	窑头山北 金全东
	岩溶断陷(裂)谷微(亚)相	砾岩型为主，局部层组型	原生、后生成岩结构、构造都有，河流沉积的原生结构、构造明显	面积大小相差大，沿断裂带分布，长是宽的数倍	交代改造断裂构造岩	大埠 恩和 毛家村北
	岩溶洞穴缝隙微(亚)相	砾岩型或钙—泥质岩型	原生、后生成岩结构、构造都有，局部重结晶，超巨晶化强烈	面积很小，形态不规则，与基岩接触面较陡	粗—巨晶方解石团块	官岩中、下洞、榄头村

积大，常年有水，有常年河汇入或流过，应属岩溶盆(谷)地或岩溶槽(凹)陷谷的河—湖沉积-堆积微(亚)相；砾岩型者，偶闻有各种沉积层面构造和变形纹层，沉积体及水体面积不大，而水流量变化大，或间歇性有水，宜属洼地或溶斗沉积-堆积微(亚)相。

(3) 岩石结构、构造及其组合。这是岩溶作用中沉积、堆积动力条件的判别标志。一般认为：粒序层或递变层理、似鲍马系列等，应是重力流沉积或高密度流快速沉积所具有的某些特征；水平纹层、缝状、微波状纹层等，是宁静水或有微波影响的水中沉积层理；各种斜层理或交错层、波状层理，则是具相当流速的水下冲刷-堆积的层面构造。这些沉积构造若各自分布较稳定，有一定变化或组合规律，自然是上述常态下的层面构造。然而，岩溶建造中这些层面构造的纵、横向变化极大，同时，砾石中有孔穴、涡穴和溶蚀边结构，还有架空、立砾、砾块解体及砾石压弯纹层等重力构造现象。这类混杂的结构、构造不是常态下的沉积层面构造，而是岩溶水流态剧变的沉积-堆积形成的重力构造、溶蚀结构等岩溶作用的结构、构造。因此，水动力作用方式、流态、流量及负向岩溶空间的形态、大小、连通性等都会影响岩石的结构、构造和组合。

2. 红色岩溶建造的微(亚)相划分

运用上述原则，充分考虑复杂岩溶景观中的微观地貌特征，在相关分析、综合对比的基础上，将红色岩溶建造划分为五类微(亚)相(表16)。

(三)微(亚)相的基本特征

1. 岩溶盆(谷)地微(亚)相

呈长条—片状分布在百里村、大埠、马路厂等地，出露在弧形主干断裂带及其伴生的断裂带内。残留面积常大于1平方公里。岩石组合上下层位较明显，构成层组(完整)型。其中水平纹层、交错层理、斜层理等层面构造较发育。富含晚白垩世的孢子、花粉、轮藻和介形虫等微体化石。与下伏基岩呈岩溶不整合接触，局部基岩突起，示沉积时水下起伏不平，甚至有残山裸露。

2. 岩溶洼地、漏斗微(亚)相

呈不规则状、等轴状、椭圆状广泛分布在二纸厂、大神山、代上西南、六矿羊田等地。出露在北东向与北西向断裂交汇处，或在北北东向断裂与前两者复合处，或沿主干断裂断续分布。残留面积一般小于0.5平方公里，仅个别大于1平方公里。属砾岩型堆积，间夹纹层状灰岩，有干裂、显微波纹、粒序层等。地水洞、二纸厂、铜山岩等地，砾间填隙物中含晚白垩世的奇异轮藻化石。周缘与基岩接触面较陡，底部有基岩的石芽或芽状峰体。

3．岩溶坡麓微(亚)相

呈不规则状，零星分布在金全东、窑头山北等地。出露在断裂旁侧或峰体斜坡下。残留面积小，属砾岩型堆积，砾间填隙物多为粒序层。局部砾块排列组合与周围基岩的形状一致，其间有些基岩呈石芽出露。基岩接触面陡缓变化极大。

4．岩溶断陷(裂)谷微(亚)相

呈带状、不规则状断续分布在丫吉村、劳大、思和、西圹等地。出露在近东西向、北北东向的断裂带内。残留面积相差较大。属砾岩型沉积-堆积，夹钙屑灰岩，个别地段为层组型。其中有洞穴或缝隙等微(亚)相混杂，流水层面构造发育。产晚白垩世介形虫、轮藻化石。与基岩接触面较陡。

5．岩溶洞穴、缝隙微(亚)相

呈脉状、囊状、不规则状分布在陶家南、灵砖村等地。出露在断裂带附近，残留面积小。以砾岩型堆积为主，常有粗—巨晶方解石脉混杂。偶见架空、压弯纹层等。复兴洞南、官岩中、下层洞内溶积钙屑灰岩中含晚白垩世轮藻化石和介形虫碎片。

总之，这些微(亚)相的空间格局除受断裂系统控制外，还可从其岩石组合、结构构造和岩系厚度、空间布局等分析，亦受岩溶水系的控制。如以1、2、4微(亚)相为主体，呈带、分片出露，应是岩溶水汇水带和小水域(体)的表征。其中4微(亚)相纵横沟连，应是岩溶水系的主要水道。3、5微(亚)相分布广而散，略具阶梯状，依次呈层分布，露头彼此有一定高程差，可以对比。故3、5微(亚)相的出露点可能是广泛分布的岩溶水系中不同级别的汇(集)水点。

五、岩溶岩系(建造)的地质意义

综上所述，岩溶岩系的研究，是岩石地层学、地层古生物学、沉积建造学理论的实践，它对成岩、成矿理论的探索，对断裂、岩溶、地质构造发育史的论证，对古岩溶水系、古岩溶地貌的恢复，都有重要意义。因篇幅和研究程度所限，下面仅简介本区白垩纪时期的岩溶水系、岩溶景观和气候。

(一) 白垩纪时期的岩溶水系

古岩溶水流向的确定：据岩系视厚度确定低水位区的统计资料表明，岩系分布面积大，视厚度大，沉积凹陷深，可能成为局部汇水的低水位区。古水流据中北部自南而北的大埠、李家村、百里村和中南部自北面南的西圹、地水洞、思和、高朗，岩系的视厚度分别依序

增大，反映形成时岩溶水由视厚度小的地区流向视厚度大的地区。古峰洼差的判别可据某处基岩的最高峰和毗邻的岩溶岩系的最高峰的高程差，作为该处形成岩系时的峰洼差。区内燕山晚期的峰洼差据统计有三级：>150米、50—150米、<50米，分别代表高、中、低三类地势。低地势一般处于岩溶水的排泄地带，高处岩溶负向空间的水向低处流动。据残存洼地分析，洼地底部高程等值线显示了层状洼地的分布特征，揭示水向李家村和地水洞两个低水位区流的趋势。利用建造的微(亚)相资料分析负向岩溶空间，从而确定负向空间彼此的相关位置，反映坡麓与溶洼或溶斗毗连；溶洼(斗)多数位于同期伏流或断陷(裂)谷之上；断陷干谷与明、伏流相间的谷地常比周围的溶洼(斗)低。总之，这些负向空间彼此有一定水力联系，岩溶水由洼地或溶斗流入洞内或谷地，汇至低水位区。

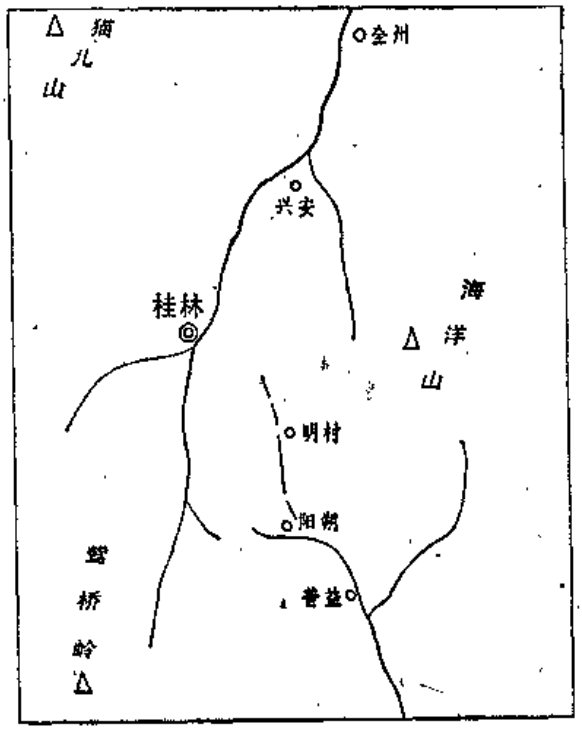


图26　桂林地区晚白垩世古水系示意图

在上述原则的基础上，据五个微(亚)相的空间分布及流水层面构造的综合分析，确定了区内白垩纪的岩溶水系(图26)：桂林—兴安和明村—阳朔为两条主要汇水带，分别归前(古)长江水系和前(古)珠江水系。两条汇水带的分水岭在绿坊村至上内，其间的地下分水岭是付合背斜挤压带的。

桂林—兴安汇水带，呈河、湖(盆)相间的岩溶谷地，以明流为主。发育在石炭系的碳酸盐岩的宽缓谷(盆)地中，较深的断陷谷(盆)地内常年有水，以河流串连湖盆，属断陷谷(盆)汇水带。其东侧有丫吉村、瓮里村、大埠等支流，支流两侧和上游有间歇性积水洼地和溶斗。上游以伏流为主，中游有明流段，下游与汇水带交汇段常是明流。西侧有二纸厂、烂桥堡、古佳庄和崩桥—下水岭等四条一级支流。古佳庄支流最大，汇集了寺山、上笑—大神山、白藤岭等多条二级支流。二级支流以伏流为主，汇集旁侧或顶部规模大小不等的间歇性积水洼地和溶斗中的水。一级支流与汇水带交汇段以明流为主，上游发源地可能是非碳酸盐岩区，主要径流段在碳酸盐岩中，且以伏流为主。北部的潭下、三街—灵川等地的大片碳酸盐岩区也有支流汇入。因此，桂林汇水带支流多，流域面积大，其主水道是区内的侵蚀基准面，水流向北，经全州流至衡阳盆地。

明村—阳朔汇水带，呈明、暗流相间，以伏流为主。明流段两侧或伏流区的西扩、地水洞、水岩头、浪石、代上、唐家、思和等处，发育间歇性积水洼地或溶斗。水域内洞穴集中发育在融县组碳酸盐岩中和东岗岭组碳酸盐岩与砂页岩的接触带，洞穴规模大，连通性好，畅排大量岩溶水。漓江峡谷两岸陡崖和峰体中残存的中—高层洞穴，以及建造的各

微（亚）相的相关分布，都可作为当时流水遗迹的佐证，反映水向南东流至前（古）珠江水系。

（二）白垩纪的岩溶地貌景观

在上述岩溶水系推断的基础上，进一步推论五类负向岩溶空间格局中，耸立峰峦连绵的正向峰群，组成雄伟壮观的峰丛洼地景观，其中有三类可能形态值得一提。

1．局部峰林化

这时期岩溶水系的分布表明：高田—普益以南和榕江中—上游地带应有类（边缘）峰林平原，海洋山西麓可能是谷地峰林，而驾桥岭的三县界、金竹坪、金宝和尧山等地则是台地峰林。因这些地方当时岩溶水局部集中，侵蚀强烈，促使峰丛剧速离立、分解成孤立的或簇状峰体，其毗连的砂页岩区，峰顶有碳酸盐岩，构成溶帽山。飞鼠岩、月亮山等洞穴可能是当时峰丛洼地区通往峰林区的洞道。局部峰林化是峰丛区在有利地貌、水文条件下，剧速演化的征兆。

2．峰丛中的峡谷和嶂谷

明村—阳朔峰丛区内，于崧坪龙、椅子山、凉金顶等处，可能有溶帽峰。余者石峰高耸，洼地深陷，峡谷深切，峰洼差多数＞150米。思和、黄牛峡等地可能是嶂谷。明村以北、九马画山南北、草坪小河里等地，是峡谷段。这些景观表明，岩溶水局部汇集，下切较快，构成低水位区。

3．拗断谷中的河—湖

地质构造上，桂林—兴安一带是拗褶断陷带，利于岩溶水汇集。在主、支流交汇或几条次级支流汇集的局部地段，峰丛洼地快速演化，造成上述局部峰林化成谷地化。由燕山期新华夏系断裂活动，使弧形断裂在皎霞、大埠等地段形成断裂谷，而百里村、李家村、马路厂等地形成断陷盆地，在这些充水的岩溶盆（谷）地间有常年河连通，形成河—湖水体沿拗断带断续分布，成为排泄基准面。

总之，白垩纪时期桂林岩溶区是雄伟壮观的峰丛洼地景观。沿主要汇水带或主、支流的某些地段有断陷谷和嶂谷，成局部谷地化。沿主干断裂带及其主要伴生断裂带，溶洼、溶斗、断裂谷相间出现。峰洼高差大，在局部低水位区段谷地化、峰林化明显。岩溶峰丛区位于非可溶岩高山间，其东是海洋山系，主峰在西圩—金子山一带；其西为驾桥岭山系，主峰驾桥岭，其间的南边山、猴山、窑头山等为次高峰。昔日的海洋山、驾桥岭可能部分被碳酸盐岩覆盖，局部呈溶帽山或峰林化。

（三）晚白垩世的气候分析

前人对白垩纪—第三纪红层的古气候分析，常以红色地层无化石，富含氧化铁，论证是干旱气候[6]，后来又以产蒸发岩，论证该成岩期为干旱气候。由于历史条件或误解，使部分人得出不太符合实际的概念化结论，笼统地认为红层就是干旱气候环境的产物。其实，前人已有很多资料论证不少红层是温暖多雨气候环境的产物。我们的科研实践也证明，桂林区外的红层和区内的红色岩溶岩系都是富含化石（特别是微体化石）的陆相地层，两者是同时代、同气候条件下，不同地貌环境的产物。前者是非岩溶区的陆相盆地沉积物，后者是陆相岩溶区的岩溶负向空间的沉积、堆积物。

红色岩溶建造的粘土矿物，以多水高岭石、伊利石、蒙脱石为主。已有资料表明：多水高岭石产于岩溶盆地中；伊利石多数来源于水的搬运和胶体沉淀（积）的再结晶，或低温蚀变；蒙脱石常由硅铝酸盐矿物分解而成。这些矿物的形成，都与当时成岩地质环境富水有关。

红色岩溶建造中的氧化铁问题，人们都认为红色是高价氧化铁所致，是干旱气候的产物，即使建造中富含喜水生物，如轮藻和腹足类化石等，又有较多流水层面构造，也只是提些异议。后来，对红壤化及铁的地球化学性状的深入研究，明确了低价的亚铁只有在有水介质的条件下，才能完成向高价的氧化铁转变，湿热是这种转变的良好气候条件。所以，不宜只用红色作为干旱气候的论据，何况红层中有大量显示温湿、湿热、寒温—亚热带等气候的微体古生物化石组合和流水标志。

桂林红色岩溶建造中普遍含淡水轮藻和介形虫化石，有些地方种属多，含量丰富。这些化石产在各种组合类型和不同规模的建造中，表明当时岩溶水系发育，水体广布，水的规模和深度变化大。建造中的孢子、花粉组合代表茂盛的针、阔叶混交林带，林下喜湿热。喜水的厥类繁盛，反映温热—湿热的热带—亚热带的植被和气候环境。

区内红色岩溶建造的结构、构造，综合反映在各微（亚）相的复杂结构、构造组合系列上，其中的冲刷面、交错层理、粒序层等各种流水层面构造特别发育，水平纹层、微波状纹层等较平静水的层面构造很普遍，干裂曝露构造规模小而分散。这种复杂组合可能是岩溶水固有的特征，也是流态多变的间歇性流水或反复洪泛的变态流水作用的标志。

综上所述，桂林红色岩溶建造中富含的微体化石，与广东南雄三水，广西南宁、柳州，贵州惠水、湖南源陵—麻阳、衡阳，湖北来凤、建始，江西南昌等地红层中的化石组合和标准种属都可以对比，实属我国南方白垩纪的陆相生物群落和植被特征。桂林红色岩溶建造分布广，沉积-堆积厚度由南向北增厚，如桂林李家村＞200米，北至兴安百里村＞1200米，到全州、衡阳等地＞3000米。红层和红色岩溶建造都富含以伊利石为主的粘土矿物，还含多水高岭石、蒙脱石等岩溶区的含水粘土矿物。红层和红色岩溶建造因含湿热环境成因的高价铁而红化，但桂林岩溶建造中无蒸发岩夹层，也无其它的干旱气候标志，却有大

量多种富水特征标志。总之，桂林岩溶区在白垩纪时期岩溶水分布广，小水体广泛，大水体也多，流域面积大，北与湖南一带的岩溶区和非岩溶区的水有时空联系，可能同属前(古)长江水系；南与粤北一带的岩溶区和非岩溶区的水有时空联系，推测属前(古)珠江水系。因此，桂林白垩纪时期实属湿热一炎热多雨的热带一亚热带气候。

第 四 章

地质构造

一、概　　述

本区位于南岭纬向构造带中段(1)，广西山字型构造东翼内侧，属广西东部之南北向构造带的桂林弧形构造亚带，夹于东西两侧之富川和大瑶山两个南北向构造亚带之中。地史上以广西运动(加里东运动)、印支运动、燕山运动及喜山运动最为明显。其中又以早古生代末广西运动最为强烈，形成基底岩系的褶皱并发生变质。海西期表现相对稳定，以振荡运动为主。中生代期间，印支运动使盖层褶皱，形成向西突出的南北向弧形构造。燕山运动形成的新华夏系构造和北西向断裂构造先后叠加并改造前期构造。喜山运动北西向断裂发生继承性活动，并伴随差异升降运动。至此，本区形成以弧形构造为主体的构造格架(图27)。为便于在时间和空间上分析它们的发生、发展演化规律，按先后阶段分述其主要特征。

二、前印支期构造特征

桂东北地区由广西运动形成的基底构造有北东向的越城岭复背斜、桂林复向斜、大瑶山复背斜，归属早期华夏系。其中桂林复向斜为本区晚古生代沉积海盆的基底构造，据区域地质资料分析，海盆基底起伏不平、除有北北东向海洋山隆起和近南北向驾桥岭隆起外，还有北东向的越城岭南缘凹陷、灵川凸起和北北东向的海洋山西侧凹陷等。

海西期本区处于相对稳定状态，但据区域地质资料，其间仍有较强烈的振荡运动，如早石炭世岩关期间的运动，早、晚二叠世间的东吴运动等均波及本区，形成早期的北东向褶皱。主要有五岭将—木马山背斜、冯家—江尾向斜、大埠—盘石山背斜，为后期印支期

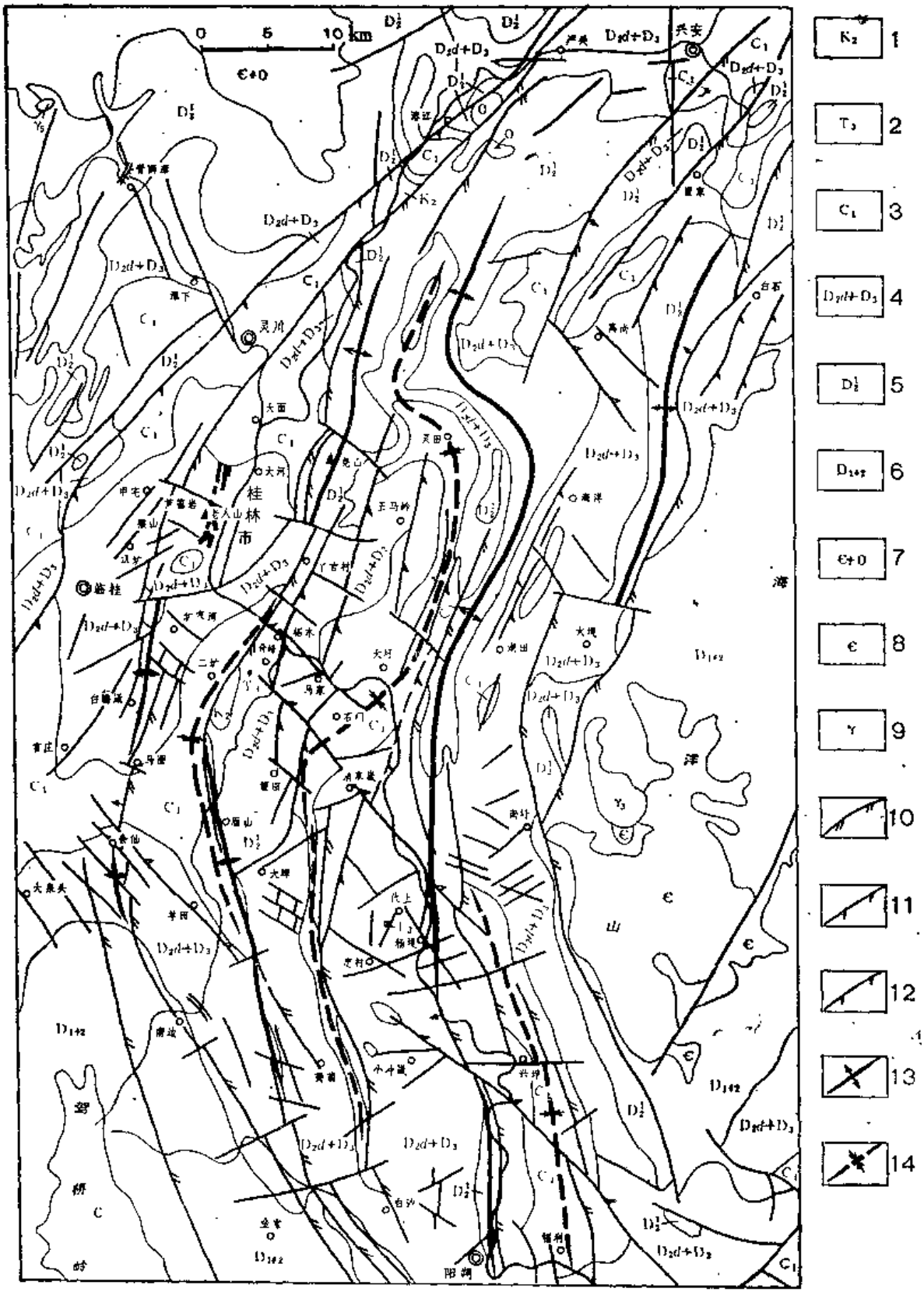


图27 桂林构造体系略图

弧形褶皱横跨，致使南北向弧形褶皱按同一步调有规律地一起一伏。

除褶皱外，早期发育的断裂有北东向灵川断裂带及北西向阳朔断裂带。它们对两侧晚古生代以来的沉积建造起着不同程度的控制作用，对弧形构造的发生、发展具有制约性，反映自加里东期以来的多期性活动特征。

（一）北东向灵川断裂带

为加里东运动成生的断裂，总体走向北东40°—50°，倾向北西，倾角30°—60°，向北东经榕江至区外，向南西出区外可达永福。它对本区晚古生代沉积有明显的控制作用，加断裂西侧，中泥盆统东岗岭组主要发育泥质灰岩相；上泥盆统主要发育榴江组硅质岩、扁豆状灰岩；下石炭统以页岩为主。断裂东侧所见与西侧迥异，东岗岭组以灰岩、白云岩为主；上泥盆统主要发育灰岩；下石炭统则以灰岩、白云岩等为特征。上述同期异相的特征，显然与同沉积断裂的活动控制有关。另一依据是，沿断裂带宽3—5公里范围内，晚古生代以来长期表现为相对凸起状态，两侧形成相对凹陷，也是断裂带长期活动的反映。

（二）北西向阳朔断裂带

主要由一组较散漫的北西向断裂所组成，向北西断续延伸至会仙、四圩一带与灵川断裂带相交，南东出区外经贺县入广东境内。该断裂带控制着晚古生代沉积，如北侧中泥盆统东岗岭组以灰岩、白云岩为主，上泥盆统主要发育榴江组；南侧东岗岭组多为泥质灰岩，上泥盆统主要发育融县组灰岩，均反映同沉积断裂控制作用的存在。两侧下古生界的构造形迹亦有差异，如北侧老厂一带为北西向紧密褶皱，南侧驾桥岭则为北东东至东西向，显示其间北西向构造的控制作用。

三、印支期成生的弧形构造特征

如上所述，前期构造控制了晚古生代的沉积建造及基底岩系的构造特点，从而奠定了弧形构造成生的物质基础和特定的边界条件。印支期间，由于地球自转速度的加快而引起自东而西的水平挤压力[1]，在使盖层沿海洋山隆起西侧斜坡面向西滑动过程中，区域上因受南部大瑶山复背斜和北部越城岭复背斜隆起的限制，局部边界又受北东向灵川断裂带和北西向阳朔断裂带、驾桥岭隆起等的阻挡，致使盖层在向西滑动过程中产生差异活动，形成南北向褶皱、断裂并受挤压弯曲，最后发展成为弧顶向西突出的南北向构造的变种——弧形构造带。

弧形构造的展布范围，北起全州绍水，南到平乐青龙，西达永福罗锦一带，东至恭城

栗木以西，约相当于东经110°07′—110°53′，北纬24°30′—25°50′，南北长150余公里，东西宽70余公里，由一系列弧形褶皱、断裂组成。北翼展布于兴安、灵川境内，自北而南宽20—45公里。南翼散布于阳朔、平乐境内。自北而南宽45—60公里。其总体外形北窄南宽，这是由于弧形构造的北西侧与灵川断裂带斜接复合并受其挤压所致。弧顶位于临桂雉洞至灵川南圩一带，约为北纬25°03′—25°08′，位置适中。因此，弧形构造除宽窄有所变化外，就总体而言，两翼仍基本对称，主要褶皱、断裂如下：

（一）褶　　皱

本区弧形褶皱背线常表现有规律的起伏和弯曲延伸的特征。背、向斜相间大致平行排列，一般是背斜较狭窄，向斜较宽缓。岩层倾角一般20°—30°，局部缓倾或陡倾，与所在不同构造部位或岩性的差异有关。如轴部厚层块状灰岩一般平缓，约10°左右，当翼部为中薄层状灰岩并受挤压断裂影响时，变陡，约50°—70°，甚至近于直立。自前弧向东主要有如下褶皱。

1. 白藤岭—会仙背斜

为前弧最外侧的弧形背斜，中部相当弧顶部位因与北东向冯家向斜复合而形成鞍状，分成南、北两短轴背斜。

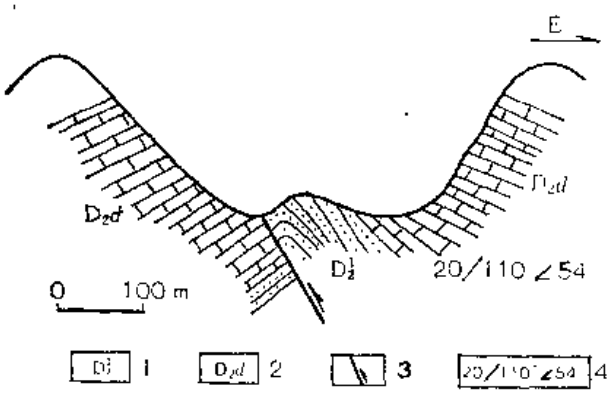


图28　白藤岭背斜横剖面图

1. 中泥盆统下段砂岩；　2. 中泥盆统东岗岭组灰岩；　3. 断层；　4. 地层产状

北部白藤岭短轴背斜，轴向近南北至北北东，出露最老地层为中泥盆统下段石英砂岩，受断裂影响沿轴部断续出露，两翼依次出现中、上泥盆统碳酸盐岩（图28）。翼部地层倾角一般20°—30°。沿轴部纵向断裂、裂隙发育，并伴生北东东60°—80°及北西西290°—310°两组断裂、裂隙。岩溶谷、洼地及溶潭沿断裂发育。

南部会仙短轴背斜，轴呈南北至北北东向，发育在上泥盆统灰岩中，两翼倾角平缓，为5°—15°。近轴部发育北北东向断裂。共轭断裂中，北西向断裂斜切背斜发育，北东向断裂则不发育。沿背斜轴部形成岩溶谷地并有地表河流。

2. 灵川—六圩向斜

位于弧形构造前弧内侧，弧度较小，大体呈南北走向的弧形向斜谷地展布。北起灵川三街，南抵葡萄灯盏湾，长约100公里，宽3—8公里。沿向斜谷地广泛发育第四系，厚5—58米，其间上泥盆统灰岩及下石炭统碎屑岩或碳酸盐岩断续分散出露。中部朝阳一带因

与北东东向五岭将背斜复合翘起，将向斜分成南、北两个部分。据红外遥感资料分析，于翘起的西侧七星岩至穿山一带，第四系覆盖层下的基岩中有一系列近南北至北北东向断裂，显示第四纪期间仍有微弱的活动。该向斜是一个良好的汇水构造，并发育有典型的峰林平原岩溶地貌类型。

3．尧山—雁山背斜

背斜轴线于雁山以北为近南北—北北东向，以南为北北西向，大体呈弧形展布。主要由中泥盆统下段碎屑岩和中、上泥盆统碳酸盐岩组成。背斜受断裂破坏，致使西翼地层缺失，形态不完整。北段尧山受断裂破坏而成断块隆起，宽约 6 公里；中段因与北东向冯家向斜复合和经后期侵蚀、溶蚀作用形成负地形，为第四系所覆盖。据奇峰镇西侧晚白垩世红盆地中钻孔资料，基底为上泥盆统灰岩，盆地西缘沿断裂见中泥盆统下段砂岩和上部东岗岭组灰岩零星出露，说明背斜轴部位于李家村西侧一带，而红盆地的发育，正与沿轴部发育的断裂有关，是一个断陷盆地；南段雁山至白面山一带，背斜被断裂破坏情况与中段近似，只见保存东翼部分，残留宽 1 — 2 公里。近断裂部位地层倾角较陡，并有挤压揉皱及破碎现象，其余一般10°—20°。

4．贡田—大圩向斜

向斜脊线呈弯曲状并作起伏延伸。中部大圩一带较开阔，宽达 8 公里，南北两段则较窄，3 — 5 公里。轴部出露以下石炭统碳酸盐岩为主，地层倾角一般10°—20°。沿轴部及两翼常见被走向压扭性断裂破坏，如南段罗明一带断裂切割使东翼不完整，大圩西南之西翼也被断失一部分而残缺不全。受断裂破坏地段地层倾角变陡30°—70°。

5．东山—阳朔背斜

是本区弧形褶皱中规模最大而又最具代表性的背斜构造，其平面形态总体呈弧形并沿走向弯曲，脊线一起一伏。据轴部出露地层有自北而南缓慢倾伏之势，北、中、南段各有特点。

北段：东山至老雷公殿一带，背斜呈明显的膝状弯曲，并于老雷公殿北呈分叉背斜状延至癞子山一带。轴线自北而南由北东突转为北西向，而后又转为北北东向。转折原因，一方面是由于后期新华夏系北东向褶皱的重褶复合，另一方面也是受早期北东向五岭将背斜的制约所致。背斜于最宽处约10公里，向南变窄约 4 公里。轴部出露最老地层为下奥陶统砂页岩，而以下、中泥盆统砂页岩为主。地层倾角一般20°—30°。其中局部次级褶皱较发育。

中段：海洋至潮田以西一带，轴向北北东，宽 4 — 5 公里，发育走向扭性断裂。轴部中泥盆统砂岩及碳酸盐岩，挤压揉皱，常见地层倾角变陡，40°—70°甚至直立(图29)。

南段：杨堤至阳朔一带，背斜开阔平缓，宽达12公里。轴向近南北，出露地层中泥盆

统。地层倾角平缓，一般10°—20°，个别30余度(图30)。西翼见次级褶皱(图31)。近背斜轴部发育压扭性断裂，并有北东60°—70°、北西290°—300°两组断裂、裂隙交叉成菱形网格状。漓江峡谷和岩溶洼、谷地常沿断裂或追踪两组断裂、裂隙发育。

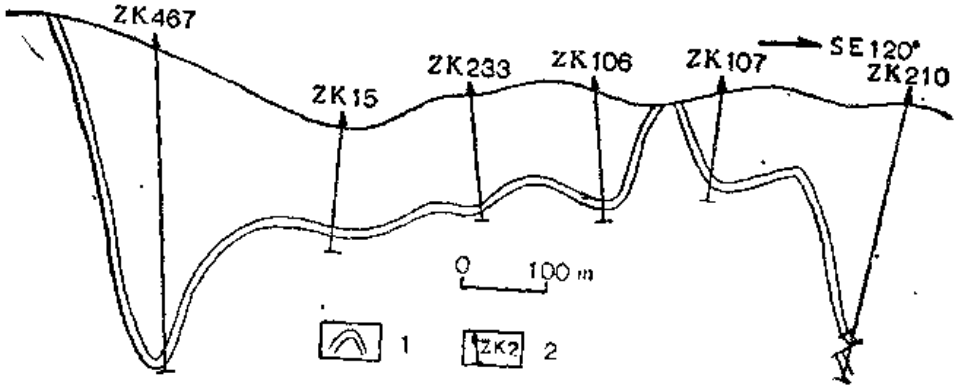


图29 海洋铁矿 7 线矿层形态示意图

1. 中泥盆统下段铁矿层； 2. 钻孔及编号

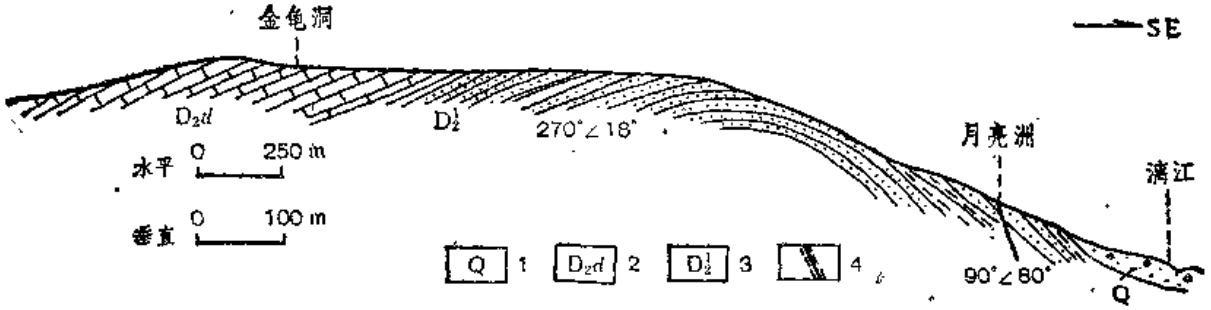


图30 东山—阳朔背斜南段轴部横剖面图

1. 第四系；2. 中泥盆统东岗岭组灰岩；3. 中泥盆统下段砂、泥岩；4. 断裂挤压带

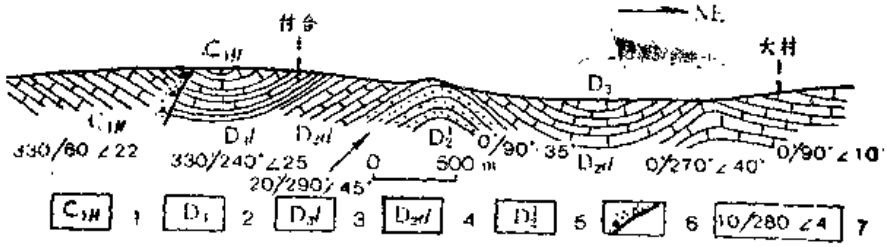


图31 东山—阳朔背斜南段付合至大村剖面图

1. 下石炭统岩关组；2. 上泥盆统；3. 上泥盆统榴江组；4. 中泥盆统东岗岭组；5. 中泥盆统下段；6. 断裂破碎带；7. 地层产状

6. 高尚田—福利向斜

总体呈弧形并沿走向略有曲折延伸。自北而南脊线波状起伏，又分高泽圩、高尚田、太平、富足、福利、馒头圩等六个大小不等的短轴向斜，串联形成一长轴向斜。轴部为下石炭统碳酸盐岩，两翼分别为上泥盆统的同期异相沉积，即东翼融县组和桂林组碳酸盐岩，西翼榴江组硅质岩、灰岩。地层倾角一般较陡30°—60°。

7、瘸子岩—猫儿公背斜

于海洋山西缘呈北东30°延伸，长65公里，宽5—10公里。北端倾伏，东翼和南部被断层破坏。主要由下、中泥盆统碎屑岩组成，翼部见中、上泥盆统碳酸盐岩。岩层倾角一般20°—30°，因断层影响可达40°—50°。

（二）断　　裂

区内弧形断裂一般随褶皱形成的同时或稍后相继出现，主要为平行褶皱轴的压扭性断裂。由于后期构造的复合叠加，断裂常显示多期性活动特征。除主干断裂外，与其斜交伴生的两组扭性断裂、裂隙也常发育，其中北西向一组活动较强，北东向一组较弱，而与主干断裂直交的张性断裂也时有出现。现将主要的弧形断裂自前弧向内侧逐一简述如下：

1．三街—高田断裂带

位于弧形构造之外缘，向北与灵川断裂带斜接复合，中南段沿白藤岭—会仙背斜轴部及东翼发育，南至驾桥岭东侧展布，延长130公里以上。

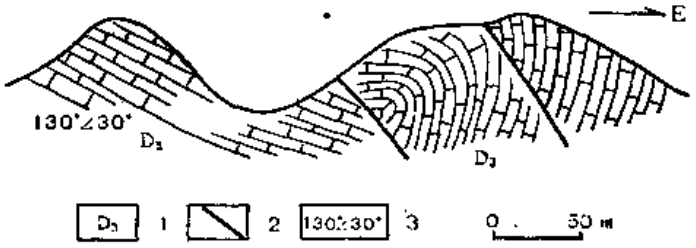


图32　烂桥堡断裂挤压带剖面图

1．上泥盆统；　2．断裂；　3．地层产状

北段：于三街至严关一带复合地段，地层挤压揉皱，常被断层切割而不连续。

中段：因属弧顶部位，是全弧应力集中之处，挤压破碎带十分发育，主要为一走向北北东至近南北向，倾向东，倾角30°—75°的压扭性断裂，上盘以形成近南北向的挤压带为特征。如灵川定江下石炭统页岩中的挤压揉皱带；桂林二纸厂北上泥盆统灰岩的挤压揉皱带，下月山至烂桥堡挤压揉皱带等。其中以下月山至烂桥堡挤压带规模最大，南北延伸可见2公里，东西宽达800米，地层直立倒转，显示强烈的挤压迹象(图32)。常见两组扭性断裂、裂隙，北西向一组反扭，北东向一组顺扭，反映出共轭特点。

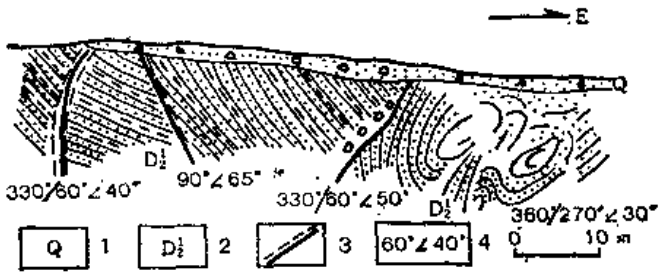


图33　高田蒙村东侧断裂挤压带剖面图

1．第四系；2．中泥盆统下段；3．断裂挤压带；　4．地层产状

南段：会仙一带，断裂走向近南北至北北西，断面以倾向西为主，倾角50°左右。南自岩底至高田一带，走向北西，断面倾向北东，倾角50°左右，沿断裂中泥盆统下部砂页岩常见挤压破碎。如高田蒙村东侧挤压破裂带可见宽80米，主挤压带地层揉皱、破碎，派生次级断裂发育，岩石片理化、劈理

化及透镜体化(图33)。

2. 严关—高朗断裂带

断裂自北而南呈弧形展布，延伸130公里以上。北段：于三街以北至严关一带与灵川断裂带复合，主要表现继承性特征，断面向北西倾斜，倾角较陡60°—70°。于兴安铁厂一带中泥盆统东岗岭组灰岩挤压柔皱。铁厂北侧太平寨水库边缘测得断层产状为30°/300°∠60°—70°，其中灰岩角砾为白色方解石胶结(图34)。

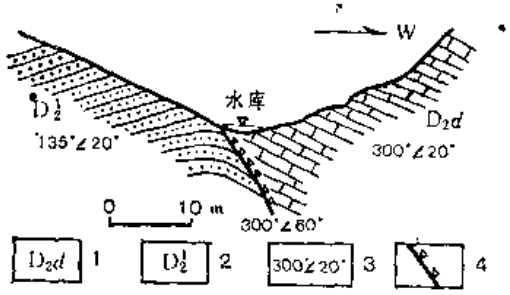


图34 太平寨水库断裂剖面图

1. 中泥盆统东岗岭组；2. 中泥盆统下段；3. 地层及断裂产状；4. 断裂破碎带

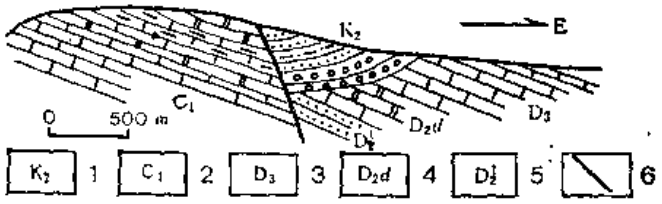


图35 桂林飞机场剖面示意图

1. 上白垩统；2. 下石炭统；3. 上泥盆统；4. 中泥盆统东岗岭组；5. 中泥盆统下段；6. 断层

中南段：沿尧山—雁山背斜轴部发育，自北而南走向北北东转向北北西，断面倾向南东东至北北东。于灵川峡背及北山等地，见上盘之中泥盆统下段石英砂岩呈近南北轴向的挤压褶曲，说明北翼早期断裂为顺扭性质，与下盘下石炭统碳酸盐岩断层接触；桂林飞机场晚白垩世红色盆地西侧据钻孔及地面观察资料，中泥盆统与下石炭统亦为断层接触之关系(图35)；葡萄下葛于断裂西侧灰岩中则见近南北向之"入"字型背斜褶曲，反映南翼断裂早期的反扭特征。

3. 灵田—白沙断裂带

沿灵田—大圩向斜呈舒缓波状展布，延伸65公里。早期主要表现为压性，断面总体倾向西，倾角50°—80°。断裂自北而南，活动有由弱变强的趋势，如灵田至水源村，沿断裂地层以压性断裂为主，形成碎裂岩化、角砾岩化，局部层理消失或有重晶化的现象，地层倾角40度左右；向南于长流水一带见断层东侧地层变陡，约60度左右，西侧则为10°—20°，甚至近水平状；白面洞附近因断层分支复合，地层有较强烈的挤压褶皱(图36)；付合西侧沿断裂下石炭统灰岩，挤压带宽达50余米，地层陡倾至直立，角砾岩化带及碎裂岩化带宽各约10余米。

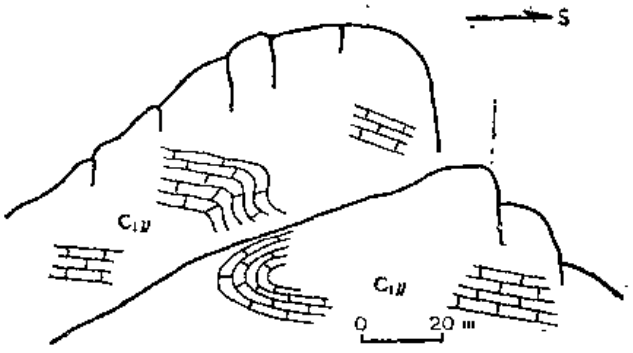


图36 白面洞西断层崖壁下石炭统岩关组(C_1Y)挤压褶皱素描图

4．崔家—阳朔断裂带

该断裂带沿东山—阳朔背斜东翼和近轴部延伸，切割中泥盆统至下石炭统。据观察，断裂并非自北而南连续延伸，而是沿弧形走向断续出现，且不同地段表现特征不一。

北段：崔家至高尚一带，呈北东向延伸约30公里，倾向南东，倾角45度左右，为断面呈舒缓波状的压扭性断裂。如谭美田之北公路旁所见，东盘上泥盆统榴江组扁豆状灰岩挤压破碎，地层倾角变陡，产状45°/135°∠65°，稍南产状则变化为75°/345°∠50°，反映地层可能有揉皱褶曲。据地层之错断迹象，主要是顺扭，为早期弧形构造北翼之断裂特征。

中段：海洋至潮田一带，沿背斜延伸约20公里，呈北北东向，中泥盆统挤压揉皱明显，形成强烈的挤压破碎带。海洋铁矿公路侧中泥盆统东岗岭组灰岩中，轴向北西310°的"入"字型分支褶曲，说明断裂于印支期弧形构造发育期间，断裂具顺扭的力学性质。

南段：草坪至阳朔一带，断裂沿近背斜轴部和东翼发育，由近南北向至北北西向，延伸约40公里。断而主要倾向西，局部向东，倾角一般30°—40°，局部近直立。沿主断裂两侧，伴生北东及北西两组断裂、裂隙。该段漓江峡谷主要沿主干断裂及追踪两组断裂、裂隙发育。沿江常见断壁及挤压破碎带，如杨堤南侧江边之中泥盆统东岗岭组灰岩，观察到挤压破碎带产状为0°/90°∠70°；月亮洲江边之中泥盆统石英砂岩挤压劈理化带宽约 6 米，主挤压面片理化带宽25厘米，产状0°/90°∠85°。表现最强烈的见于阳朔北侧沿漓江之两岸，中泥盆统下段砂页岩的挤压揉皱现象(图37.38)，柔皱褶曲轴向以近南北向为主。

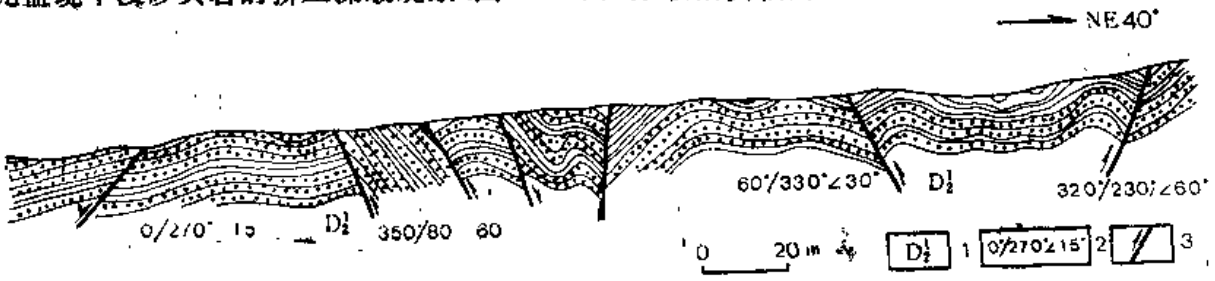


图37　阳朔北东漓江右岸断裂挤压带剖面图

1．中泥盆统下段砂、页岩；2．地层产状；3．断裂

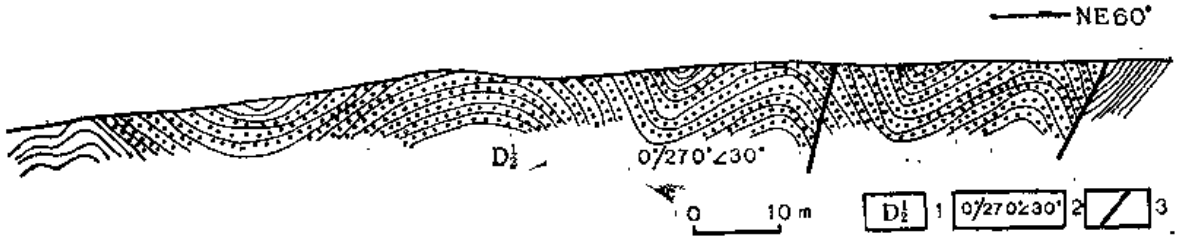


图38　阳朔东侧南北向断裂挤压带剖面图

1．中泥盆统下段砂、页岩；2．地层产状；3．断裂

5．四所—降村断裂带

位于弧形构造内侧海洋山隆起西缘，弧形延伸长约100公里，总体为断面倾向西，倾角40°—80°的压扭性断裂。

北段：四所至红岩头，走向北东，沿狮子岩—猫儿公背斜东翼延伸。于头所及竹林脚等处见中泥盆统东岗岭组灰岩挤压揉皱，岩层直立至倒转；南侧大拱桥附近则以碎裂岩发育为主；西侧卷粟坪—白石断裂与其分支复合，断面舒缓波状，挤压破碎带尤为明显。据地层错移和断裂旁侧发育一系列近南北向的"入"字形分支褶曲及压性断裂，说明主干断裂具有顺扭性质，基本反映在印支期形成的弧形构造北翼压扭性断裂的特征。

南段：红岩头至降村一带，走向自北东而北北西，其断面可能受海洋山隆起西侧斜坡面的控制，反映以压性为主要特征。于大境以东断面产状50°/320°∠50°。东盘为中泥盆统下段石英砂岩；西盘东岗岭组灰岩发育碎粒岩及糜棱岩化碎粒岩，反映压扭性特征。南部思的一带，挤压带十分发育，并伴生北东及北西两组断裂、裂隙。附近之地表及地下河常追踪两组构造方向发育，而总方向则呈近东西。

四、燕山期叠加构造特征

据吴泮等对中南地区的研究资料认为，燕山运动主要发生在侏罗纪末至白垩纪初。早、晚白垩世之间的运动及晚白垩世晚期的运动均不重要，只代表一次强度不大的升降运动。晚白垩世晚期到第三纪是连续沉积的，其间无构造运动[6]。以此认为，本区弧形构造于印支期成生后，在燕山期又相继叠加了北北东向的新华夏系构造和北西向构造。其中新华夏系构造主要发育在侏罗纪末至白垩纪初，白垩纪期间仍有其活动余波。该期构造以白色方解石沉积、充填为其特征之一。北西向构造因目前尚未明显见其切割晚白垩世的沉积、堆积物，而只有一些后期继承性裂隙的切割，故认为它主要是早、晚白垩世间或晚白垩世期间构造运动的产物，而以红色方解石和钙泥质沉淀物充填构造与岩溶空间为主。就其强度而言，新华夏系构造较强，北西向构造较弱。与相邻地区对比，本区还不属于强烈活动的新华夏构造部位，它们常表现为迁就、利用早期弧形构造形迹，使其力学性质发生转变，对弧形构造的大体轮廓无很大破坏，至今仍保留较为完整。

（一）北北东向新华夏系构造

燕山期本区以断裂活动为主，褶皱多是主干断裂旁侧因反扭所伴生。由于断裂主要迁就、利用早期弧形构造形迹发育，反映南、北翼的不同改造特征。如北翼北东向断裂早期为顺扭，而当燕山期新华夏系断裂重接复合后则转变为反扭特征。因此，早、晚期虽同属压扭性，但扭动方向相反。南翼北西向断裂印支期主要为压性兼反扭性质，燕山期则为新华夏系大义山式张扭性断裂的重接复合，面反映张性改造。

1. 严关—白藤岭断裂带

断裂于三街以北与灵川断裂带重接复合，形成复杂的挤压破碎带。三街以南则与三街

一高田弧形断裂带北段重接复合，二纸厂一带，挤压破碎带宽达15—20米，自内向外可大致分带：糜棱岩化带—碎粒岩化带—角砾岩化带—碎裂岩化带(图5)。断面呈舒缓波状，产状为10°/280°∠80°。据其擦痕、拉断面示反扭性质。唐家湾牛奶场东侧，断裂挤压破碎带宽达100米，其中挤压透镜体、滑动面、擦痕也显示反扭特征。再从断裂旁侧的伴生构造分析，东侧一系列的北东东向褶曲(老人山背斜、黑山向斜、南溪山背斜)，和西侧一系列北东向的压扭性断裂(临桂—长海、太平圩—牛奶场、九头山—文家)均汇入而不穿越主干断裂，形成"入"字型构造，也明显反映该断裂的反扭性质。此期断裂的构造岩或溶蚀裂隙，主要为白色方解石充填胶结，如兴安太平寨、黄村牛奶场白色方解石胶结的角砾岩；白藤岭西侧两组共轭裂隙(北东80°、北西315°)的白色方解石充填等。

2．皎霞—大埠断裂带

沿严关—高朗、灵田—白沙两弧形断裂带之间发育，呈北北东20°—30°方向延伸，长约35公里。主干断裂有皎霞—留田，西岸—白竹境断裂，向南于大埠附近有汇合并向北东偏转之势。

(1) 皎霞—留田断裂：

是区内较有代表性的新华夏系断裂之一，自尧山东侧至奇峰镇西侧延伸。沿断裂挤压破碎带宽达50—100米。丫吉村一带于中、上泥盆统碳酸盐岩中发育网裂岩、磨砾岩、碎粒岩及砾质糜棱岩等构造岩(图12)。实测断面产状20°/110°∠30°—60°。常为北东至北东东和北西至北西西断裂、裂隙所切，前者为顺扭，后者为反扭，具明显的共轭性质。据复兴洞南侧之近东西向"入"字型分支压性结构面示断裂具反扭性质。还须指出，由于后期岩溶水沿断裂的活动，构造岩常具有不同程度的改造，而成交代改造构造岩和岩溶角砾岩。

(2) 西岸—白竹境断裂：

铁山圩以北，沿苏家至马家谷地西侧延伸。于轮胎厂东侧谷地中见北北东30°密集裂隙带，岩溶漏斗、落水洞沿裂隙带串珠状展布，裂隙多被白色方解石充填。裂隙发育地段之灰岩层理不清，并有明显的白云岩化现象。沿断裂构造岩主要有网裂岩及磨砾岩，受后期岩溶水不同程度的改造成交代改造构造岩及岩溶角砾岩，与北西向断裂交汇的部位尤为明显。

铁山圩以南，断面产状0°—30°/270°—300°∠40°—60°，呈舒缓波状。马家坊西侧沿断裂伴生之北北西向张扭性裂隙充填有白色方解石；南西侧沿伴生的近南北向张性裂隙亦见白色方解石充填。白竹境水库至尖山底西侧，断层三角面沿线分布，上盘(西盘)上泥盆统灰岩陡倾或挤压揉皱，逆冲于下盘(东盘)下石炭统大圹阶泥灰岩之上。泥灰岩中时见斜歪或平卧褶曲。据水库旁侧所见，断裂构造岩有网裂岩、角砾岩、细碎粒岩及砾质糜棱岩，并有分带现象(图6)。断裂附近岩层尚有不同程度的白云岩化和发育北西、北东两组断裂、裂隙。其中北西一组较为明显，交切部位岩石破碎，为白色方解石充填。

除上述断裂外，弧形构造北翼的北东向断裂，常有不同程度的新华夏系改造特征。如

漠川锣鼓石北东东70°压扭性断裂，是漠川北北东主干断裂旁侧之"入"字型分支结构面，反映主断裂曾受后期反扭改造的特征；四所—降村弧形断裂的竹林脚挤压破碎带中，挤压、褶曲轴面产状多见60°/330°∠50°，其中还见北西西290°张性裂面充填白色方解石脉，均显示后期新华夏系对早期弧形构造的改造特征。

弧形构造南翼的北北西向断裂为新华夏系改造也有反映，主要表现为大义山式断裂往往利用、改造南翼的北西向压扭性断裂，呈后期张扭性特点。如灵田—白沙断裂，于付合西侧压扭性挤压带旁发育后期张性改造角砾岩，角砾为早期之网裂岩，大小不一，棱角清楚，白色方解石胶结。又如严关—高朗断裂南段灯盏湾，沿断裂挤压破碎带发育的北西向羽状张裂隙为白色方解石充填。

新华夏系北东东向泰山式断裂，主要见于南翼杨堤至白沙一带。如白沙兆村源断裂，断面产状70°/340°∠60°，沿断裂中、上泥盆统挤压破碎，具反扭性质。双全村漓江右岸中泥盆统东岗岭组灰岩中，北东东向压扭性断裂挤压破碎带，宽约30米，断面产状70°/160°∠70°。北盘自内向外构造岩分带明显：糜棱岩带(宽0.2—0.5米)—碎粒岩带并见透镜体化(宽6米)—角砾岩带(宽12米)—碎裂岩带(宽10米)(图4)。断裂北侧，以间距15—20米相继出现白色方解石胶结角砾岩，每处宽5—8米，属同期北西290°张性结构面的产物。

(二)北西向构造带

燕山晚期晚白垩世期间，新华夏系活动减弱，代之以北西—北西西向之扭压性断裂活动为主。由于当时气候由温湿转为湿热，因此无论是对前期构造岩的交代改造，或当时形成的岩溶沉积、堆积物，多表现以红色的钙泥质和方解石胶结或充填。又因北西向构造形迹多继承利用新华夏系构造的北西向张扭性结构面发育，使之具有明显的张扭(反扭)—压扭(顺扭)性活动的转变特征。本区北西向构造分布虽较散漫，但因其活动较晚，可能延续到第三纪，所见均多切割前期构造形迹，对岩溶有明显的控制作用，故应重视研究。

1. 桂林—大圩断裂带

北西290—310°的断裂、裂隙断续出露，规模较大的断裂一般以间距0.5—1公里出现，较小的则成密集裂隙带，呈近距离(数米)间距重现。裂隙密度于风屏山可见每米约50条。其典型地段有：

(1) 茅茅头雷霹山：北西西290°断裂、裂隙呈舒缓波状，顺扭切割北北东向断裂，使前期构造岩普遍有由红色钙泥质交代改造的现象，或在构造岩的基础上发育由红色钙泥质胶结的岩溶角砾岩(溶积钙砾岩)。

(2) 西山人防岩洞：洞中见北西西290°挤压破碎带，倾向南西200°，倾角80°。上泥盆统泥晶灰岩挤压片理发育，或或大小不一的饼状透镜体，摩擦镜面光滑并有碳化膜，据擦痕及拉断面分析，为顺扭性质。挤压带旁侧尚残留早期的张性角砾岩，有些角砾还残留于

挤压带内，说明该断裂有晚期北西向扭压性的改造特征。

(3) 漓江右岸虞山，出露上泥盆统泥晶灰岩。山中发育北西西290°断裂挤压破碎带，断面产状290°／200°∠70°。北盘自内向外有挤压片理化带(20—30厘米)—角砾岩化带(宽4米)—网裂岩化带(宽5米左右)。其中发育北东东及北西两组裂隙，切割岩石呈透镜体状，表明断裂以扭压性为主要特征。

(4) 叠彩山白鹤洞至风洞、木龙洞一带：北西西向断裂产状290°／200°∠70°，切割上泥盆统亮泥晶砂屑灰岩，岩石微晶化、碎裂化，于白鹤洞侧见密集裂隙每米30余条。沿断裂破碎带普遍见晚白垩世红色钙砾岩及钙屑灰岩的充填、堆积，形成于断裂的同时或稍后。

(5) 轮胎厂以北一带：北西向断裂常见切割北北东向新华夏系断裂，主要表现为扭压性质。如圩头北西310°断裂，沿断裂上泥盆统灰岩层理模糊或消失，岩石重结晶及白云岩化现象较普遍，并具雪花状构造和环带状构造。从岩石碎裂并透镜体化和密集裂隙带(290°／20°∠80°)与主断裂(310°／40°∠80°)呈锐角相交等，反映为顺扭性质。此外，从沿断裂断续发育的晚白垩世红色岩溶岩系中，见前期白色方解石角砾或包体，说明断裂经受多次活动的影响和改造。

此外，于朝阳一带的峰林平原中，多数孤峰体均见北西向构造形迹，并控制溶洞、地下河的发育。如七星公园内之元风洞及地下河、三药厂铁山溶洞、朝阳东岩及北岩等，均发育在北西向断裂、裂隙带上。漓江大圩至瓦窑段呈北西向延伸，也与该处北西向断裂有关。

2. 会仙—阳朔断裂带

该断裂带具有明显的多期继承性活动，它既受基底阳朔断裂带的控制，又与弧形构造的南翼断裂带斜接或重接复合。因此，断裂一般经历了印支期弧形构造压扭性断裂活动阶段、燕山早期新华夏系大义山式张扭性断裂活动阶段；燕山晚期北西向扭压性断裂活动阶段，其中晚期活动形迹较明显，前期构造形迹因受改造多被掩盖或呈残留形迹。

(1) 会仙一带北西310°扭压性断裂，由于所处上泥盆统灰岩多为厚层、块状且性脆，故未形成挤压柔皱现象，而表现为碎裂岩、角砾岩或在前期构造岩的基础上有红色钙泥质交代改造的现象，或沿断裂发育红色钙泥质胶结的溶积钙砾岩。如杏外一羊田断裂、合陂一寺山断裂和大泉头—上笑断裂等。

(2) 兴坪—阳朔一带的北西向断裂。多为顺扭的压扭性断裂。如兴坪南侧的廖危背北西向断裂，走向北西320°，南盘于福利羊角山水库边见轴向近东西之牵引褶曲，与主断裂呈50°锐角相交。白沙山尾底断裂，产状为320°／230°∠50°，断面舒缓波状，沿断裂发育盲谷及地下河，北东盘近南北向的羽状张性结构面控制支流发育，也反映是顺扭性质。旧县孤山北西向扭压性断裂发育磨砾岩，旁侧张性角砾岩中砾石成分不一，并有棱角状，次圆状和透镜状砾石，说明并非一次构造所成，前期还经受过压扭和张扭性的断裂活动影响。

(3) 阳朔附近北西向断裂、裂隙，于中泥盆统东岗岭组灰岩、灰云岩中呈250—300米的等间距展布(图39)。具多期活动性质，一般前期反扭明显，晚期顺扭较弱。自南而北有：

供电站挤压裂隙带：裂隙发育疏密相间，局部透镜体化，裂隙产状为310°／220°∠80°。密集裂隙呈8—10米的等间距出现，人工剥露面中已见有五带，每带宽5—7米。

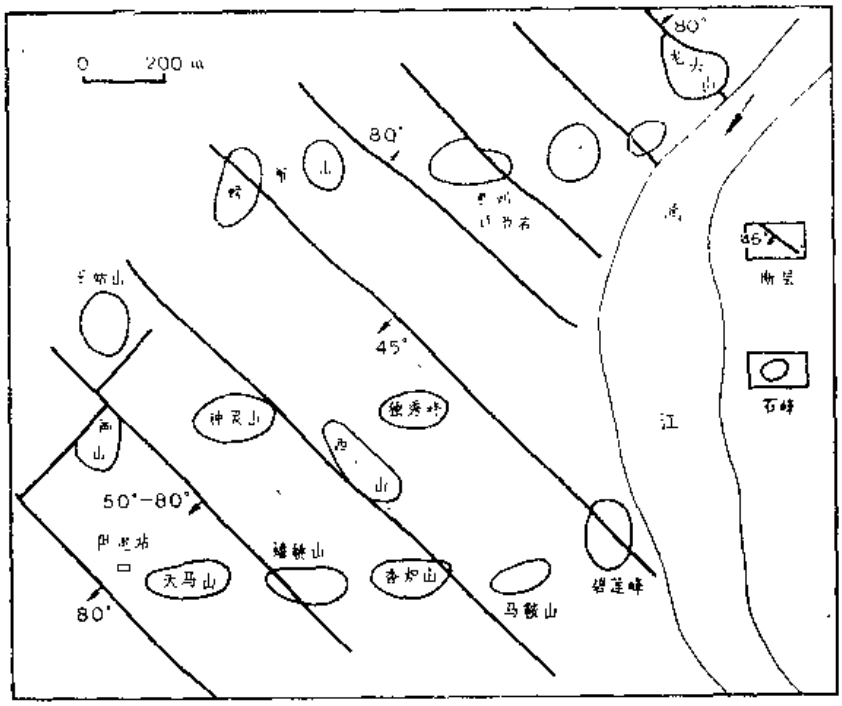


图39 阳朔北西向断裂平面图

玉姑山—蟠桃山断裂：产状310°／220°∠50°—80°。南西盘拖曳褶曲，显示逆冲性质，

香炉山—西郎山断裂：产状310°／220°∠50°。形成西郎山断层崖，并伴生北东东和近南北向两组裂隙。于南西盘钟灵山"入"字型南北向分支压扭性断裂旁侧发育低序次褶曲，说明早期为反扭；晚期顺扭又使北北西至近南北向的一组裂隙产生张性改造。

人民医院北侧断裂、裂隙带：裂面较平直，以2—3米间距相继出现，产状310°／40°∠80°，顺扭切割以间距10米左右重复出现的北东50°压扭性断裂，断距10厘米左右或不明显。故北西向裂面一方面反映具燕山早期新华夏系大义山式张扭性特征，另一方面也显示晚期的顺扭活动性质。

曾鄙读书岩断裂：走向北西310°，近直立。挤压带以10米左右的间距出现，每带宽0.5—1米，裂而舒缓波状，岩石透镜体化。挤压带局部有白色方解石胶结的角砾岩，角砾大小1—10厘米，棱角状至次圆状。

此外，于龙头山及螃蟹山—碧莲峰一带北西向断裂及裂隙也较发育，其特征所见略同。

关于北西向构造的体系归属和应力活动方式的解释问题，就本区所见，前期是属于弧形构造和新华夏系构造的一组伴生配套成分。晚期顺扭、压扭性断裂的活动方式，可能是

反映晚期当地球自转速率变慢时，导致形成新华夏构造体系的南北力偶发生相反方向运动的结果。如是，则还需指出，北北东向断裂晚期还受到张性改造，给晚白垩世沿北北东断裂形成红色岩溶岩系创造有利的构造条件，局部地区甚至形成断陷盆地的沉积和堆积。如奇峰镇西侧的红盆地，是受西侧北北东向断裂的控制，形成向北西倾斜的单面盆地(或称箕状盆地)，地层产状较稳定30°／300°∠20°，近断裂倾角变陡为40°。

五、喜山期构造运动的主要表现形式

如前述，本区域晚白垩世晚期至早第三纪，地层连续沉积，其间一般并无构造运动。直至第三纪，始新世中期、渐新世与中新世、中新世与上新世之间才反映有以抬升为主的构造运动[6]。本区的第三纪沉积虽已在朝阳南村和江头等处见有零星露头，但仍未能划分至世、期的沉积。因此，若以此论证本区的构造特征尚缺足够依据；何况本区晚白垩世与第三纪沉积物所反映的自然气候环境不同，也难于下定论认为其间并无构造运动，这是值得考虑的问题。至于第四纪以来的构造运动性质，因本区第四纪地层的划分，是以古气候、岩性和地貌标志为依据，尚缺乏生物、考古和构造方面的资料，也影响了进一步的分析。尽管如此，我们通过野外观察和室内资料的分析研究，对本区喜山期不同阶段构造运动的主要表现形式还是有初步的看法。现分第三纪和第四纪两个阶段进行论述。

(一)第三纪差异抬升活动

据目前所知，在海拔300米以上的洞穴中，发现有晚白垩世红色岩溶岩系的沉积、堆积，而对比相应晚白垩世形成的岩溶洼地高程也约在300米左右。再考虑到第四纪高层洞穴在海拔190—200米间，奇峰镇断陷盆地晚白垩世红层目前尚有保留在海拔184米的高度。从上述资料进行推算，第三纪的剥蚀深度约在海拔200米左右，抬升的幅度则在100米以上，峰丛区可能相对更大些，如漓江自大圩—阳朔峡谷地形，为沿东山—阳朔背斜南段近轴部发育的走向河，目前深切峡谷底部海拔130米左右。草坪西侧海拔350米的水平洞穴，为晚白垩世岩溶岩系充填、堆积，反映洞穴形成不会晚于晚白垩世，可作为晚白垩世末的溶蚀、侵蚀基准面大概位置。如是，除去第四纪的上升幅度，则第三纪的抬升幅度可达150米左右。

关于漓江峡谷发育形成的时期，我们认为应始于第三纪始新世中期以后的抬升运动中。在此以前，于现在峡谷位置附近，早期峰丛中已发育明暗相间的岩溶管道。此后，由于第三纪的抬升运动，侵蚀基准面随着下降，一方面反映对早期峰丛洼地的深切改造，另一方面反映河川垂向切割和溯源侵蚀面形成漓江峡谷。大圩—柘木一段，沿北西向断裂此时也横切背、向斜而成横向河段，而在此之前发育的奇峰河，此时反成了它的支流。目前可见

两河的流向相反，呈钝角相交。实际表明，沿漓江峡谷多处可见切割晚白垩世红色岩溶角砾岩，如草坪浪洲村一带、杨堤水岩头、九马画山及兴坪附近等处皆见，可以佐证峡谷形成于晚白垩世以后。

本区第三纪的构造运动性质主要表现为抬升运动，并有一定的差异性，反映为不明显的拱拗性质。据目前资料观察，尚无足以证明有断块运动的断块山和断陷盆地沉积的证据，也无褶皱运动的迹象。如奇峰镇晚白垩世的红层，地层一致向北西倾斜，主要反映为当时盆地不均一的向一侧沉陷的原始倾斜层理，其后并未受明显的构造运动褶皱或破坏，只有局部发育的小规模北北东向断裂。断裂特征是：挤压破碎带宽 3 米左右，主挤压带宽约1米，粉砂质泥岩透镜体化，两组节理产状分别为45°/315°∠75°、310°/220°∠75°。此外，面上的晚白垩世红色岩溶岩系中虽也见北西向裂隙发育，但未见有明显的断裂出现。这些均可说明，本区第三纪期间不存在断块运动和褶皱运动。至于在一些燕山期断块的基础上，第三纪抬升运动中可能有继承或导生出来的局部折断，这毕竟是局部的现象。

（二）第四纪间歇上升活动

本区第四纪构造运动具有继承性，反映以相对稳定的间歇性上升为主，表现如下：

1．地貌明显差异

漓江峡谷两侧峰丛洼地继承性发展，随着地壳的上升，漓江下切深度虽已达海拔130米左右，但两侧峰丛区因缺外源水补给，仅靠雨水的淋蚀和潜溶作用，故一般均未能下蚀到此深度，仍表现为峰丛景观，处于相对稳定状态。

弧形构造的前弧部位，以海拔高程相对较低的灵川—六圩向斜为中心，随着地壳的间歇升降，有来自越城岭和驾桥岭的大量外源水补给，反映不同程度的峰林谷地和峰林平原化的特征。如长海—白藤岭一带峰丛的初步解体而发育峰丛谷地与峰丛洼地的混合形态；会仙和葡萄等处所见则以峰林谷地发育为主；朝阳—良丰一带则为峰林平原化等。

2．洞穴、洼地的成层分布

随着地壳的间歇上升，于相对稳定时期，峰林平原附近的潜水位带，有丰富的地下水循环，形成不同阶段的洞穴成层分布。据洞穴不同高程的特点可分三层。

（1）上层洞穴：海拔180—195米（相对高程30—45米），如茅茅头大岩。对比划属早更新世洞穴。

（2）中层洞穴：海拔160—175米（相对高程10—25米），如芦笛岩、穿岩等。常见有中晚更新世大熊猫—剑齿象动物群化石堆积（本所洞穴组）。可初步划属中、晚更新世洞穴。

（3）下层洞穴：海拔150—155米，如常见之脚洞和地下河洞穴，有近代钙华充填，并于个别洞中有古文化层之堆积。如甑皮岩，堆积物年龄7000—10000年，划属全新世洞穴。

与上述洞穴层相对应，在峰丛区的边缘和峰林间的残留峰丛中有发育于海拔150米、160—170米、180—190米三级洼地或台阶面，可大致与洞穴层对比，反映其成生有一定的规律性。

据前述第三纪的剥蚀深度在海拔200米左右推算，本区第四纪的上升总幅度一般在50米左右。峰丛地区可能大些，达60—70米。

3．河流及阶地的发育

在第三纪漓江初步形成的基础上，进入第四纪阶段。峡谷段和宽谷段阶地的发育各有其特点(表17)：

表17　　第四纪漓江阶地特征

时代	级别	大圩——阳朔峡谷段			桂林市附近宽谷段		
		高程（米）		特征	高程（米）		特征
		海拔	相对		海拔	相对	
全新世	Ⅰ	130—140	5—10	基座阶地：亚砂土夹砾石的冲积层。（杨堤一带）	140—150	5—10	堆积阶地：二元结构，上部漫滩相亚砂土，亚粘土；下部河床砂砾岩
中、晚更新世	Ⅱ	140—150	25±	基座阶地：亚粘土、亚砂土夹砾石层。（兴坪敬老院、阳朔左岸）	155—175	25±	冰碛阶地：粘土砾石层
早更新世	Ⅲ				180—200	50±	基座阶地：河床砾石?（象鼻山顶）

表中三级阶地，在高程上大体与三层洞穴相当，代表三个时期的产物。据桂林第四纪冰川研究，冰碛阶地主要是中更新世"桂林冰期"的产物(据本所第四纪冰川研究小组)，而中层洞穴据大熊猫、剑齿象动物群化石定为中、晚更新世，可能是冰后期或间冰期所形成，看来可以相互佐证。

漓江的形成，受第三纪以前形成的构造格架控制，如峡谷段沿背斜轴部追踪两组断裂、裂隙出现；宽谷段则沿向斜汇水地带发育。故前期构造是漓江形成的基础条件之一，而第三纪的抬升运动则是漓江形成的主导因素。第四纪间歇上升活动是促使漓江改造和继承性发展的因素。表现如下：

(1) 主河道多蚀切基岩，使其侧蚀受到限制，不易往复摆动，故河曲不甚发育。主、支流多受构造控制而呈近直角或钝角相交，如支流甘棠江、桃花江、良丰河、潮田河、玉龙河等。

(2) 据红外探测，七星岩一带有北北东至近南北向的折断活动迹象。野外观察三砖厂

采坑中见泥砾层发育北北东20°走向近垂直的裂隙切割砾石、但无错动迹象。这些折断、裂隙的发育，为漓江的改道提供了有利条件。如桃花江在汇入漓江的河段，反映在红外片上有清楚的改道遗迹，并为实际观察和钻探证实。

(3) 支流奇峰河河曲发育，形成独特形态，反映近期该地相对稳定，地壳上升缓慢，向下蚀切作用因受到坚硬的灰岩限制，而侧蚀作用则因有较厚的白垩系砂泥岩风化沉积物，使河流得以自由摆动而形成河曲。

(4) 据近年钻探资料、桂林市区一带，从北部车瑶村至南部渡头村，漓江河谷从Ⅰ级阶地标高起算，下切深度30—66米，充填物下部粘土砾石层厚20.5—49米，上部砂砾卵石及亚砂土层厚3.5—17.7米。这一下切和充填，并不代表其时的地壳升降幅度，而是反映"桂林冰期"和冰后期的下切和堆积，即冰期因剥蚀基准面下降形成下切，间冰期因侵蚀基准面上升形成堆积。也就是说，下部的充填物应是中晚更新世的沉积；上部砂砾及亚砂土是属全新世产物，与Ⅰ级堆积阶地的二元结构相吻合。类似情况还见于桃花江之古河道钻孔资料。

4．近代地震

据明代以来记载的资料分析(表18)，有由地下岩溶塌陷发生的地震7次以上，震级多为$4\frac{3}{4}$级；与北东向灵川断裂局部活动有关的5次以上，震级3—5级；与北西向阳朔断裂活动有关的6次以上，震级4—5级；受区域性地震影响波及的有三次，如1605年广东琼山$7\frac{1}{2}$级地震、1918年广东南澳$7\frac{1}{4}$级地震、1936年广西灵山$6\frac{3}{4}$级地震均波及本区，但其强度均大为减弱。由此看来，晚近时期本区尚属较稳定状态，无明显的强震活动。

表18　　桂林附近历代地震记载

公元纪年	历史年代		地点	地震情况
	朝代	年号、时间		
1498．6．30	明	弘治十一年六月丙子	桂林	周道兴家园地，先连响数声，隐如雷、陷穴9处，大者17丈，小者3—7丈。震级$4\frac{3}{4}$，疑陷落地震
1510．11．18	明	正德五年十月庚子	柳州、桂林	震级5，震中柳州附近
1526．1．21	明	嘉靖乙酉冬十二月九日夜	桂林	大门左旗纛庙前，忽有声如雷，陷地阔二丈五尺，深一丈。次日离前穴三丈，复陷一次，阔二丈，深二丈。陷落地震
1571．3．9	明	隆庆五年二月丙午	桂林	靖江王府，布政司官署，地陷数次，宽二丈余、深一丈。陷落地震

续前表

公元纪年	历史年代		地点	地震情况
	朝代	年号、时间		
1578. 2. 17	明	万历六年正月十一日	桂林	东郊冷水圹地崩陷，声如雷，周广约10丈，深不可测，震级$4\frac{3}{4}$，疑陷落地震
1578. 3. 17	明	万历六年二月辛卯	桂林	东郊临桂大村，地内鼓声响，随裂丈余。陷落地震。
1589	明	万历十七年	桂林、阳朔	桂林地震如雷，阳朔山崩，震级$4\frac{3}{4}$
1598	明	万历二十六年	桂林、阳朔 平乐、蒙山	地震有声如雷，震中阳朔，震级$4\frac{3}{4}$
1599. 9—10	明	万历二十七年八月	灵川	城乡各处俱有地震崩裂，震级$4\frac{3}{4}$
1605. 7—12	明	万历三十三年五月至十一月	桂林	万历三十三年五月二十八日亥时地震，六月初四再震，八月二十六日亥时余震，十一月又震。四次地震同属广东琼山地震序列，震中琼山、文昌，震级$7\frac{1}{2}$)波及桂林
1605. 8. 11	明	万历三十三年六月	灵川	灵川社坛地中，忽有声如雷，陷地十余丈、深丈余
1639. 6. 8	明	崇祯己卯年五月初八	阳朔、桂林	地震有声，震中阳朔，震级5，波及平乐、蒙山
1650. 2. 17	清	永历四年元旦	桂林	灯盏掷地，屋瓦飞立地上，震级3
1665. 9. 21	清	康熙四年八月十三日	梧州—桂林	地震，震中平乐附近，震级5
1672. 11. 4	清	康熙十一年九月	平乐—桂林	地震，震中平乐附近，震级$4\frac{3}{4}$
1686. 1. 8	清	康熙二十四年十二月	平乐—桂林	地震，震中平乐附近，震级$4\frac{3}{4}$
1695. 2. 15	清	康熙三十四年正月十三日	柳城—桂林	地震，震中融水柳城之间，震级$5\frac{1}{2}$，波及三江、全州、平乐
1758	清	乾隆二十三年	临桂	地震，震级3
1782. 4. 13	清	乾隆四十七年三月	临桂	地震，屋宇摇动有声，逾刻乃定震级$3\frac{1}{2}$
1782. 5—6	清	乾隆四十七年四月	兴安	地震，震级3

续前表

公元纪年	历史年代		地点	地震情况
	朝代	年号、时间		
1860. 1—2	清	咸丰十年正月	临桂	地震，震级3
1873	清	同治十二年	桂林	城东、城南地震，下水东村地陷震级3
1889. 8—9	清	光绪十五年八月	灵川	八月地震，九月又震，震级3
1918. 2. 13	民国	民国七年正月初三	灵川	地震微动，属广东南澳$7\frac{1}{4}$级地震影响（波及最远达1000公里。）
1936. 4. 1	民国	民国二十五年三月初十	桂林	损坏城墙二丈余，门窗玻璃间有破碎，墙瓦沙沙作响，电杆时斜时直。属灵川$6\frac{3}{4}$级地震影响，波及桂东北地区

区内热泉目前仅见于阳朔福利矮山一处，出露在下石炭统灰岩中，水温36℃，涌水量为36吨/时，可能与深部断裂控制有关。区外非可溶岩地区的温泉有：龙胜泗水温泉，水温58℃；资源车田湾温泉，水温31℃，流量100吨/时；平乐源头温泉，水温40℃。由此看来，目前区内及邻近地区与近期断裂活动有关的温泉尚不多见，且水温较低，故若要从地热方向论证本区新构造运动情况，尚感资料不足，仍有待研究。

综上所述，可以看出：第四纪沉积较薄，20—60米，无断陷盆地的巨厚沉积特征；地貌上也无断块山的迹象，峰丛山区与峰林平原间无以断层为界的明显分界线，而是呈过渡关系；第四系中亦无明显的断裂或陡倾斜、褶皱的现象。故第四纪构造运动是以拱坳为主，具有间歇上升的性质而渐趋相对稳定。由于分析资料尚欠全面，研究工作仍较粗略，有待完善。

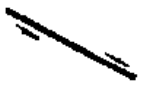
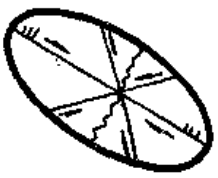
六、小　　结

本区盖层以弧形构造为主要格架，褶皱一般简单，断裂则较复杂，它一方面受前期基底构造的严格控制，另一方面又牵制了后期构造的发生和受后期构造的改造，反映了构造发展的多阶段性和构造形迹的多期活动性。综合如表19所示：

海西晚期本区结束海盆沉积上升为陆，在此阶段，地壳一般表现相对稳定，以振荡运动为主。如早石炭世岩关期间的运动、早晚二叠世间的东吴运动、晚二叠世至早三叠世间的苏皖运动等，均未形成明显的褶皱、断裂。

中、晚三叠世印支运动期间，由于自东而西的水平挤压力，主要形成南北向的弧形褶皱，并伴随相对上升。其次发育压扭性断裂，沿褶皱轴部有两组与之斜交的扭性断裂、裂

表19　　桂林断裂组合关系及体系归属

活动时期 / 力学性质 / 方向	印支期（中、晚三叠世）	燕山早期（侏罗纪末至白垩纪初）	燕山晚期（白垩纪）
北北东			
北北西			
北东东			
北西西			
组合关系及应力作用方式			
体系归属	弧形构造	新华夏构造体系	北西向构造



注　1. 压扭性断裂　　2. 张性断裂　　3. 扭性断裂

隙。本阶段形成的岩溶岩系(建造)主要有灰、灰绿色的粉砂质泥岩。

侏罗纪末至白垩纪初的燕山早期，由于南北力偶的作用，主要发育北北东向新华夏系断裂，同时伴随断块相对升降。本期断裂活动改造弧形构造的断裂性质：北翼原为北东向顺扭的压扭性断裂发生反扭的压扭性改造；南翼原为北西向的压扭性断裂发生大义山式的张扭性改造，并同时发育北东东向泰山式扭压性断裂。因此，新华夏系构造与弧形构造在本区常形成重接或斜接的复合关系，沿断裂反映力学性质的转变。在构造制约的基础上，本阶段形成的岩溶岩系主要有白色方解石胶结的溶积钙砾岩为特征。

白垩世期间的燕山晚期，由于形成新华夏构造体系的南北力偶发生反向运动，而发育以北西西向的压扭(顺扭)性断裂构造为主。一般反映是在新华夏构造成分的北西向扭（反扭）张性断裂的基础上复合改造而成，这在断面或构造岩中均可观察到两期构造的痕迹。此外，对原北北东向断裂也有再次张性改造的现象。本期在构造制约的基础上，形成的岩溶岩系以红色钙泥质及方解石充填胶结的溶积钙砾岩为主要特征。

新生代喜山运动，本区主要是上升运动，其差异性反映为不明显的拱拗性质，上升幅度有渐趋减弱而有相对稳定之势。构造形迹主要是伴随拱拗过程中发育的继承性折断和裂隙，无明显的褶皱、断裂现象。沉积、堆积物常见沿裂隙充填白色方解石，近期以形成灰黄色的钙华沉淀物为主。

第五章
洼地发育与地质构造的关系

一、概　述

岩溶洼地是本区主要的一种岩溶地貌形态，我们通过野外调查和综合分析，认为区内洼地的发育，严格受弧形构造的控制，其分布较集中于弧顶及南、北翼近弧顶部位，故我们选择桂林至杨堤一带作为重点解剖地段。在该地段1682平方公里范围内，除去非碳酸盐岩及第四系所覆盖的岩溶地区以外，裸露岩溶地区为749平方公里，其间分布有大小洼地1204个，平均密度为1.6个/km²。其中又以思和一带最为密集，在314平方公里岩溶区范围内，集中分布728个洼地，密度为2.3个/km²(图40)。

岩溶洼地是在岩溶发育历史过程中形成的产物，现今所见，多是经历多阶段发育、改造的结果，其底部最低海拔高程近于当地侵(溶)蚀基准面，为海拔140—150米，最高为海拔627米(思和南部小冲岭附近)。它们与地质构造的关系主要反映在如下方面。

二、洼地形态受地质构造控制

洼地形态通常从平面和剖面形态进行描述，由于岩溶作用往往沿断裂、裂隙发育，因此洼地形态常受其约制，关系十分明显。

平面形态：一般系按洼地最高圈闭等高线构成的形状而言，可划分为多边形、椭圆或圆形、长条形及不规则形四种类型。前三种多为简单的几何形态，边界往往受不同方向的断裂、裂隙构造控制，亦称作简单型。长条形常由几个简单型洼地沿构造破裂带分布，连结构成统一圈闭的合成洼地，其间由低矮的马鞍状垭口相连接面呈串珠状，如东开—明村洼地。不规则形洼地，主要为多边多角形，常由几个最初沿断裂、裂隙发育的简单型洼地

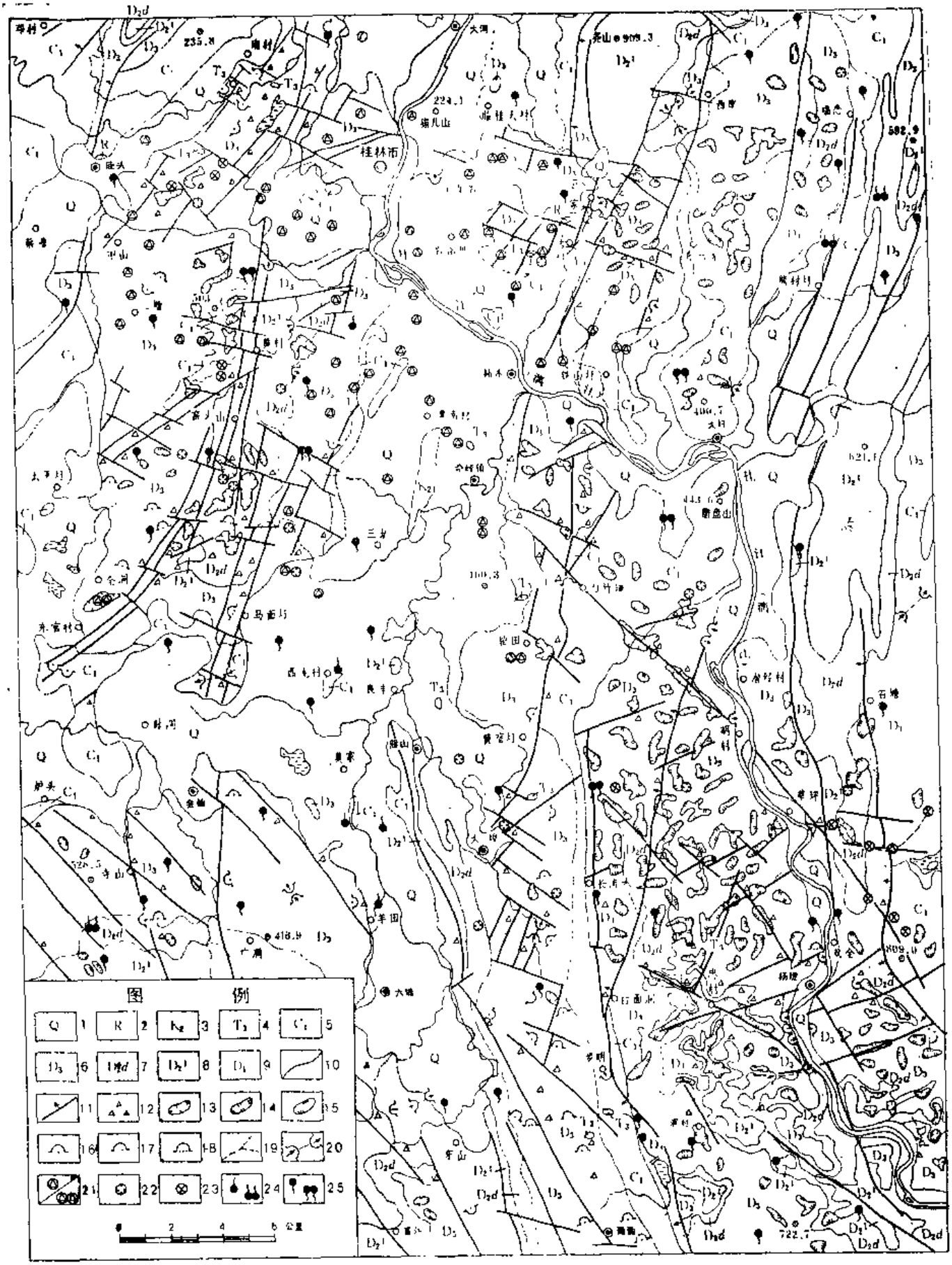


图40 桂林—杨堤岩溶地质图

1. 第四系河漫滩、坡残积、冲积、洪积、冰碛泥砾层；2. 第三系灰黄色粉砂质泥岩；3. 上白垩统红色砾岩、泥岩、灰岩；4. 上三叠统灰绿色粉砂质泥岩；5. 下石炭统灰岩、白云岩、硅质泥岩、页岩；6. 上泥盆统灰岩、白云岩、硅质岩；7. 中泥盆统东岗岭组灰岩、白云岩；8. 中泥盆统下段砂岩、泥岩；9. 下泥盆统石英砂岩；10. 地质界线；11. 断裂；12. 晚白垩世发育的岩溶沉积、堆积岩系；13. 海拔200米以下的洼地；14. 海拔200—300米的洼地；15. 海拔300米以上的洼地；16. 海拔200米以下的洞穴；17. 海拔200—300米的洞穴；18. 海拔300米以上的洞穴；19. 地下河及伏流；20. 地下河及伏流进出口；21. 塌陷及塌陷群；22. 溶潭；23. 落水（消水）洞；24. 上升泉及上升泉群；25. 下降泉及下降泉群

连结而成，具有统一圈闭线的合成洼地，其间亦有低矮的垭口，平面形态有“人”、“之”、“S”字形或不规则形，如暗崴洼地、寿崴洼地等。长条形与不规则形洼地统称为复杂型洼地。简单型洼地面积一般较小，为一千至数千平方米，最小者仅数百平方米；复杂型洼地面积较大，一般在一万平方米以上。区内最大的复杂型洼地为思和谷(洼)地，它受北东及北西两组断裂、裂隙控制，长达5.3公里、宽为6.6公里。从上述及表20中不同高程内，简单型与复杂型洼地比例的变化关系看出：洼地演化自高到低面积由小增大；复杂型洼地比例逐渐增多的趋势；从平原化的结果看，最终又由复杂转向简单型的规律性。

剖面形态：按横剖面形态有锅状的单一型洼地；有洼地套洼地的叠置形洼地；洼地中有残山的残山形洼地；两者兼备的叠置——残山形洼地。它们统称为复合型洼地。复合型洼地往往是由于不同构造阶段地壳上升的反映，是洼地继承性发育的结果。从表21中可以看出，洼地的剖面形态，随地势由高而低，复合型洼地在洼地总数中的百分比逐渐增大，面单一型洼地则相反，说明洼地形成过程中经历不同岩溶期作用演变的结果。

表20　　洼地平面形态统计表

形态 / 数值 / 海拔高程(米)	简单型		复杂型		合计	
	个数	%	个数	%	个数	%
>400	81	90	9	10	90	100
300—400	218	84	40	16	258	100
200—300	440	79	119	21	559	100
<200	219	74	78	26	297	100

表21　　洼地剖面形态统计表

形态 / 数值 / 海拔(米)	单一型		复合型		合计	
	个数	%	个数	%	个数	%
>400	87	97	3	3	90	100
300—400	217	84	41	16	258	100
200—300	443	79	116	21	559	100
<200	229	77	68	23	297	100

三、洼地与构造的时、空关系

岩溶洼地与地质构造的密切关系，主要表现在：空间上与区内断裂构造一致的方向性、等距性；时间上反映受构造控制演化规律的继承性和成层性等特征。

（一）方　向　性

本区岩溶洼地的空间分布，无论其单体形态的长轴方向，或是它们群体组合的排列方式，均与构造破裂带方向一致。据桂林至杨堤一带1426个单体洼地的长轴方向统计，和408条断裂走向的统计，两者方向非常一致(图41)。与1896条裂隙走向的统计，也基本一致。除外，在区域上岩溶洼地总体受弧形构造的主干褶皱、断裂控制呈弧形方向展布。其控制机理主要是由于断裂常是岩溶水富集和强烈活动的地带，这里地下河发育，而与其有成生联系的洼地也相应发育完全，因此形成洼地沿地下河排列出现的方向性。如东开—草坪一带沿北西向断裂长达15公里内有大小十余个洼地沿地下河呈串珠状展布。类似情况在区内常可见及。

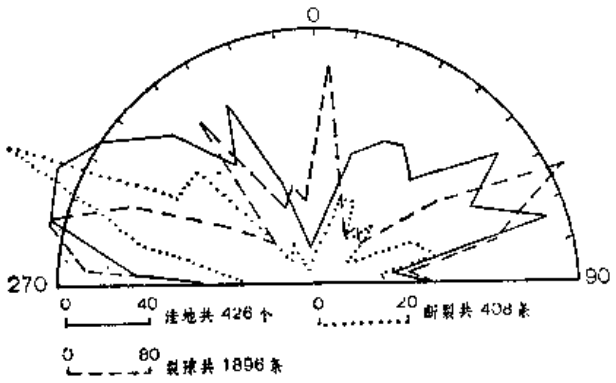


图41　桂林—杨堤一带洼地长轴及断裂、裂隙走向玫瑰花图

（二）等　距　性

构造的等距性分布特征已为人们所熟知，而受控于构造的洼地在一定范围内，也构成空间分布的等距性，它和方向性一样是较普遍的现象。如临桂汉圩北侧，洼地181、189、180、165、155……等(数字为洼地底部之海拔高程)呈北东40°方向排列，而单个洼地长轴方向则呈北西300°左右，以600—700米的等间距出现(图42)。洼地在空间分布的这一格局是严格受该地北东向主干断裂与伴生的、后期叠加的北西向断裂、裂隙的控制所致。又如窑头山—下月山一带，洼地210、294、300、270、260……排列方向为310°，而单个洼地长轴为北西330°，以600米等间距出现。洼地发育在北北东20°断裂旁侧伴生、派生的北西向断裂、裂隙部位(图43)。

在洼地最发育且保存较完好的寿岭一思和一带，不同高程的洼地多沿北东和北西向断裂发育，呈棋盘格状排列展布，以500—600米的等距大致均匀分布。此外，大圩附近的峰

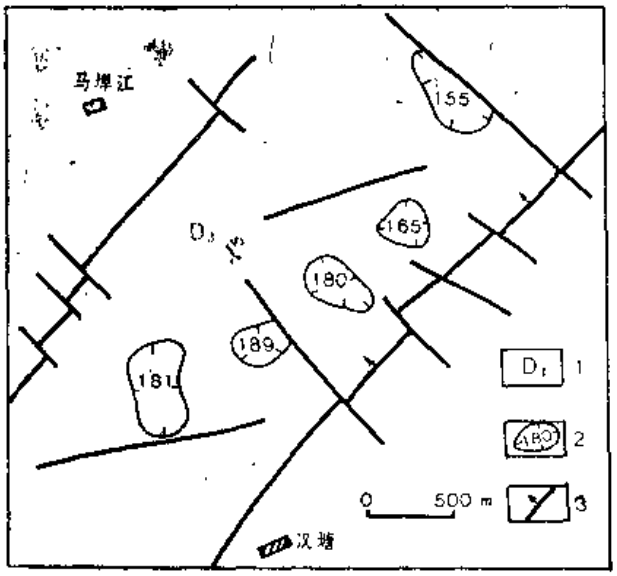


图42 汉塘北洼地等距分布图

1. 上泥盆统；2. 洼地及海拔高程；3. 断层

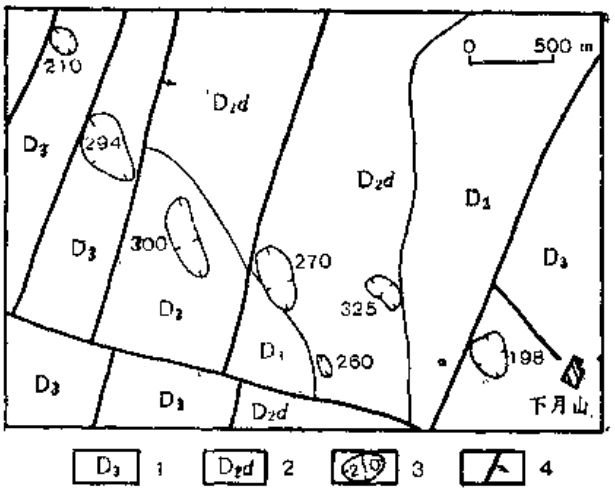


图43 窑头山洼地等距分布图

1. 上泥盆统；2. 中泥盆统东岗岭组；3. 洼地及海拔高程；4. 断裂

丛区，洼地的空间展布也有类似的等距性特征，说明普遍规律的存在。

（三）继 承 性

本区经历多期的地质构造发育阶段，不同阶段表现的构造运动性质和形成的构造形迹不同，对洼地发育的影响也存在差异，往往表现有后期是在前期发育的基础上进一步改造成形的继承性发育特征。主要有如下的反映：

1．据自上而下垂向空间洼地的形态、结构，存在着由小到大、由简单到复杂再又转向简单的特征。说明随着地壳的上升，高位洼地一般相对定形较早，以单一（简单）型洼地为主；低位洼地则有后期继承性的发育。洼地内常有残山或套小洼地、漏斗群，形成复合型洼地。当地壳相对稳定时，洼地继续发育的结果，则又趋向简单直至消亡。

2．由于后期继承性发育的洼地蚀切早期发育的洼地，致使一些早期洼地中的沉积、堆积建造（岩溶岩系）被蚀切，形成在洼地附近呈多种形式的残留体出现，如代上洼地、甲宅洼地……所见（详见第三章：岩溶岩系）。

3．从本区地貌组合类型的变化看，在早期的峰丛洼地区局部发育后期的峰丛（林）谷地（如杨堤峰丛区中的思和谷地）；在近期发育的峰林平原内又残留有早期的小片峰丛洼地（如桂林东侧峰林平原中的二药厂、普陀山、冷水圹等残留峰丛洼地）；峰林平原中见印支、燕山期在峰丛洼地环境中沉积、堆积物的残留体（如良丰姐妹桥晚三叠世和晚白垩世之岩溶建造）等。以上均说明岩溶地貌组合类型之间具有发生、发展的继承性关系。

根据上述反映，认为随着地质构造运动的发展，后期构造的叠加改造，形成新的或复

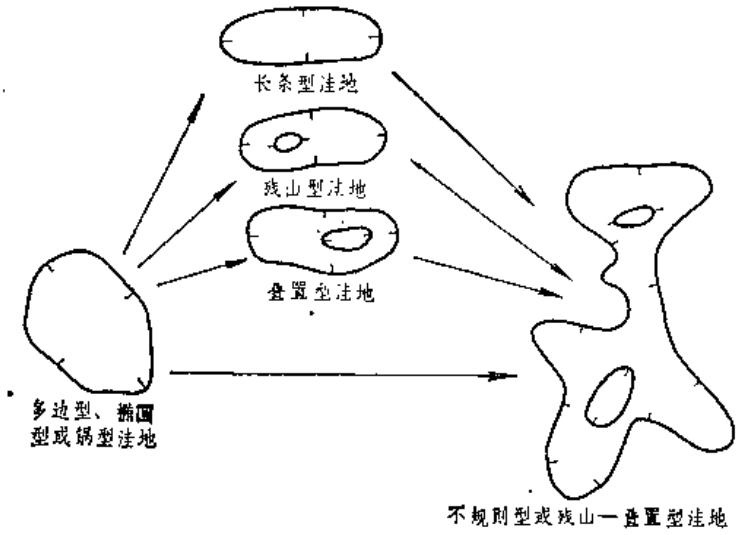


图44 岩溶洼地形态演变趋势示意图

合的构造破裂带，是洼地发育的有利部位。归纳各种洼地形态总的演变趋势关系，大体如图44所示。随着条件改变和岩溶发育，并不排除部分反向演变。如复杂型或复合型的洼地，在地壳处于相对稳定的条件下，岩溶继续发育，结果将会使洼地向谷地或平原方向发展；使复杂型洼地经侧蚀而联合简化为简单型，使复合型洼地中之残山或叠置的洼、斗，也会经侧蚀而受夷平破坏变为单一型。

总之，岩溶洼地的发育，常常包含几个时期的发育过程，近代岩溶往往是在古岩溶基础上发展起来的，其形态经多次改造、修饰。因此，在调查研究中，必须从具体情况出发，考虑历史发展的全过程，又从各种发育条件进行综合分析，以便找出规律性的认识。

（四）成 层 性

岩溶洼地是否具有成层性？用地质学方法研究岩溶地质发育史的结果表明，本区海盆沉积史结束之时，即是岩溶作用开始之日，此后地壳不同阶段，不同性质的构造运动，控制不同时期溶蚀、侵蚀基准面的不同高程，反映岩溶形态空间组合成层性的特征。这里须要说明，分层的对象是指不同阶段位于岩溶作用最活跃的溶(侵)蚀基准面附近形成的主要岩溶形态而言，是从高程、形态，沉积、堆积物特征，及结合发育阶段进行分析的。

根据桂林—杨堤1204个洼地、相邻的垭口及456个洞穴进行数理统计分析，在其高程曲线图上，均有明显的3—4个可相印证和对比的高峰值存在(图45)。说明地史中曾有不止一次的较长期间的相对稳定期，在一定高度范围内有溶(侵)蚀基准面的存在，岩溶作用以侧向溶(侵)蚀作用为主。

关于溶蚀基准面和侵蚀基准面，由于本区泥盆系、石炭系主要为一套巨厚的碳酸盐岩。其间无非可溶岩或隔水层的夹层。因此，一般而言，同一阶段的溶蚀、侵蚀基准面应基本一致，当有一较长的相对稳定时期，岩溶地貌的成层性应有反映。事实上，目前还在一些洼地中保存有晚三叠世和晚白垩世的岩溶沉积、堆积建造(岩溶岩系)，说明在这同时或以前，早期洼地已经存在。

从上述洼地及有关形态的数理统计结果，结合考虑其它地质特征，区内洼地大体可分为三层。

1．高层洼地：洼地底部海拔高程>300米，而以330、380米为主。多见于寿岭、恩和一带，常集中成群分布，以简单型和单一型占绝对优势。简单型以多边形为主，单一型多为浅碟状。溶蚀分割小，面积也较小，一般不超过500×200米，但分布密度较大，每平方公里3—4个。洼地内已见有晚三叠世和晚白垩世岩溶沉积、堆积建造，据此分析基本定形的地质时代应为中生代或更早。与其相对应的有海拔340及400米的水平洞穴，330及410余米的垭口。

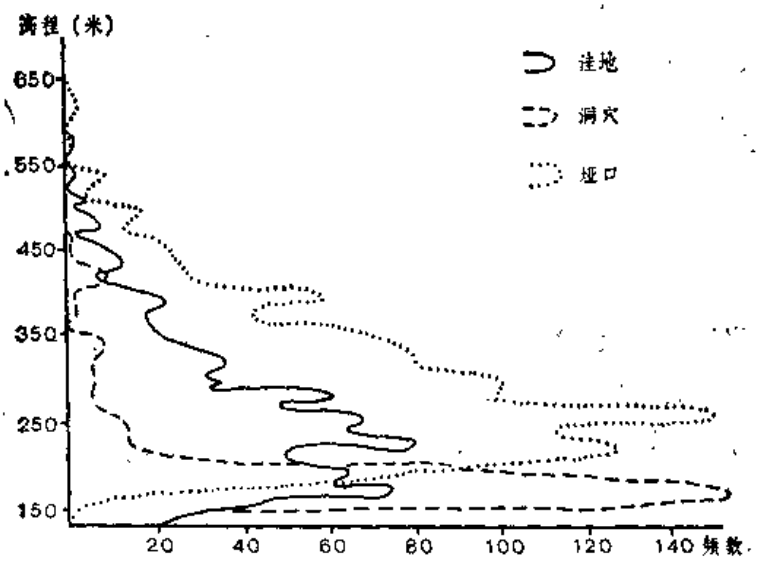


图45　桂林—杨堤洼地、洞穴、垭口高程曲线图

2．中层洼地：洼地底部海拔高程主要为230—280米。目前洼地分布较集中于寿岭至恩和地段，其次为蛟篦及窑头山等地，多属背斜构造部位。洼地形态仍以简单型和单一型为主，但复杂型和复合型已有一定数量出现，约占总数的21%左右。随着岩溶的发育，洼地溶蚀分割加大，个体形态增大，相邻洼地沟通合并发育成为合成洼地或谷地。洼地中常见晚三叠世和晚白垩世的岩溶建造被蚀切而呈多种残留形态产出。洼地最终的定形地质时代约相当于第三纪。与其相对应的有海拔240—250米的水平洞穴和垭口。

3．低层洼地：洼地底部高程<海拔200米，主要为140—180米，接近当地现代溶(侵)蚀基准面。洼地主要是多期继承性发育，第四纪期间仍有明显的继承性发展，较少受单一构造阶段的控制。由于平原化作用，一些地区的峰丛洼(谷)地已为峰林平原所代替。在尚保留的洼地形态中，复杂型和复合型分别占本层洼地总数的26%左右。如西官庄北东的152复合型洼地，沿北东60°断裂与北西西290°断裂、裂隙交汇处发育塌陷(漏斗)群，以25米(或其倍数)的等间距出现20余个。与本层对应的相关地貌，有海拔150—190米的水平洞穴，190米的垭口等。

上面就洼地与地质构造的关系作了叙述，由于有些方面与洞穴受构造控制的关系有着共同的特征，故下章中的有关论述仍可作比较参考。

第 六 章

洞穴发育与地质构造的关系

岩溶洞穴是岩溶地下水沿断裂、裂隙溶蚀、侵蚀作用扩大的结果，这已是人们所公认的事实。因此，研究洞穴形成与地质构造的关系，是岩溶地质研究必须涉及的重要方面，可为揭示岩溶发育规律提供必要的依据。通过对桂林附近一些洞穴的控洞构造分析，阐述如下：(图40)

一、洞穴的分布特征

据不完全统计，本区弧形构造范围内出露洞口(1394个，其中弧顶926个，占66.47%。南翼421个、北翼47个(图46、表22))。图中数字反映了洞穴分布相对集中，主要集中在海拔高程150—200米、200—300米，其次为300—400米，>400米者残存不多，仅32个，<150米者出露不全。其分布特征：集中段由高而低洞口数渐增；200—400米标高段内，南翼比弧顶的相应段洞口数偏低；150—200米段内，南翼集中于70米以上，则较弧顶偏高。

表22　　桂林洞口海拔高程统计

洞口数(个) / 弧形位置	出露海拔高程(米)						合计
	>400	400—300	300—200	200—150	<150	不明	
北翼	6	18	22	1			47
弧顶	18	38	142	682	19	27	926
南翼	8	27	77	204	40	65	421
全弧合计	32	83	241	887	59	92	1394
备注	统计资料据1/5万、1/1万地形图，1/10万岩溶地貌图及实地调查资料						

从全区看，洞口在150—200米段最集中，向上渐少，向下急减，反映了峰丛洼地—峰林平原—平原发展演变的趋势。200米上下是洞口数剧增的突变高程，是峰林化的地面分野。150米上、下洞口数剧减的突变高程，则是平原化峰体消亡的表征。

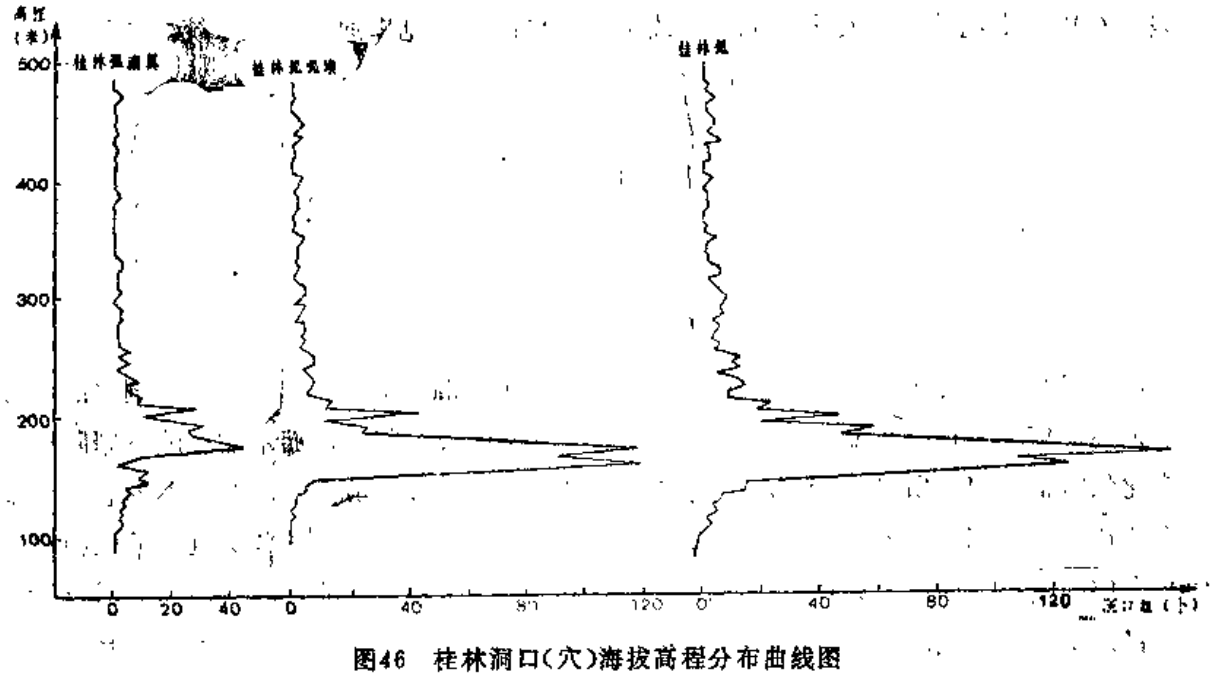


图46　桂林洞口(穴)海拔高程分布曲线图

峰丛区显露的326个洞口，主要出露在峡谷两岸和洼地周缘，漓江峡谷两岸48个洞口，占总数14.72%。洼地内洞口常是伏流的出、入口，洼地外的洞口则常是地下河的天窗或穿洞，畔圹—竹江村、冠岩、白石大路口等伏流段附近的洞口即是。峰林区显露的1068个洞口，80%出露在峰体中、下部。这些洞多以穿洞伏流的进出口、脚洞、斜洞等出现，其实多数穿洞是早期的地下河道。例如：茅茅头大岩、穿山岩、阳朔月亮岩、大埠—葡萄及高田—普益一带的穿洞，邓家村—田心村、冯家村北、凤凰山—除壁岗一带的伏流等，都是早期地下河遗弃的故道。这些现象说明区内峰林离立程度高，出露洞口多。因为峰丛区内的同一洞穴层或同一洞穴系统，由于峰体逐渐解体离立，洞道分段，洞穴系统随之瓦解，形成系统范围内的孤峰比连座峰之洞口多，直至峰体消亡，洞穴消失。

300米以上的高层洞穴，主要残存于桂林弧中部的海洋、兴坪一带峰丛区。海洋北大浮附近的帽子岭洞口最高，为685米，次高为520米。沿弧自北翼至南翼，经大境、南圩、地水洞、兴坪、中部扶竹一带，依次降为400—470米。这些洞穴多呈穿洞，位于峰体上部，如大境南地水洞串岩门、扶竹古坪里等洞穴。200—300米的洞穴，全区广泛分布，在弧的各部位出露较均一。150—200米的洞穴，分布更广，但集中出露在弧顶，它三倍于南翼。漓江河谷两岸出露63个洞穴，高于200米者17个，多数低于200米，最低的洞口104米。

综上所述，出露在不同地貌区、不同构造部位的洞口(穴)，从数量变化和相关关系上，充分说明：现在峰丛区和峰林区内的洞穴，都是不同时期形成的不同洞穴层或洞穴系统中的残留洞道。其分布特征反映了岩溶形态的演化规律，即不仅证实峰体离立度高，洞口出

露多，还能从残留洞穴的空间关系，充填堆积物特征，恢复洞穴层或洞穴系统的轮廓。

此外，区内的洞穴同其它碳酸盐岩地区一样，95%以上形成于灰岩中；个别或其中之一段形成于白云岩中，且规模较小；在红色溶积钙砾岩中的个别洞穴规模较大。约90%的洞穴发育在中、上泥盆统，其余在下石炭统及上白垩统，常见串通成洞穴系统。

二、洞穴的基本特征

（一）洞穴的形态

洞穴是复杂的地下空间，为研究它的形成和演变，常以平面、横剖面、纵剖面的形态加以描述，但这些往往只能代表洞段在某一时期某一洞段的特征，而不能反映不同阶段空间变化的特征。现今所见的洞穴，一般是经历过多次复合改造成形的，其早期形态，有些仍见残迹，有些则已荡然无存。演变过程中，洞顶、洞壁、洞底发育各类沉积、堆积物，使洞穴空间变样。因此，叙述形态时，必须考虑这类次生物占据的空间，恢复其原始形貌，否则将是次生物形成之后的形态。事实上，洞穴的形态是复杂的。目前所见的一些洞穴形态似乎很简单，实际是洞穴的某一残留段，或某一发育时间内某一洞段的形态，因而，不能代表整个洞穴，更不能代表洞穴系统的原貌。

桂林地区洞穴平面形态的原貌，常以网络状（迷宫型）洞穴为主，但现今所见的残存片段，易被误为简单形。据近百个洞穴平面图归类，获得一些认识（表23）。如分布在海拔300米

表23　　桂林洞穴平面组合分类

组合类型 \ 主要特征		平面组合	控制构造	代表性洞穴
简单型	直线型	单一直线延伸	沿单一裂隙或裂隙密集带发育	灵田平湖洞、沙河电厂洞
	不规则线状	弯曲线状延伸	沿褶曲轴部、断裂、裂隙交汇部位发育	兴安飞霞洞、乌山兔子岩
	折线状	沿两个方向拐折延伸	沿两组断裂、裂隙追踪发育，以其中一组为主	罗田大岩、三药厂南山洞
复杂型	羽列状	洞道斜列出现	沿主干断裂和伴生断裂、裂隙发育	茅茅头大岩
	树枝状	主支洞道多级分支	沿多级、序断裂、裂隙或复合地段发育	浪石硝岩、太坪打火岩
	网络状	主支洞道明显或不明显，分叉汇合	沿网络状断裂、裂隙系统发育	桂林七星岩、岩门底水仙岩

以上的洞穴多是穿洞，平面图多呈简单型，但据洞壁有流痕和涡穴反映的古水流向，与附近洞穴中的流痕显示有水力联系的特征。如罗田大岩与鹅古岩及其附近的洞穴应属同一洞穴系统，洞穴平面组合形态较复杂。地水洞东的串岩门洞穴、扶竹附近的洞穴群、大境南西高洼地周缘及洼地中的洞穴，这些都是峰丛洼地区内残存的简单形洞穴，其实都与周围的洞穴或伏流有沟通关系。

峰林平原区峰体中的洞穴，诸如朝阳腰鼓山洞、穿山岩洞、沙河电厂附近的洞穴等，则有两类共存的特征，在峰体的一侧是简单型的穿洞；另一侧是复杂型的网络状洞穴。穿洞常因充填物或局部基岩阻隔，掩盖了侧向或垂向上与网络状洞穴的联系。同时，这些洞穴都分别与其周围残存的峰体内洞穴有沟通关系，如腰鼓山洞与其南峰体的洞穴和其北的铁山洞据它们之中的流痕、沉积物特征，说明原为同一洞穴系统。否则孤立的峰体或小片峰簇的地质构造和水文地质条件，不可能构成上述有关洞穴。

峰丛洼地区内，浪石硝岩洞呈枝状，与鸡内岭一带的洞穴有联系。铁星洞主支洞道呈折线状拐转，与东部的水源洞同属一网络状洞穴系统。

从全区已测绘的洞穴平面图看，多数洞道不具蛇曲状，而呈线状、折线状，或呈似菱形网络状组合。多数洞穴都有下层洞，构成层楼式洞穴系统。这些平面形态体现了控洞断裂、裂隙的平面组合特征，有的是主支断裂的配套组合关系，有的是网络状裂隙的组合特征。

洞穴横剖(断)面的截切，往往只反映某一局部洞段的形态。由于不同洞段或同一洞段的不同部位，控洞因素的差异，均可能导致横剖面形态的不同。因此，叙述时要注意代表性，不可单以洞口段的横剖面形态作为代表。事实上，若考虑去掉次生堆积物，不少横剖面主要是不规则的裂隙状、峡谷状、厅堂状，前两者高宽比一般为5:1、3—5:1、1.5—3:1；其次为扁平状或矩形状，前者高宽比一般为1:5以上。这些横剖面形态，在桂林地区常可见及，并有构造控洞的意义，前者反映断裂、裂隙的约制，后者显示层面或层间裂隙的控制特征。其它剖面形态，特别是洞口的形态，具有局部性，不是洞穴的主要剖面形态，如七星公园的豆芽岩、元风洞、教子岩等都呈椭圆形，而洞内则以峡谷状、裂隙状、厅堂状为主；冠岩伏流出、入口均呈拱形状，但洞内呈峡谷状、裂隙状，不少洞段高宽比大于7。此外，洞穴横剖面形态，常是断裂、裂隙力学性质的反映，如张性断裂、裂隙控制的洞穴，横剖面呈不规则状；扭性、压扭性断裂、裂隙控制的洞穴，横剖面呈裂隙状或峡谷状；不同期次不同力学性质断裂交汇部位控制的洞穴呈厅堂状；沿层面或层间张性、张扭性裂隙发育的洞穴，横剖面呈扁平状或椭圆状。

洞穴纵剖面以阶梯状为主，如尧山西坡窑头岩、高田水岩山2号洞、冠岩伏流等，反映不同洞段洞底坡度不同，比降相差较大。比降突变处常是跌坎，也是断裂、裂隙带或交汇处，如铁星洞洞底坡度突变处是北北西裂隙带。当然，坡降不同，还与岩性、层组结构及不同的水文地质条件等有关。

（二） 洞穴与有关岩溶形态的相关关系

研究表明，洼地中的落水洞、天窗与下伏的洞穴或伏流相通，这由岩溶水的转变可以证实。如消家崴洼地群中不少落水洞、斜洞与明村洞相连通；西圹岩溶湖内的洞泉，来自沙子岩东洼地群内的天坑、落水洞的集水，湖水从北西侧消水洞汇于冠岩伏流；思和谷地明流段地表水，来自上内和刁崴洼地的集水，流经钉子山转为伏流，在杨堤南鲤鱼跳龙门处汇于漓江等。类似这些岩溶水的转变关系，在区内通常可见到。

洼地周缘或峰体斜坡上、陡崖处，常有竖井、溶裂、缝隙状洞穴及斜洞等，都是下伏洞穴的组成部分。它们常有与洞穴相关的沉积、堆积及流痕、涡穴等形态，并指示与下伏洞穴或伏流相通。如甲宅太平岩东北坡上的斜洞，它和附近洼地或洼地周缘的落水洞、竖井等，均与峰体内的太平岩相通。临桂二圹太平村至李矮一线，在近10个孤峰和连座峰的中上部都有洞穴，洞口附近的山坡上、洞内外常见钙华穴珠层，反映为原与峰体内的伏流相通的遗弃洞道。类似现象还见于丫吉村东硝洞、大路山间的斜洞、箭猪岩南的穿洞等一带峰体中。

上述钙华、穴珠层、钟乳石等，在洞内外广泛分布，一般理解是喜山期以来的洞穴堆积物。在本区中、高层洞穴内还普遍有红色岩溶岩系充填堆积，如安吉岩及官岩西海拔350米的洞内，阳朔红头岭、月亮山、火焰山等都见有红色岩溶岩系于洞内呈半—全充填的现象，它与洞外的红色岩系同属晚白垩世产物。在其充填的洞内或与基岩不整合面附近，常有洞穴沟通。从充填物沉积、堆积于洞中，及充填物后期又成洞，说明洞穴在晚白垩世以前或同时就已存在，并在以后继续发育。

上述与洞穴有成生关系的洼地、落水洞、斜洞、竖井、岩溶岩系等，都沿一定方向的断裂、裂隙呈串珠状断续分布，其下有洞穴系统，彼此连通。这说明断裂构造对洞穴及各种岩溶现象，在空间分布和成因上的控制是明显的。

（三） 洞穴充填物的分布

洞穴充填物是岩溶沉积、堆积建造的重要组成部分，它对识别洞穴发育史有直接意义。除上述红色岩溶岩系及钙华、穴珠层外，其它充填物尚有各种碳酸钙的沉淀物及粘土、砂、砾等。于不同高程的洞穴，所见充填物的特征不同。

海拔300米以上的高层洞穴中，常有粉末状红粘土与各种洞穴崩积岩块混杂，它掩盖了早期的洞穴堆积物，如冠岩上层洞、杨堤北上层洞等。

海拔200米左右的中层洞穴中，普遍有灰黄色钙华、穴珠层和棕红色粘土层，呈水平状半—全充填于洞穴中。在半充填洞穴的钙华板上常有石柱、石笋等，朝阳柑子岩的上层洞、白骨洞、飞丝岩等可见。

海拔170米左右的中下层洞穴中，广泛分布灰黄色钙华与龟裂状灰色粘土层、钙结砾岩层，呈水平状半充填于洞穴中，其中有大熊猫—剑齿象动物群化石，如黄岩、娘娘山住岩、铁山洞及大埠附近洞穴群等。

海拔150米左右的下层洞穴中，广泛分布灰色钙华及其胶结的复成分河流相细卵石层，呈水平状或底面倾斜状、结壳状分布于洞穴中下部或底部。其下近地下水面附近为钙华和淤泥填塞。

上述充填物的时、空分布特征是：由低层洞向高层洞，坍(崩)塌堆积物增多，粘土层红化程度增高，由裂隙流—漫流成因的钙华沉积物减少；海拔200米以上的洞穴、洞道常充填堵塞；海拔200—150米的洞穴，局部充填，有钙华、穴珠层，一般连通好，是洞穴系统的主要研究场所；海拔150米以下的洞穴，因水和钙华土充填，目前研究尚不多。

（四） 洞穴成因及演变标志

洞穴成因的宏观观察，在于对其形成的空间条件、形态特征、溶蚀或侵蚀痕迹的识别。前者侧重于控制因素，后两者是直接标志。洞壁上流水形成的波痕、边槽、涡穴、在峰丛、峰林区的所有洞穴都很发育，但其保存度由低层洞向高程洞变差。同时，由于再次流蚀的痕迹，如叠置涡穴或波痕，水平流痕与垂直的波状流痕，斜扭或垂直边槽的沟槽和其它流痕等，这些都对原流痕起改造、叠加作用，这在峰林、峰丛区的洞穴中均可见到，这种作用由低层洞向高层洞增多，因而常把高层洞误认为是垂向洞穴。由于流水作用引起的坍(崩)塌，出现不规则状、阶梯状坑穴、牙状、板状洞壁，同样在高层洞比低层洞常见，它改造了早期的流水痕迹，使高层洞的水平流痕残留不多。气蚀洞穴及其叠置构造，偶见于峰丛、峰林区的拱状、裂隙状洞穴的局部洞道中，但低层洞比高层洞常见。次生风化作用，在峰丛、峰林区的中、上层洞内最发育，常见灰、灰白色粉末状壳层或黄褐、灰褐色磷酸盐矿物薄壳，壳下是粉末状壳层。这些次生风化壳，厚0.5—5毫米不等，其成因除常见的干湿度、温差变化外，还与微生物作用有关。

这些对洞穴发育、洞体扩大的直接成因标志，主要是水的侵蚀作用。显然，坍(崩)塌物、次生风化物的搬运，也靠流水作用。这些宏观现象证实流水侵蚀及其引起的坍塌作用是洞穴形成的主因。而气蚀作用、水化学溶蚀作用和微生物蚀岩作用等，特别是后两者在成洞过程中始终都只起辅助作用。关于各种作用在不同条件下不同成洞阶段如何定量厘定，则有待今后的室内测试和野外观测研究。

洞穴发育演变的标志，归纳如下：任何地貌景观中的穿洞都是洞段的残留；洞穴位置沿断裂带、剪切面、层面、各类结构面的倾斜方向，向下依次转移；洞穴形态在垂向上呈宽窄变化，向下成层楼式的网络状系统；洞穴向下转移或演变，通常上部是先成形态，下部为后成的改造形态，而贯通式洞道和间隔式洞道垂向上的变化，则是早、晚期形成的形态；洞穴充填堆积物的成分、结构、构造的保存，一般由低层洞向高层洞渐差，其改造程

度渐强。

综上所述，地质构造对洞穴的发生、发展，直至解体、消亡都起着制约作用，有关这方面的进一步分析，将对成洞期次的划分和有利条件的形成，都会有一定的帮助。

三、洞穴产出的构造部位

可溶岩中洞穴成生的构造因素，归根结底主要是与断裂、裂隙的关系问题。地层经漫长地质构造作用后，一般有多期活动，形成各向异性的、不同级序的断裂、裂隙，它们起了导水和储水的作用。当水富有侵蚀性并在裂隙系统中形成地下迳流时，则因溶蚀、侵蚀作用而逐渐形成洞穴。因此，构造是成洞的重要条件之一，其制约性一般表现在：据不同构造部位及断裂、裂隙性质和连通性择优成洞。有关岩性和水文地质条件等制约因素另有文述。

（一）沿褶曲轴部发育的洞穴

褶皱对洞穴的控制，实质上是通过与它有成生联系的层间和层面裂隙实现的。前人早有指出，顺可溶岩层的倾向，洞穴发育可达较深处。研究结果表明，层间、层面裂隙与其它断裂、裂隙往往有广泛和深远的联系，而有利于岩溶水的汇集和运移，有利于洞穴的发育。

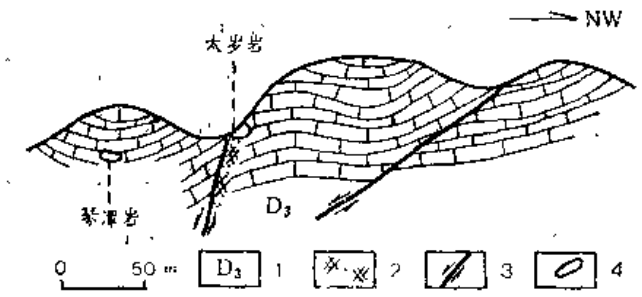


图47　桂林琴潭岩控洞构造剖面图

1. 上泥盆统灰岩；　2. 糜棱岩、碎裂岩；　3. 压扭性断裂；　4. 洞穴

这里说的褶曲不是区域上的背、向斜，而是指由挤压揉皱或压扭性断裂派生的、低序次的不协调背斜和向斜。背斜褶曲幅度一般较大、于轴部转折端，上、下岩层间的弯曲不协调，形成层间剥离(虚脱)，或称之为鞍状张裂隙。向斜轴部则因围岩所限，产生向上拉张的层间裂隙。这些部位往往有利于岩溶水的活动，而成为洞穴发育的有利场所。典型洞例有：兴安飞霞洞(图版IV-4)，发育于北东80°背斜的虚脱部位，洞道沿轴线延伸300米以上，由于鞍状张裂隙发育，中、薄层状灰岩从洞顶或洞壁脱落，可谓之以坍(崩)塌为主的成洞作用。该洞之下方是中层洞的驻云洞，下层洞的乳洞，均沿平行褶曲轴线的裂隙带发育，至今可见两洞顶的溶裂及钟乳石的吊挂点，沿北东70°—80°的裂隙方向分布；阳朔碧莲洞中段和葡萄老村洞均沿平缓背斜轴部发育，形成扁平拱顶状洞穴；阳朔红头岭下的洞穴和大圩铁星洞东段，均发育于北西330—340°断裂派生的小背斜轴部，延

伸数十米；白竹墟断裂带下盘，洞穴沿派生小背斜轴的虚脱部位发育，洞顶仍保留尖棱褶曲的形貌；琴潭岩是形成于近南北向断裂东盘派生的小向斜轴部洞穴(图47)，洞体呈低矮的厅堂状，高2—4米，宽10—20米。洞顶的轴面劈理、垂直层面的张裂隙、节理都很发育，裂隙密集带呈1—2米相间出现。

（二）沿层面或层间裂隙发育的洞穴

本区地层受褶皱影响，一般倾角20°—30°，有些受断裂影响大于30°。由于地层褶皱伴随层间滑动，导致发育层面裂隙和层间裂隙，或因上覆地层被剥蚀，而沿层面产生释重裂隙。这些裂隙分布广，利于成洞，故全区广泛发育这类洞穴。沿层面发育的裂隙，延伸长，连通好，利于岩溶水向两侧及上、下溶蚀、侵蚀作用，因而常形成椭圆形或扁平状洞穴，如南溪山泗洲岩、朝阳马鞍山伏流洞、大埠寨山岩、七星公园豆芽岩(图版IV-5)、葡萄扦旗山东侧洞、貔马山水岩等。若成洞时，沿层面和层间裂隙同时或先后发育，即形成锁孔形、工字形、串葫芦形的洞穴，如葡萄东侧洞穴(图48)。阳朔碧莲洞洞口段、挂子山糖榨岩、会仙廖家东洞等。若沿层面和层间裂隙发育相当，且岩层层理以中、薄层为主，则洞穴发育过程中伴随明显的溶蚀垮塌现象，形成矩形洞穴，如临桂二圹上岩。

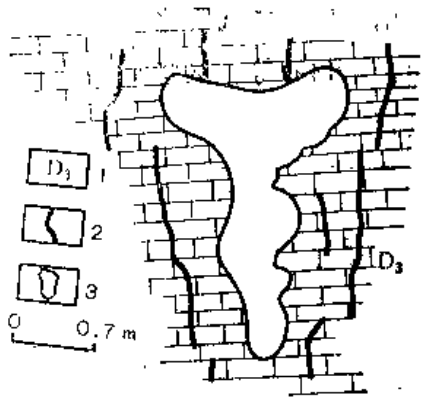


图48 葡萄南东沿层面及层间裂隙发育的锁孔状洞穴素描图

1. 上配盆统； 2. 裂隙； 3. 洞穴

（三）沿断裂破碎带、裂隙密集带发育的洞穴

本区经多期构造运动，断裂、裂隙发育，常有强弱、主次之分，并相互复合利用。其导水、汇水能力不同，洞穴的发育位置、程度也不同，主要表现为：

1. 弧形构造主干断裂旁侧次级断裂或低序次断裂、裂隙有利成洞。

这是由于主干断裂带中岩石破碎或裂隙很发育，不易支撑成洞，反易溶塌成谷(洼)地，而小断裂或裂隙带内的碎裂岩被溶塌后，破裂程度弱的围岩就可以成为稳固的洞壁而成洞穴。如白石大路口伏流洞和甲宅太平岩的东洞，两洞体均沿主干断裂旁侧的挤压破碎带发育，洞道沿北东向断裂延伸数百米，在残留洞段的洞顶、洞壁上常见糜棱岩化碎粒岩、碎裂岩、裂隙密集带等。阳朔月亮山、桂林穿山、茅茅头大岩西洞段、棚子岩(图版IV-6)等穿洞，均沿北北东至北东向断裂、裂隙带发育，断裂形迹在洞内外仍清楚可见。这类洞穴

残存不多，但规模较大，往往是本区洞穴系统中的主洞道，其重要特征是横断面呈裂隙状、峡谷状，反映主干断裂的走向和性质。

2．沿北西至北西西向断裂、裂隙发育的洞穴

北西—北西西向断裂主要发育在弧形构造的弧顶附近及南翼，常呈主干或伴生构造出现，分布广，力学性质多变，利于岩溶水的运动和洞穴的发育。洞穴横剖面形态以峡谷状和厅堂状为主，规模较大，洞顶及两壁极不规整，常见不同时期的岩溶岩系和断裂构造岩。洞道以折线状北西西向延伸，局部追踪北东、北西向断裂、裂隙展布。以上特征反映了洞穴形成及其空间展布，受断裂构造的约制。典型洞穴有：罗田大岩、甲宅太平岩西洞段、二矿凤凰山水岩、二纸厂北东水南村大岩、茅茅头洞穴系统、黄岩—芦笛岩、马面冯家西洞、铁山洞(图49)等。这些洞穴多数沿北西290°—310°断裂、裂隙发育，其次沿北西330°裂隙带发育。

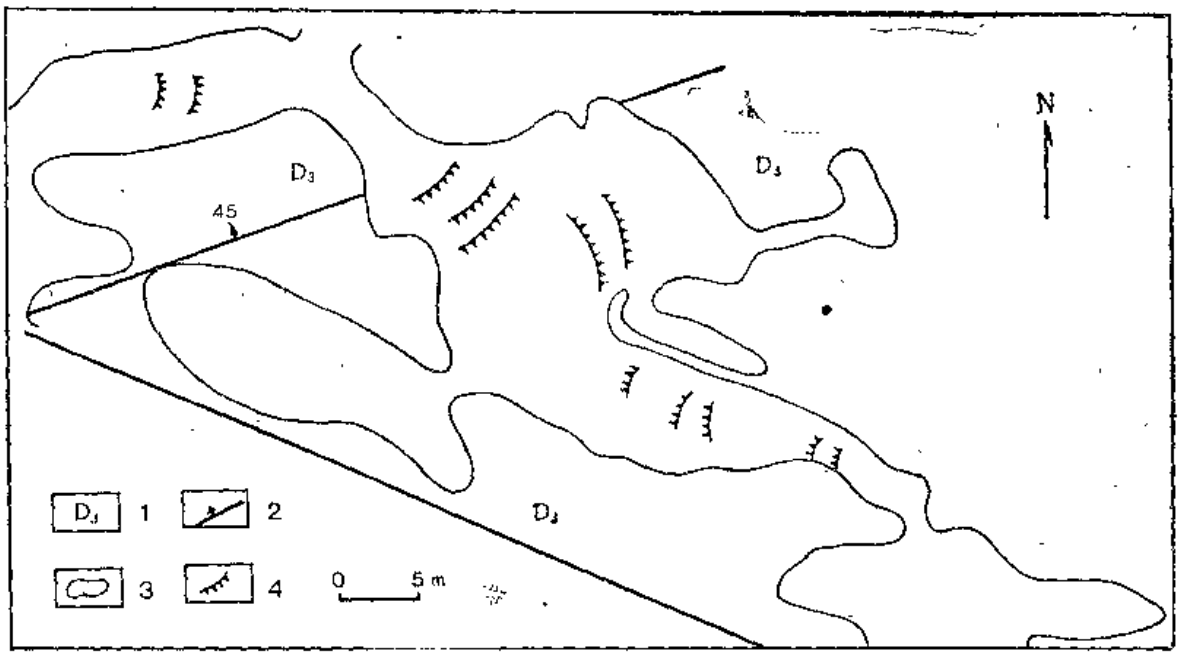


图49　桂林三药厂铁山洞穴平面图

1．上泥盆统灰岩；2．断层；3．洞穴界线；4．洞底陡坎

3．沿北东—北东东向断裂、裂隙发育的洞穴

北东向主干断裂主要发育在弧形构造北翼。弧顶和南翼则呈配套断裂、裂隙出现，分布较广，多期活动性也较明显，是洞穴形成的有利部位，故与其有关的洞穴也具有分布广、规模大、延伸远的特征。组合形态较简单，以折线状为主，略呈分枝状，横剖面呈裂隙状、峡谷状。洞壁较平直，常有裂隙密集带发育。洞顶常见断裂构造岩，钟乳石沿北东或北东东向呈串珠状分布。这些特征，也反映了断裂、裂隙对洞穴形成与分布有控制作用。典型洞穴有：冠岩地下河，洞道以北东—北东东展布为主，局部追踪北西、北西西及南北向发

育，于洞顶及两壁常见有断裂构造岩或扭压性结构面、裂隙带等，说明地下河的发育常追踪断裂、裂隙构造。其它洞穴有甲宅太平岩东洞段、灵川蔡岗太平岩、高田水岩山二号洞、冯家消水岩、沙河电厂洞、兴安锣鼓石洞、三药厂南山洞等。这些洞穴都以沿北东向断裂、裂隙发育为主，局部追踪北西向裂隙。洞顶及两壁仍可见其构造岩及裂隙发育，说明其成因关系密切。

（四）沿断裂、裂隙交汇部位形成的洞穴

胡海涛高级工程师早已指出水文网络结点富水，即引人注目的断裂、裂隙交汇部位是岩溶水活动和储集的有利场所。这类结点上形成的洞穴，规模大者，呈厅堂状，洞内具有各种大小岩溶形态，与各种断裂构造的性质彼此相关；规模小者，横断面常呈圆形、椭圆形及葫芦状，沿断裂与其它结构面交汇处依次形成。事实表明，断裂、裂隙交汇处的洞穴，无论是在形态和演变方面都与构造控制作用有关，与断裂、裂隙的性质和活动性等有关。典型洞穴如芦笛岩、茅茅头大岩东洞厅都是发育在北东向与北西西向断裂、裂隙的交汇部位；甲宅太平岩东洞厅发育在北北东与北西向断裂、裂隙交汇处，而西洞厅则发育在北西与北北西向断裂交汇处。

顺带指出，本区所见之溶潭，也多沿裂隙交汇部位发育，如大埠农中溶潭，位于北西西290°与北东60°—80°两组裂隙交汇处，其中又以北西西向一组为主要发育方向。

（五）沿岩溶不整合面附近形成的洞穴

本区以燕山期的红色岩溶岩系与下伏基岩的不整合面分布最广，在其附近洞穴常较发育，规模也较大，彼此连通性好。成洞的主要因素有：下伏基岩断裂、裂隙较发育，在岩系沉积、堆积前已形成，以后仍有活动；红色岩溶岩系成岩度较低，孔隙度大，形成时及其后长期处于负向古岩溶凹陷，有利于岩溶水的汇集；晚期构造运动沿不整合面及早成的断裂、裂隙再次活动。这些因素，有利于岩溶水活动形成洞穴。典型洞穴有：阳朔红头岭洞穴，发育在红色岩溶岩系与下伏基岩不整合处及其下10—30米的中泥盆统碳酸盐岩中，洞穴化程度较高；马家坊北西漓江右岸洞穴，集中分布在岩溶不整合面上、下20—40米范围内，红色岩溶岩系中的洞穴规模较小，组合较简单，下伏上泥盆统碳酸盐岩中洞穴规模较大，连通好，山体洞穴化程度高。此外二纸厂神山、邓家村北东、龙门村、唐家南、罗洪、阳朔水岩门、羊田、福利谷地两侧等地的洞穴，多位于红色岩溶岩系与基岩不整合面附近。

四、控洞构造分析

本区地质构造特征已于前面叙述，它与区内碳酸盐岩岩性和水文地质条件等构成有利于岩溶发育的三个主要因素。从上述洞穴分布、形态特征及产出构造部位的分析中，可以看出：桂林洞穴的分布、发育程度，与弧形构造的展布有关；洞穴形态特征及其演化与构造结构面的力学性质和断裂作用有关；洞穴形成的位置和残存形式，与断裂、裂隙规模、配套关系和地壳运动有关。也就是说，洞穴与地质构造在发生、发展上，也和洼地一样，具有成生的内在联系，反映明显的时序关系和空间分布的特定关系。地学工作者早已注意到，岩溶洞穴与洼地的关系也很密切，在其发育过程中，洼地常为洞穴的不断发育补给水源，而洞穴又为洼地的继续扩大创造排泄场所，它们相互促进、相互制约。因此，它们虽分属为地表和地下的岩溶形态，但往往受相似的因素所控制，而具有共同的规律性。

（一）洞穴形成与构造发育的时空关系

关于洞穴形态与构造特征的关系，上面已作了较详细的介绍，下面再就空间方面和时序方面作综合分析。

1. 方向性

岩溶洞穴是地下岩溶水沿断裂、裂隙溶蚀、侵蚀扩大的结果。实际观察表明，本区所见的洞穴，多数与一定方向的断裂、裂隙有关。由于本区的断裂、裂隙有多期活动性，弧形构造不同部位，不同结构、构造的碳酸盐岩所受的地应力不同，后期新华夏系和北西向构造复合改造的程度也不同，导致岩石应变的差异，岩溶水的分布和选择性溶蚀成洞也产生差异。一般而言，主干断裂带旁侧，伴、派生断裂、裂隙多期活动明显，是洞穴发育的有利场所。但这些断裂、裂隙并非都能形成洞穴，还要取决于力学性质、胶结愈合程度及其连通性即导水性能而定。

过去一般认为，成洞的断裂、裂隙，以张性最有利，扭性为次，压性最差。在碳酸盐岩地区，往往由于岩溶水的活动，除溶蚀、侵蚀作用外还常伴有沉积（沉淀）作用。前者起扩大空间，增加岩溶水渗透、流动的能力；后者起堵塞空间或“愈合”作用，导致阻碍水的渗透、流动性能。因此，在构造破裂形成的空间中，岩溶水活动的结果是：当不饱和的碳酸盐溶液沿破裂带的溶（侵）蚀速度大于沉积速度时，则扩大地下空间有形成洞穴的可能；反之，则沿破碎带岩石逐渐为方解石或钙泥质充填、胶结以至愈合，最终堵塞大部甚至全部空间，阻碍洞穴最终形成。本区所见各类构造岩多已被方解石或钙泥质紧密充填胶结，故孔隙度一般比灰岩稍大或相近，个别甚至较灰岩小（表5）；再由于含较多的泥质物，可溶

性反较灰岩弱，故一般不易成洞。只有那些在构造发生以后，破裂(碎)带尚未被钙泥质充填胶结，或已胶结，后又再次破裂，并且有一定的连通性，这样的断裂、裂隙才是控洞的有利构造部位。那些已"愈合"的古断裂、裂隙，后期又无再破裂的迹象，多不利于后期成洞。

上述说明，控洞构造既要考虑构造运动阶段性的时间因素，也要顾及后期改造性质的空间特点。通过本区自燕山期以来发育的北北东新华夏系及北西断裂构造分析，其中北西西、北北西向断裂先后受张扭、扭性的叠加改造极为明显，而北北东及北东向断裂则以压扭性为主，后期有较弱的张扭性改造。事实表明，这些断裂、裂隙往往是本区自燕山期以来洞穴发育的主要场所，是形或洞穴具有明显方向性的主要原因。据弧顶附近390个洞穴空间分布的统计分析(图50表24)，无论是在单体形态的延伸方向或其组合排列方向，均与

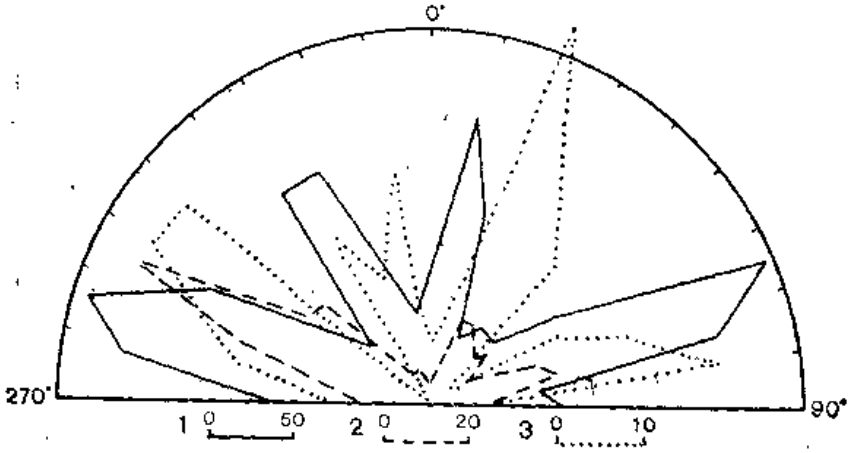


图50 桂林弧顶附近断裂、裂隙、洞穴走向相关图

1. 裂隙走向(2041条)；2. 断裂走向(408条)；3. 洞穴走向(390个)

表24 桂林弧顶附近洞穴方向统计

洞穴方向	数量(个)	洞穴方向	数量(个)
0°	7	270—280°	23
10°	11	290°	26
20°	48	300°	37
30°	31	310°	37
40°	21	320°	1
50°	2	330°	22
60°	16	340°	16
70°	25	350°	27
80°	34		
90°	6		

构造破裂(碎)带方向一致。其总体分布排列则是顺应弧形构造呈南北向弧形展列。如390个洞穴中有162个洞道呈北北东、北北西向展布，与弧形构造线基本一致；114个洞道呈北西西、北东东向分布；其余为北西及北东向延伸，呈追踪反复曲折或枝状、格状的展布特征。这些都直接反映了断裂、裂隙控制洞道的方向性。

2．等距性

在本区连续厚度大、质纯的碳酸盐岩中，地应力的波状传播，如同在某均质体中的传播一样，在一定范围内服从于一定的疏密度分布规律，导致应变裂隙呈级序式的等间距分布。受控于这种裂隙的洞穴，自然在一定范围内，也以一定的间距出现，构成空间分布的等距性。

如上所述，桂林洞穴分布十分广泛，其中又多集中在峰林平原区，原洞穴系统多已受后期破坏，这给确切分析其等距性带来一定的困难，但我们还是可从其残留片段的一些形迹，分析其等距性特征。如桂林茅茅头洞穴系统，洞穴自南西向北东沿断裂交汇处有芦笛岩、大岩、飞丝岩、穿岩等残留洞道，以约400米的等间距作有规律的展布(详见下文及图51)。此外，其它残留洞穴系统的洞段，也有不同程度的等距性迹象(图52、53、54)；普陀山七星岩北西西向洞穴以150米的等间距出现；月牙山的北北东向洞穴以70—90米(或其倍数)的等间距出现；南溪山北北西向洞道以30米左右的等间距排列；钟灵山碧莲洞的北西西向洞道也以15米(或其倍数)的等间距重现。上述主洞的支洞也常有等距性特征，如普陀山北侧的省春岩等，北北东向支洞以30米的等距分布。这些都足以说明等距性是洞穴发育的普遍规律之一。构造地质工作者在实际工作中，早已利用这一客观规律，反证断裂、裂隙构造的存在。

3．继承性

洞穴的继承性发育特征，由于受更严格的时、空条件所限，往往反映为不同构造阶段的不同水文地质条件发育不同的洞穴系统，而当地壳上升或水流终止，洞穴即基本处于定形。从上述洞穴的演变标志分析中，不难看出洞穴的成生、发展过程，从早期的溶隙、溶管，到后期的溶洞发育，沿构造面向下依次转移，或呈宽窄变化的深切垂向洞穴，或呈层楼式的垂向与水平向相结合的洞穴系统。它们均反映了由上而下的先后形成关系。这方面还可以从洞壁中不同阶段的流水边槽得到佐证。如七星岩中层洞的数层流水边槽发育；上、中、下三层水平洞穴间均有垂向或斜向洞穴相通，组成洞穴系统，均反映继承性的发育特征。类似现象还见于南溪山洞穴、铁山洞穴、窑头岩洞穴等。

4．成层性

以地质历史分析方法研究岩溶地质发育史的结果表明，由于地壳运动具有阶段性和间歇性，而不同阶段又有相应的溶蚀、侵蚀基准面的存在，从而反映了不同时期的以水平洞

穴为主的成层性特征。这当中不排除在同一阶段内的不同地段，由于地质、地貌和水文条件的不同，基准面可能会略有差异，形成的洞穴层不一定都在同一个高程面，但就桂林附近条件而言，不会有悬殊的差别。因此，在确定成层性的范围时，一方面要考虑洞穴的相对集中高度，另一方面又要以不同时期岩溶建造的堆积为依据，在一个相应高程范围内分层，还是符合客观实际的。至于一些同期的、在基准面以上的(指包气带)洞穴和以下的(指饱水带)洞穴，一般规模较小，连通性较差，无分层代表意义。通过桂林附近洞穴海拔高程的分析统计(图46)，峰值分别在>300米、240米及170米左右集中出现，与注地出现的峰值基本可以对比，说明其间有一致的高程分布特征，反映地壳具阶段性的相对稳定和相对活动的规律。此外，不同高程的洞穴中有不同时期含古生物化石的岩溶岩系充填、堆积和洞穴蚀切不同时期岩溶岩系的现象，借此可进一步确定洞穴形成的相对时间。其具体分层和时代的确定如表25。

表25　　桂林附近洞穴成层性特征

代	纪	世	海拔(米)	洞穴主要特征
新生代	第四纪	全新世	150～155	现代地下河洞穴，廊洞，有灰黄色钙华和文化层堆积，如豆芽岩、瓯皮岩等
		中晚更新世	160～170	以水平地下河型洞穴为主，多为干洞或有间歇性水流，洞内钙华层产大熊猫、剑齿象动物群牙齿化石，如芦笛岩、七星岩
		早更新世	180～195	地下河型洞穴，干洞，崩塌破坏明显，常见发育在燕山期红色岩溶岩系中，如茅茅头大岩
	第三纪		230～270	常见于峰体内呈残留形态，多受破坏，以穿洞形式出现，常蚀切燕山期红色岩溶岩系，如阳朔月亮山洞
中生代			>300	常见于峰体之中、上部，呈残留形态，保存不好，或呈穿洞，或为晚白垩世岩溶岩系充填，如草坪西岩

晚白垩世红色岩溶岩系，除见于海拔300米以上的洞穴外，尚有一些见于300米以下的洞穴中，如阳朔红头岭、火焰山等，其原因：一是由于当时在基准面以下的饱水带洞穴与之相通，导致堆积物向下充填或同期的局部崩塌作用所致。从总的分析看，相对稳定阶段仍应以海拔300米左右为宜。

上述分析表明，控洞构造与控洼构造具有相似规律性，是研究岩溶发育规律必不可少的重要内容之一。为了具体认识控洞构造的特征，列举有代表性的洞穴介绍如下。

(二) 洞穴系统控洞构造实例分析

1. 桂林茅茅头洞穴系统

位于桂林市北西5公里的茅茅头山一带，自南西而北东有磨盘山伏流、芦笛岩大岩、

飞丝岩、穿岩等溶洞。该处出露上泥盆统碳酸盐岩，属北东向猴山背斜的北延部分，近轴部发育北东35°—50°压扭性断裂，倾向北西，倾角60°—75°，沿断裂发育构造角砾岩、交代改造断裂构造岩、红色溶积钙砾岩等。据角砾岩的特征，不同胶结物及生成先后关系，可分三个活动期：早期断裂产生的角砾岩，一般为白色方解石充填胶结；中期断裂的进一步活动，同时受岩溶水的溶蚀、侵蚀作用形成交代改造断裂构造岩和溶积钙砾岩，胶结物为红色铁泥质和泥晶方解石，并见切割早期白色方解石的现象；后期的构造活动标志是白色方解石脉切割了前两者。结合本区构造体系的发展史分析，早期白色方解石胶结的构造角砾岩可能为燕山早期新华夏系构造产物；中期的红色溶积钙砾岩中的铁泥质胶结物内，含有晚白垩世轮藻化石，故应与燕山晚期北西向构造活动有关；晚期沿裂隙充填的白色方解石脉则可能与第三纪期间规模不大的局部断裂活动有关。

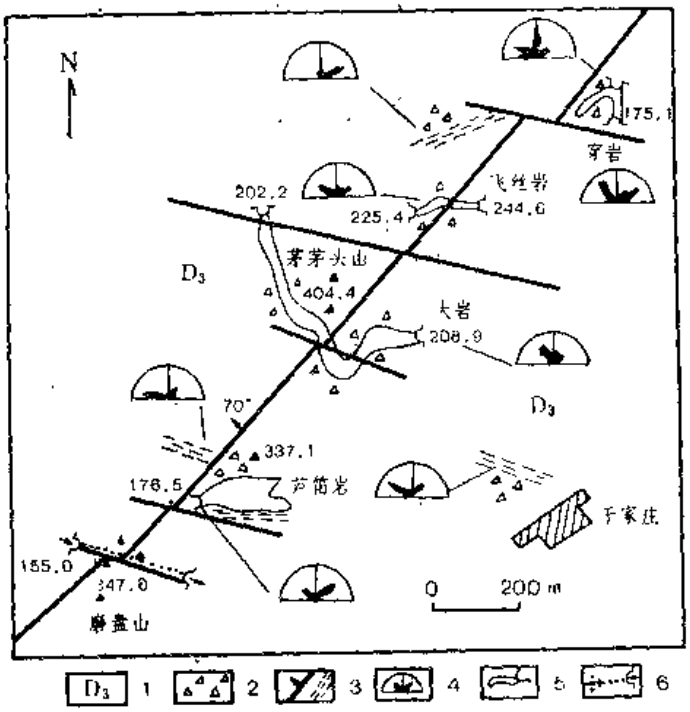


图51 茅茅头地质构造与洞穴发育关系

1. 上泥盆统灰岩； 2. 红色溶积钙砾岩； 3. 断裂及裂隙密集带； 4. 节理裂隙走向玫瑰花图； 5. 溶洞及洞口标高； 6. 地下河

除北东向断裂外，还伴生有北西西（290°—310°/20°—40°∠80°）北东东（60°—70°/330°—340°∠70°—80°）、北北东（10°—25°/280°—295°∠85°）及北北西（330°—340°/240°—250°∠60°—70°）等几组断裂、裂隙。它们各自具有早、晚期不同力学性质，反映一定的成生规律性，按配套组合关系分属新华夏构造体系和北西向构造（详见第四章：地质构造）。

上述地质构造特征，对茅茅头洞穴系统的成生，无论是在空间分布上，还是在洞体形态上，均有密切的关系。我们可从图51和表26看出有如下的规律性：

Ⅰ．洞穴平面空间分布具方向性和等距性：这与地质构造形迹出现的方向性、等距性是极相吻合的。据节理、裂隙系统的观测统计表明，裂隙密集处常是洞穴的发育部位。综观洞穴系统，单个洞穴的延伸方向受北西西与北东东向两组裂隙控制为主，北东、北西向两组裂隙控制为次。单个洞道以近东西向为主，其排列则为北东向，并以约400米的等距出现，沿构造线方向作有规律的展布。

Ⅱ．洞穴在垂向空间分布上具有成层性，取洞底一般具代表性的标高值作为依据，可初步分层如下：

上层洞穴——以海拔225—240米(相对高程75—90米)的地下河型洞穴飞丝岩为代表。其相对高程已超出该处第四纪总上升幅度，且洞穴穿切晚白垩世红色溶积钙砾岩，部分还见被红色溶积钙砾岩充填的现象，故其形成时代可能是第三纪或第三纪以前。据洞壁水流窝穴指示，洞水自东向西流动。

表26　　茅茅头洞穴系统特征

洞穴 \ 特征	洞底海拔标高(米)	洞穴方向	地质构造特征	形态特征
飞丝岩	225～240	总体近东西向	沿北东及北西西向断裂发育破裂岩、角砾岩及溶积钙砾岩。伴生裂隙有北东东及北西向两组	峡谷、廊道状，长251米，宽2—15米、高2—15米。断裂、裂隙交汇处呈厅堂状
大岩	180～185	东段总体北东向；西段总体北北西向	沿断裂发育构造角砾岩、溶积钙砾岩等，追踪北北东、北东东及北北西、北西西等几组裂隙发育	廊道状、残留长975米，宽5—30米，高5—25米。断裂、裂隙交汇处形成厅堂状
芦笛岩	163～175	长轴近东西向	北东向断裂东侧(下盘)构造角砾岩、碎裂岩及溶积钙砾岩等。发育北西西及北东东伴生裂隙	断裂、裂隙交汇部位形成厅堂状，长240米，宽50—90米，高6—18米。东侧支洞裂隙状
穿岩	173～175	东段北北西向；西段北东向	东段沿层面及北西西、南北向两组裂隙发育。西段沿北东向断裂发育，沿断裂有构造角砾岩、破裂岩及溶积钙砾岩	东段沿层面及裂隙发育呈宽缓之厅堂状，长100米，宽5—15米，高1—5米。西段峡谷状，宽3—8米，高6—7米

中、上层洞穴——以海拔180—195米(相对高程30—45米)的地下河型洞穴茅茅头大岩为代表，其相对高程与该处第四纪总上升幅度大体吻合，且洞内石笋经铀系年龄测定为38.5万年(据洞穴组资料)，而洞穴的形成时代应比这早得多，因此可暂定为早更新世。据洞内指向流痕反映水流方向具自东而西的特征。

中、下层洞穴——以海拔163—175米(相对高程13—25米)的芦笛岩和穿岩为代表。两洞穴内均发现有中、晚更新世的大熊猫、剑齿象动物群化石(据洞穴组资料)，虽不能代表洞穴形成的时期，但也不排除是洞穴形成过程中同时堆积的产物。又考虑到中、晚更新世有1—179万年的延续时间和洞穴层的上、下关系，初步认为属中、晚更新世形成的洞穴。

下层洞穴——穿岩下海拔155米(相对高程5米)的洞穴被钙华堵塞，附近泉水自西向东流出；磨盘山下海拔155米现代地下河沿北西西向断裂、裂隙发育，水流自西向东经方田池汇入桃花江。水流方向的改变，可能与东侧桃花江河床在后期的进一步下切有关，或与东西两侧后期的差异升降幅度不同有关。此层洞穴，应是全新世的产物。

上述洞穴层的划分，还能看出在垂向空间上，洞穴也有一定的等距性，如下三层洞穴，各约相距15米左右，反映第四纪以来，地壳升降运动有一定的节奏性。

Ⅱ．关于受不同性质构造控制的洞穴反映不同的形态特征方面：有沿层面裂隙和层间裂隙形成为宽矮的厅堂状溶洞，如穿岩东洞段；沿断裂、裂隙带发育峡谷状或廊道状溶洞，如穿岩西洞段、飞丝岩、茅茅头大岩等；沿断裂、裂隙交汇部位发育的宽大厅堂状溶洞，如芦笛岩。这些说明，洞穴的形态与构造性质的控制密切相关。

2．七星岩洞穴系统

由普陀山和月牙山的洞穴组成(图52)，出露地层为上泥盆统厚层亮晶颗粒灰岩。构造形迹发育弧形构造和新华夏系北北东向复合压扭性断裂，伴生裂隙有北西—北西西及北东

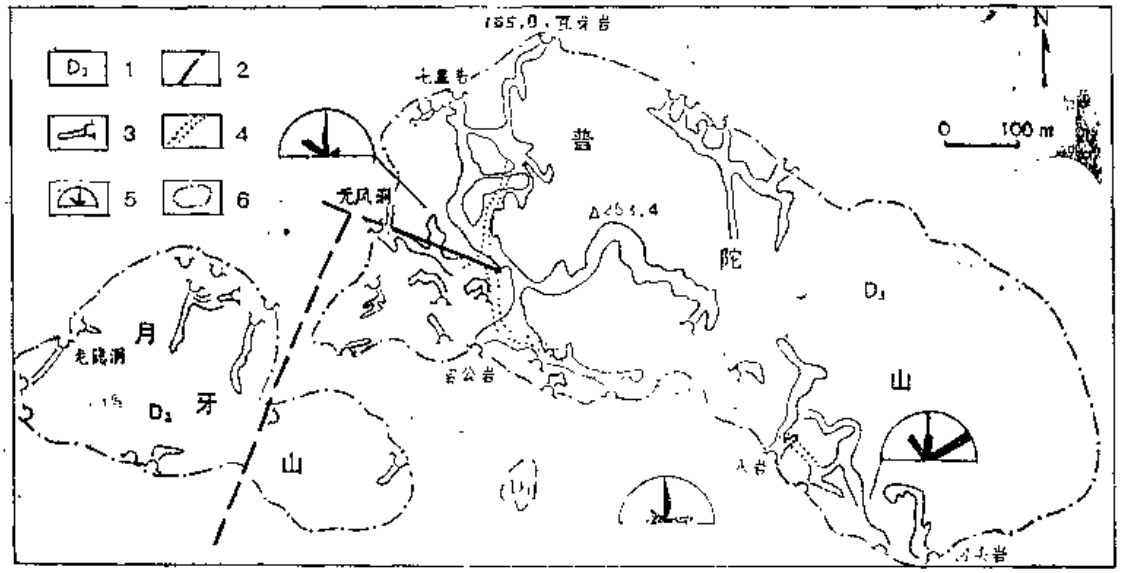


图52　桂林七星岩洞穴系统

1．上泥盆统；2．断裂；3．洞穴及洞口；4．地下河；5．节理玫瑰花图；6．峰体边界

—北东东向两组，此外近南北向的裂隙也很发育。从裂隙的交切关系、充填物及构造岩的性质等分析，均有2—3期的活动，但一般强度都不大，其延伸方向往往控制洞道呈鲜明的方向转折。如七星岩、省春岩、元风洞等主洞道，沿断裂、裂隙作北东、北西向转折，总体呈北西向延伸；普陀水岩、回头岩、龙隐洞等，均沿北北东向或北北西向断裂、裂隙发育。这些与洞穴形成关系密切的断裂、裂隙多是早期弧形构造成分经后期新华夏系和北西向构造利用，改造的产物，对形成洞穴十分有利。除上述主洞外，尚有分布广、规模小、连通好的其它洞穴，它们多沿低级、序的北西、北东向断裂、裂隙发育，并常与主洞相通，形成迷宫型洞穴系统。

此外，七星岩洞穴系统还明显反映洞穴发育的成层性特征，可以划分高、中、低三个洞穴层。高层洞海拔200米左右(相对高程50米左右)，已残存不多；中层洞海拔180—190米

(相对高程30—40米)；低层洞海拔155—165米(相对高程5—15米)。三层洞穴应是第四纪不同阶段所形成。

3. 南溪山洞穴系统

洞穴所在的南溪山系由上泥盆统厚层亮晶颗粒灰岩组成。它位于弧形构造北翼，属新华夏系成分的北东东向橡机厂—南溪山背斜的东端近轴部处。山体西侧发育北北东次级压扭性断裂，南延至平山、沙河电厂北洞等地，产状15°—30°/105°—120°∠45°—75°，断面舒缓波状，由其派生的低次压扭性断裂发育，产状40°—60°/130°—150°∠60°—80°。沿断裂有糜棱岩、糜棱化碎粒岩等，分带明显，其中解体、包裹、套角砾等多期成岩作用的现象较普遍。

山体内部的断裂、裂隙很发育，多是在弧形构造成分的断裂、裂隙基础上，经后期新华夏系构造成分的利用、改造，并派生低序次断裂、裂隙而成。主要有北西320°—340°断裂、裂隙带分布在山体的中西部；北东东60°—80°断裂、裂隙，分布在东侧。这两组断裂、裂隙为新华夏系的配套成分，后者部分为沿背斜轴部的二次纵张裂隙。因此，这两组断裂、裂隙均具有张扭性后期改造的特征，有利于洞穴的形成。此外尚有北北东20°—30°和局部北西西290°—310°走向的断裂、裂隙，它们主要是与背斜形成有关的低序次构造成分。

上述构造特征，对南溪山洞穴系统的形成有着密切的关系（图53）。如：中、西洞道

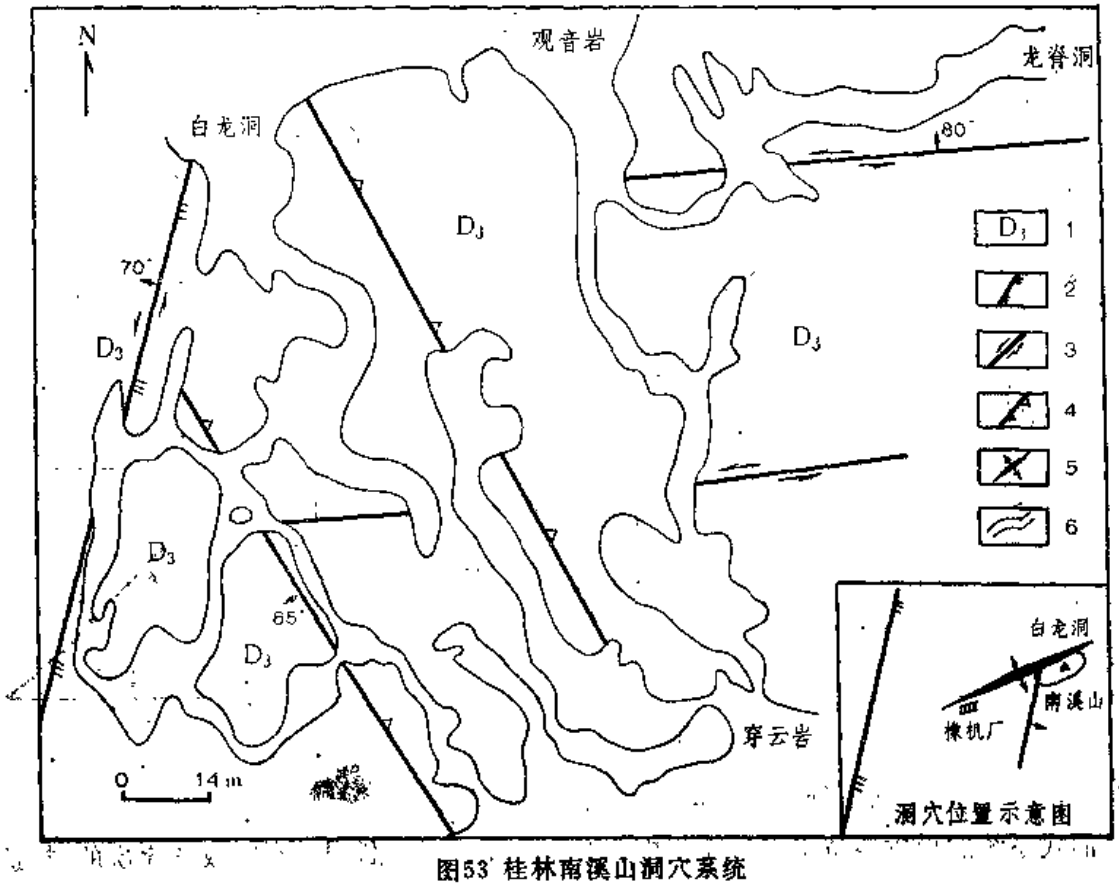


图53 桂林南溪山洞穴系统

1. 上泥盆统；2. 压扭性断裂；3. 扭压性断裂；4. 张扭性断裂；5. 背斜轴；6. 洞道

一些主要洞段沿北北东向断裂、裂隙发育；龙脊洞沿北东东向的断裂、裂隙发育等。由于这些结构面均有后期张性的改造特点，故形成的洞体多较宽大，形态也复杂。此外，也有不少洞道呈北北西向，即沿新华夏系张扭性断裂、裂隙发育而成，与上述北北东向洞道构成复杂的洞穴系统。

4. 碧莲洞洞穴系统

位于阳朔公园内的钟灵山，山体由中泥盆统东岗岭组生物泥晶灰岩夹白云岩组成。该处构造复杂，早期发育北西向香炉山—西郎山压扭(反扭)性断裂，南侧钟灵山派生南北向"入"字形分支压性断裂。由于北西向断裂后期受新华夏系及北西向构造的复合，断裂的力学性质先后又经张性和压扭(顺扭)性的转变，使南北向"入"字型分支断裂及其它伴生断裂、裂隙分别也有力学性质转变的现象，并由此导生低级、序的北西、近南北、近东西向的裂隙密集带，形成洞穴发育的有利构造部位(图54)。其中：碧莲洞、凤尾洞、龙洞等发育在近南北向断裂、裂隙带上；仙洞门—东洞段，则受北西及北东东两组断裂、裂隙控制；局部洞段沿揉皱褶曲轴部发育。

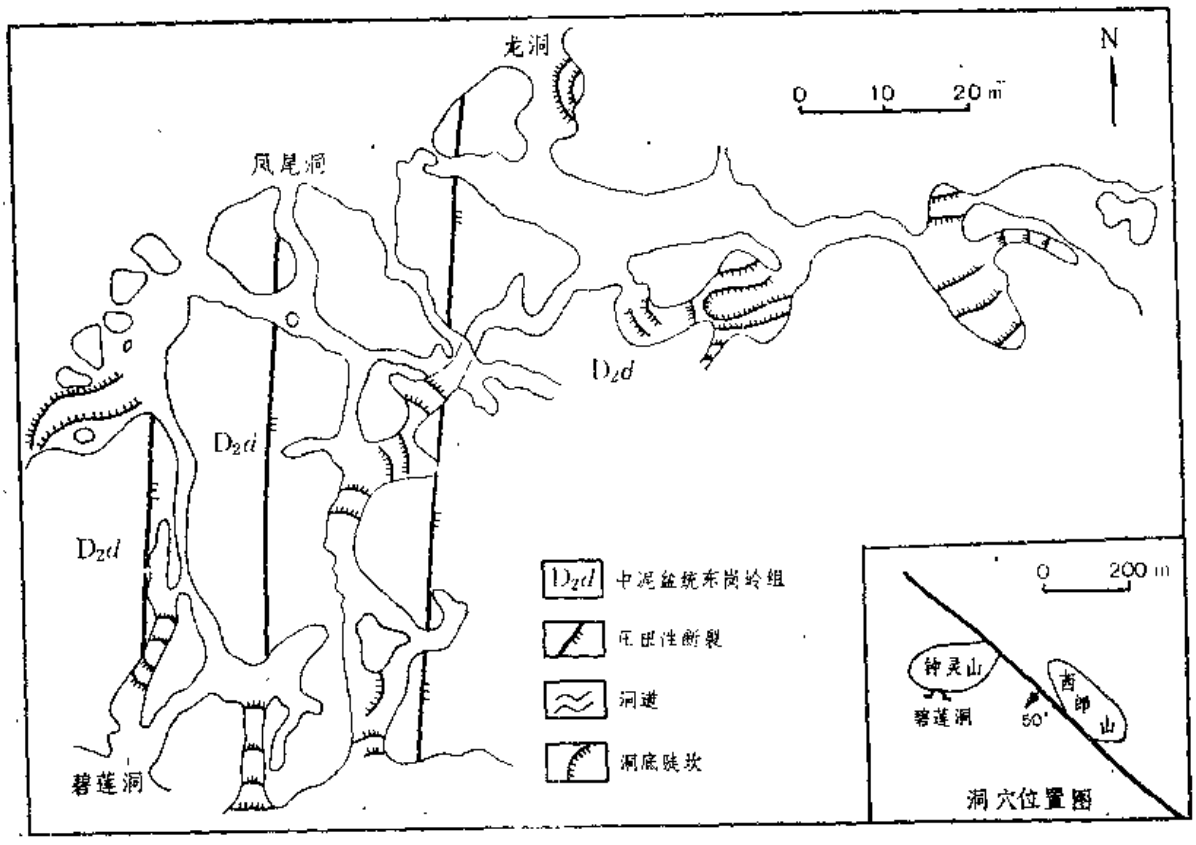


图54 阳朔钟灵山洞穴系统

综上所述，本区洞穴系统的控洞构造，具有如下特征：

1. 洞穴系统的形成多位于主干断裂构造旁侧的伴、派生断裂、裂隙或低序次的构造成分中；

Ⅰ. 洞穴系统发育的构造部位常是经历多次构造活动的复合、改造，形成具良好导水性能的断裂破碎带。地应力集中部位，或先后经历压—张性的异性复合改造，更有利于洞穴的发育。

Ⅱ. 由于断裂、裂隙空间分布具方向性、等距性，故沿断裂、裂隙发育的洞穴也同样具有类似特征；由于构造运动具有阶段性，使洞穴反映成层性的特征；由于断裂、裂隙往往呈网络状系统，因而洞穴系统的形成也常为迷宫型的网络状。尽管目前已多受破坏，洞道解体，但只要追索其发生、发展过程，不难发现其相互联系的特征。

以上是控洞构造特征的一般表现，因本章着重构造分析，较多强调了这方面的因素，但并不能排除其它控制因素的重要性。

第七章
地质构造与岩溶发育的时序关系

岩溶作用属漫长地质作用史的一部分，它自始至终与地质环境密切相关，受地质作用的严格控制，反映为不同地质发育阶段表现不同的岩溶发育特征，具有明显的时序关系和空间分布的关系。

以往研究构造与岩溶发育的关系，常侧重在构造形迹与岩溶形态的分析，这固然是十分必要的，它对于区域构造格架的建立、构造阶段的划分、岩溶形态特征分析和说明构造与岩溶的空间关系等起着重要作用，但由于缺乏物质的依据，而难以揭示其内在联系和建立岩溶发育的时空观念。为弥补这方面的不足，我们在分析地质构造和碳酸盐岩的溶蚀、侵蚀作用的同时，认真地研究了不同岩溶发育期的沉积、堆积物，以恢复当时的沉积、堆积环境，即岩溶地貌景观。这样我们就能较有依据地恢复岩溶发育各个阶段的主要特征，分析其发生、发展的全过程。为此，我们拟订研究途径：从构造形迹分析入手，建立构造体系的发生、发展史，同时研究不同阶段岩溶建造（岩溶岩系）的形成环境，探讨岩溶地貌在各个相应阶段中的主要发育特征。

关于本区地质构造发展史和不同时期岩溶岩系的特征前面已有叙述，若联系岩溶地貌特征考虑，分析它们的成生和时空关系，就可以看出在不同地质条件下的岩溶地貌发展趋向。即不同地质构造阶段控制不同岩溶发育期，而不同岩溶期形成的岩溶岩系（建造）则反映了该阶段岩溶地貌景观，具有明显的时序关系。如表27图55所示。

（一）海西晚期溶沟（槽）发育阶段：其时北东向海盆开始上升为陆，地层尚无明显的褶皱和断裂，仍基本保持其完整性和水平状态。岩溶作用主要是地表水沿岩石表面进行，流水岩溶以发育溶痕、溶沟（槽）为主，局部形成溶沟原野。沉积、堆积了灰白色岩溶岩系，以环带状溶积钙砾岩为主。

（二）印支期岗丘凹（坳）地发育阶段：印支运动形成桂林弧形构造，以褶皱为主，断裂为

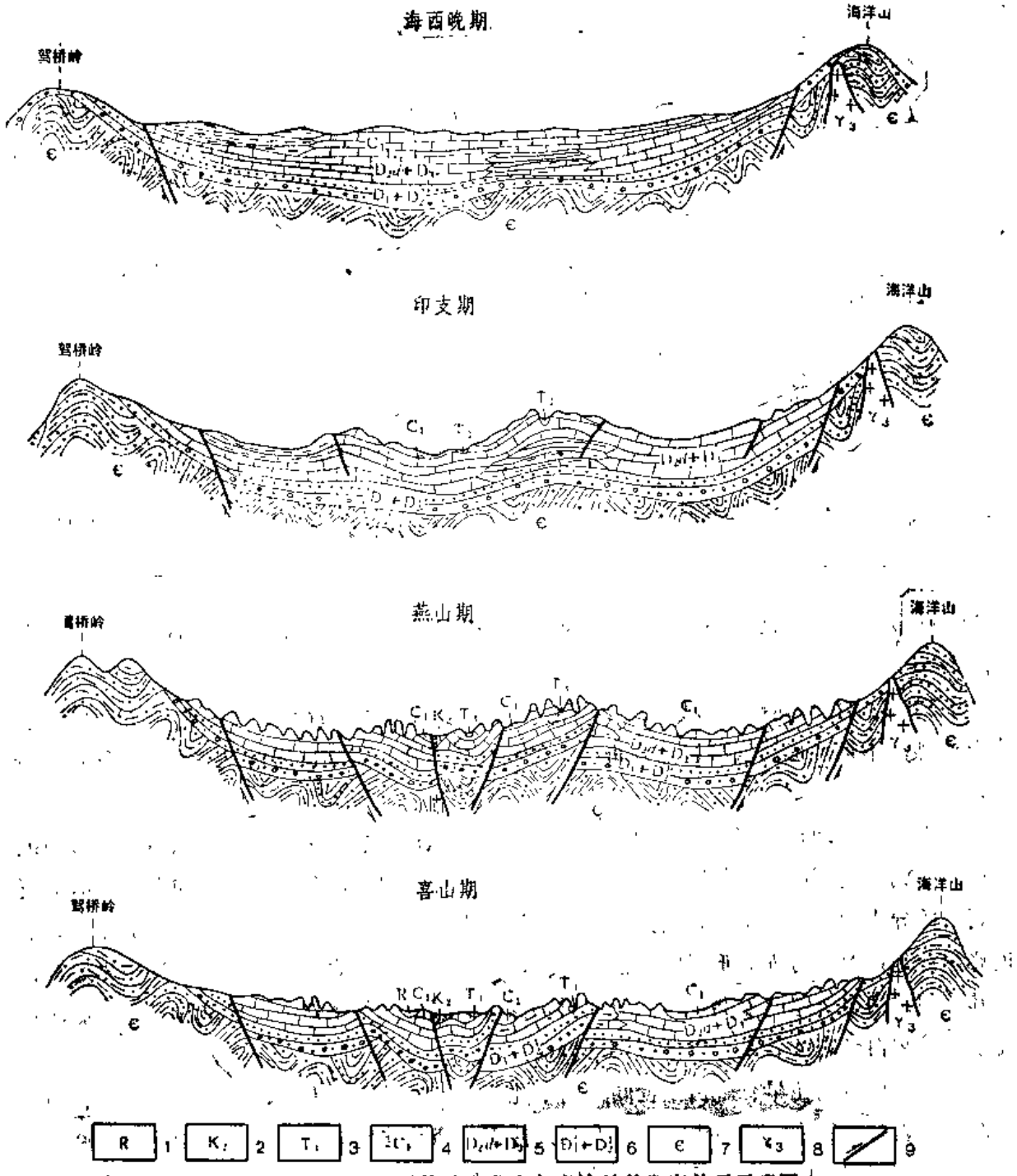


图55 桂林地质构造发育史与岩溶地貌发育关系示意图

1.(第三系；2. 上白垩统；3. 上三叠统；4. 下石炭统；5. 中泥盆统东岗岭组至上泥盆统；6. 下泥盆统至中泥盆统上段；7. 寒武系；8. 加里东期花岗岩；9. 断层

次。由于地层褶皱上升和伴生断裂、裂隙的出现，水文地质条件也随即发生相应变化。主要反映为本阶段发育的断裂、裂隙，无论是在强度上和规模上一般均未达到强烈和深大的程度，岩溶水活动仍以地表水较发育，地下水则因构造条件的影响而未能形成畅通的排泄管道系统，因而使岩溶作用的深度还受到一定的限制。溶蚀、侵蚀作用仍以侧向为主，形成的负向形态主要是溶蚀凹(坳)地，正向地形为岗丘，组合成岗丘凹地。局部凹(坳)地中

表27　　构造与岩溶发育时序关系

时期 \ 发育史		构造发育史	岩溶岩系(建造)	岩溶地质发育史
喜山期	第四纪	间歇上升阶段	灰黄色岩溶岩系	部分峰丛解体和峰林平原化阶段
	第三纪	差异抬升阶段	黄灰色粉砂岩、泥岩	
燕山期	晚期——早、晚白垩世间	北西向断裂发育阶段（伴随断块升降）	红色岩溶岩系	峰丛洼(谷)地发育阶段
	早期——侏罗纪末至白垩纪初	新华夏系断裂发育阶段（伴随断块升降）	白色岩溶岩系	
印支期		弧形构造发育阶段（伴随褶皱上升）	灰绿色岩溶岩系	岗丘凹(坳)地发育阶段
海西晚期		北东向海盆上升为陆阶段	灰白色岩溶岩系	溶沟(槽)发育阶段

沉积、堆积灰绿色岩溶岩系，以含钙的粉砂质泥岩为主。有孢子、花粉化石，反映温湿的气候环境。

（三）燕山期峰丛洼(谷)地发育阶段：强烈的燕山运动以断裂发育为主，岩溶作用也十分剧烈。本期形成的岩溶岩系分布广、岩相复杂多变，是本区岩溶发育的一个重要阶段。

早期燕山运动在侏罗纪末—白垩纪初，叠加在弧形构造之上的新华夏系断裂，影响范围广并达到一定深度，且伴随断块升降。断裂活动导致岩石破裂(碎)程度加大，使沿破裂带岩石的导水性能大大增强，岩溶化向侧、深发育。其结果一方面由于溶蚀分割加大而出现峰丛洼地；另一方面则形成畅通的地下排泄管道系统。地表和地下岩溶的进一步发育，使其空间结构组合趋向复杂化。由于当时仍保持温湿的气候条件，于岩溶缝、洞及低洼处充填、堆积白色岩溶岩系，以溶积钙砾岩为主。

晚期燕山运动在早、晚白垩世间，由于北西向扭压性断裂发育，早期断裂系统普遍受改造。在岩溶水逐步相对集中活动的有利条件下，峰丛洼地进一步发育并于局部向峰丛谷地发展。随着强烈的溶蚀、侵蚀作用的同时，正向峰体成为碎屑物质的供给地，负向之洼(谷)地、漏斗、竖井及洞穴等则成为沉积、堆积的场所，形成目前所见的沿断裂分布广泛、多种岩相的晚白垩世红色岩溶岩系。从其产状形态、组成的物质成分、结构、构造和不具备同一沉积单元内的相变特征等说明，当时的沉积、堆积环境是在峰丛洼(谷)地的地貌条件下形成的。从物质来源于原地或近地，物质成分单一，角砾全由碳酸盐岩组成，尚未见碎屑岩成分等，说明当时的溶(侵)蚀深度尚未达到下部非可溶岩(下中泥盆统)。尤其值得注意的是，于草坪西侧漓江边海拔350米处和阳朔附近海拔300米左右的洞穴中，有晚白垩世溶积钙屑灰岩和钙质泥岩的沉积，说明洞穴的形成时间不会晚于晚白垩世。又从岩性和古

生物特征分析，反映当时为湿热的气候环境。所有这些，都是燕山晚期岩溶地貌景观发育特征的地质依据。

（四）喜山期峰丛解体和峰林平原化阶段：喜山运动先后主要表现为差异性抬升和间歇性上升，断裂活动具有继承性。由于地质构造条件的差异，反映不同地段水文地质条件的变化，导致了岩溶发育的分异。

第三纪期间抬升较强地段：抬升幅度170米左右，如大圩—阳朔和圩家湾—白藤岭一带。随着抬升后的溶蚀、侵蚀基准面的下降，一些集水洼地受深切改造向侧、深发展，出现局部峰丛解体，形成小片峰丛（林）谷地的地貌组合类型，如思和谷地、圩家湾牛奶场谷地。与此同时，大圩—阳朔漓江段，因河川垂向切割和溯源侵蚀面成峡谷，沿峡谷见多处蚀切晚白垩世的岩溶岩系，形成崭壁，如杨堤、九马画山、兴坪等地可见。类似的蚀切现象尚见于其它各地，致使一些岩溶岩系残留成峰体，或组成峰体的一部分，为我们分析岩溶发育史提供了宝贵的依据。抬升较弱的地段：抬升幅度120米左右，如朝阳—雁山、葡萄一带，由于负向构造地形有利于汇水和外源水的汇入，以侧向溶蚀、侵蚀为主，垂向切割为次，普遍导致峰丛洼地的解体，形成峰林谷地，局部甚至向峰林平原转化。

第四纪期间的间歇上升幅度不大，趋于相对稳定阶段，岩溶发育具有继承性。即在第三纪已发育成片的峰林谷地地段，进一步向峰林平原发展。由于第四纪的历史，时间较短，其中又无大的构造变动，水文地质条件无根本性变化，故从全区看，第四纪期间的岩溶地貌景观，一般也不会有根本性的巨大变化，特别是无外源水汇入的峰丛区更是处于相对稳定状态，这可以峰丛与峰林区之间的悬挂泉或瀑布为证。还须指出，桂林附近峰林平原及与峰丛区过渡带的峰体内，常在相对高程40—50米范围内发育三层洞穴，形成年代约相当于早更新世、中晚更新世和全新世，与区内三级阶地大体可以对比，这无疑是本区第四纪岩溶发育的主要特征之一。

上面就本区岩溶地质发育史，侧重以地质历史事实为依据，阐明与地质构造的关系，作了一般性的时序关系分析。实践表明，本区岩溶作用从初始的溶沟（槽）开始，到溶蚀凹（坳）地至峰丛洼地组合形态的出现，向峰丛（林）谷地、峰林平原化的演变，具有一般的规律性。但也不能排除局部因时、因地条件的不同，而在发育时间的先后和特征上表现各不相同。特别是燕山期以来，一个发育阶段，除一种主要形态外，还可以有另一种形态的发育。如峰丛洼地阶段，在上升幅度较大、岩层具厚层至块状、岩性质纯的地段，表现峰陡、洼深，反映出深切洼地或峡谷的特征，以中、上泥盆统组成的杨堤背斜段为代表；上升幅度相对较小、岩层具中、薄层状，岩性不纯的地段，表现为峰缓、洼浅，以由下石炭统组成的大圩向斜段为代表。又如峰丛洼地的解体和峰林平原化阶段，由于不同地段所具备的条件不一，一些地段有大量外源水侵蚀，峰丛解体平原化明显，如良丰向斜段、尧山—雁山背斜中段；一些地段外源水影响较弱，则趋向解体而未达到平原化，反映为峰林谷地，如架桥岭背斜的东北缘和白藤岭背斜段的两侧；一些地段因无外源水到达，仅局部解体或仍基本保持峰丛洼地的景观，如杨堤背斜段。这些现象说明，在分析岩溶发育的全过程后，

还需从不同地段、不同阶段的具体地质、水文情况出发，作成生联系观察，才可能有较实际的解释。

事实说明，岩溶地质作用主要是指可溶岩地区在结束海盆沉积上升为陆后，经历漫长的地质历史，在陆壳表层岩溶水对可溶岩进行溶蚀、侵蚀作用的过程。这种作用，时至今日还在进行着。桂林地区的岩溶作用可以追索至晚古生代末，至今经历了二亿五千万年左右的历史，其间有海西晚期、印支期、燕山期、喜山期四个发育阶段。各阶段都有岩溶岩系，其结构、构造、产出形态特征等，不但反映了各自的气候和自然环境，还佐证了不同的岩溶地貌景观。

总之，构造、建造和岩溶三者具有密切的成因联系，彼此反映在空间展布上和时序关系上，因此，探讨这三者之间的关系，是研究岩溶地质发育史可靠方法之一。

第八章
结　语

通过对桂林地质构造与岩溶发育关系的研究，在地层、岩石、构造及岩溶发育方面获得如下成果：

一、在本区发现了晚三叠世及晚白垩世的陆相沉积、堆积物，并取得了较丰富的古生物依据，从面丰富了本区中生代陆相地层的研究内容。

二、建立起本区岩溶岩系(建造)的概念，确定它们与岩溶发育的关系。据其特征，划分有海西晚期、印支期、燕山期及喜山期不同岩溶发育阶段的建造系列。其中，对燕山晚期红色岩溶岩系还进一步作了沉积、堆积相的划分，为阐明本区岩溶发育史提供了可靠的依据。实践表明，通过对岩溶岩系(建造)的分析，是研究古岩溶有效方法之一。

三、建立了本区的区域构造格架。阐明本区由下古生界组成的北东向复向斜基底构造；由泥盆、石炭系组成的盖层构造，先后为印支期弧形构造、燕山早期的新华夏系构造和晚期的北西向构造。其中，弧形构造组成主要构造格架，其余则呈明显的复合叠加构造出现。

四、综合研究表明，本区喜山期构造运动特征：第三纪以差异抬升为主，抬升幅度100—150米；第四纪以间歇上升为主，上升幅度40—60米。其中，第四纪岩溶洞穴的空间成层性分布，据沉积、堆积物特征及古生物分析，自上而下三层洞穴分属早更新世、中晚更新世和全新世的产物。

五、对本区碳酸盐岩构造岩进行了成因分类研究。据其碎裂程度的强弱和结构、构造特征，分为五类和九个亚类。这对了解原岩变形性质、程度和追溯断裂活动史既有实用价值，也有科学理论的意义。

六、据本区构造特征、建造性质及岩溶形态三者的成因联系，建立起地质构造与岩溶发育的时序关系，划分了海西晚期、印支期、燕山期、喜山期等几个发育阶段。不同阶段以地质事实和分析数据为依据，说明岩溶地质发育史是整个地质发育史的一部分，除表现在时序关系外，还反映在空间展布的相关关系。

七、通过野外、室内工作和资料的综合分析、整理，对本区岩溶洼地、洞穴与构造的

关系从方向性、等距性、形态相关性、继承性和成层性等作了分析论述。

存在的问题：

Ⅰ．海西晚期岩溶岩系尚未获得古生物依据，目前仅依其位于印支期岩溶岩系之下和岩石重结晶、成岩度等特征确定相对时期，今后还有待进一步工作。

Ⅱ．新生代地层的划分及喜山运动的论述，资料依据尚较粗，今后仍要在古生物分析鉴定、沉积物的相分析、地层间的接触关系、考古资料及阶地的研究等方面作进一步工作，以期获得较完善的资料依据。

Ⅲ．本书中有关岩溶地质问题的分析，主要是采用地质学方法，并侧重在构造与建造资料的分析基础上，因此虽同时考虑了一些可溶岩岩性和水文地质条件方面的因素，难免会有某些不全面之处，欢迎提出质疑和讨论，以推动研究工作进一步深入。

主要参考文献

〔1〕李四光，地质力学概论，科学出版社，1962

〔2〕张文佑，断块构造导论，石油工业出版社，1984

〔3〕洛塔岩溶地质研究组，洛塔岩溶及其水资源评价与利用的研究，地质出版社，1984

〔4〕中国科学院地质研究所岩溶研究组，中国岩溶研究，科学出版社，1979

〔5〕任美锷，岩溶学概论，商务印书馆，1983

〔6〕吴泽、杨振强，中南区白垩纪至早第三纪地层对比及构造发展特征，地质学报，54卷，1期，1980

〔7〕任镇寰，第四纪地质学，地震出版社，1983

〔8〕孙殿卿、徐煜坚，广西第四纪冰川遗迹初步观察，地质论评，9卷，3—4期，1944

〔9〕胡海涛、许贯森，论构造体系与地下水网络，水文地质、工程地质，第3期，1980

〔10〕王家荫，碎裂岩分类之检讨，地质论评，1949

〔11〕王家荫，应力矿物概论，地质出版社，1978

〔12〕刘燕君、王英华，碳酸盐岩的构造岩，构造地质论丛，第二集，地质出版社，1982

〔13〕孙岩、韩克丛，试论构造岩的分类命名，南京大学学报，第二期 1979

〔14〕孙岩、韩克丛，断裂构造岩带的划分，科学出版社，1985

〔15〕何作霖等，在封闭压力实验变形的白云岩的显微构造及其解释，地质科学，第二期，197—220页，1965

〔16〕吴磊伯，陈庆宣，在长期应力作用下岩石的非弹性变形，地质力学论丛，第3号，86—88页，1976

〔17〕李德荣等，试论不同力学性质的断裂构造的富水部位及富水性，地质科学第三期，220—221页，1975

〔18〕肖传俊，川西地区动力变质岩的分类命名，地质力学论丛，第3号，52—64页，1976

〔19〕林玉石、邓自强等，岩溶交代改造断裂构造岩，中国岩溶，第三卷，第一期，1984

〔20〕刘宝珺，沉积岩石学，地质出版社，1980

〔21〕广西区测八分队、淮南煤炭学院，广西凌云沉积灰岩脉和沉积灰岩体的发现及其在古构造研究上的意义，地质力学文集，第二期，地质出版社，1978

〔22〕王德滋，光性矿物学，上海科学技术出版社，1965

〔23〕知平等译，沉积岩研究法，中国工业出版社，1963

图 版 说 明

图 版 I

1. 破裂岩　粗细不等的方解石脉充填裂隙(洞村西，单偏光×6.3)。
2. 网裂岩　网状裂隙(红头岭，单偏光×6.3)。
3. 角砾岩　角砾棱角状(烂桥堡北)。
4. 磨砾岩　角砾次棱角状—圆粒状(鄂邮读书岩，单偏光×6.3)。
5. 粗碎粒岩　角砾碎粒化(鄂邮读书岩，单偏光×6.3)。
6. 细碎粒岩　角砾细粒化，略具定向构造(二纸厂，单偏光×6.3)。

图 版 II

1. 砾质糜棱岩　残粒、糜棱物略具定向构造(五龙，单偏光，×6.3)。
2. 糜棱岩　定向构造(上内，正交偏光，×6.3)。
3. 柑桔洞内示近垂直的石柱早于近水平的钙华层。
4. 黄鹰岩洞内示干裂构造。
5. 溶积钙砾岩，示碳酸盐岩角砾巨细不分，杂乱堆积(马头山)。
6. 溶积钙砾岩，示砾间胶结物具变形纹层构造(汉圩洼地北)。

图 版 III

1. 溶积砾质泥灰岩，示灰岩角砾具溶蚀边及堵截纹层构造(古隘北)。
2. 溶积砾质泥灰岩，示变形纹层构造(橡胶制品厂北)。

3．溶积钙屑灰岩，交错层理(新村东)。

4．溶积钙屑灰岩，示水平纹层、粒序纹层、叠加变形纹构造(大路村北)。

5．超巨晶方解石岩，示环带(纹)构造，具角砾构造残余(榄头村南)。

6．溶积钙屑灰岩，示栉壳状构造，具纹层和角砾构造残余(榄头村南)。

图　版　Ⅳ

1．溶积钙屑灰岩，细—粗晶方解石具环带(纹)构造，示纹层构造残余(灵砖村西，单偏光，×6.3)。

2．海西晚期的溶积钙砾岩，复合型环带构造类型(江东)。

3．海西晚期的溶积钙砾岩，示砾间方解石纹层具塑性变形构造(马家坊西)。

4．兴安飞霞洞沿北东70—80°背斜轴部发育(镜头向西)。

5．七星公园豆芽岩沿层面裂隙及层间裂隙发育。

6．柘木潮子岩沿北北东向断裂发育(镜头向北东)。

图版 I

