

西藏日喀则地区蛇绿质沉积岩 的成岩后生变化及其地质意义

王东安

(中国科学院地质研究所)

洋壳裂开后,发展成新的扩张中心,形成了新洋壳,除典型的镁铁质蛇绿岩外,在板块迁移过程中,它们的上面还沉积有蛇绿质沉积物,这套沉积岩系的产生、形成和变化与海底扩张及板块运动有着密切关系^[4]。对这类沉积物的组合、沉积特征和成岩变化的研究,随着板块学说研究的深入,越来越为地质学家所重视,其研究结果不但能反映这类沉积的性质和特殊环境,而且还可以从一个侧面来验证板块演化的过程。

作为大陆碰撞型板块造山运动典型的地区,西藏雅鲁藏布缝合带上,也沉积和保存着这类属于洋壳上部的岩层,对此,作者于1980—1981年相继进行了考察,本文就是在野外工作的基础上通过岩石学、地球化学研究,来讨论这类沉积物的成岩后生变化及其地质意义。

一、地质特征

西藏日喀则地区白朗—吉定一带,在举世瞩目的雅鲁藏布蛇绿岩上部,普遍产出数百米厚蛇绿质沉积岩系(图1)。它们明显地沉积在绛紫—灰绿色枕状熔岩和席状岩墙

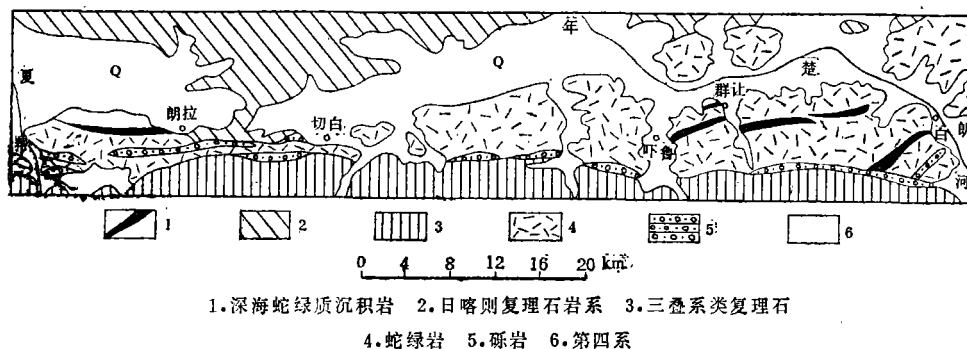
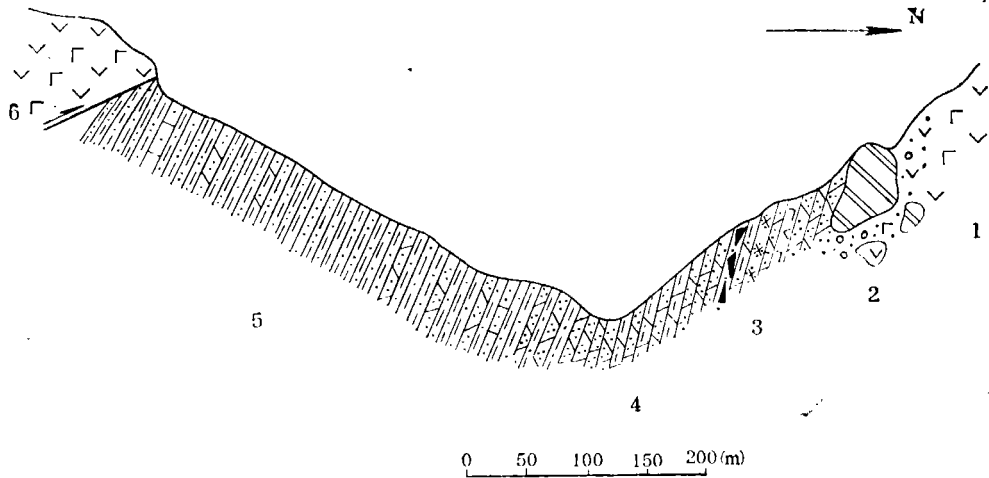


图1 白朗—吉定一带深海蛇绿质沉积岩系分布图

Fig.1 Distribution of the pelagic ophiolitic sediments in the Bailang-Jiding zone

群之上(图2)。由于受构造影响,许多与枕状熔岩或岩墙群成断层接触,常常可以看



1. 绛紫、灰绿色玄武岩 2. 蛇绿质滑塌堆积物 3. 蛇绿质杂砂岩夹沉凝灰岩和沸石岩
4. 蛇绿质杂砂岩与凝灰质粉砂岩互层, 含凝灰成分的粉砂质泥(页)岩夹碳酸盐岩

图2 夏鲁东沟地质剖面

Fig. 2 Geological sections of Xialudonghoughou

到绛紫色枕状熔岩逆冲在蛇绿质沉积层的上面。

根据沉积物的组合、性质和产出特点、由下而上将其分为三段：

1. 蛇绿质滑坡堆积段直接堆积在枕状熔岩之上，呈块层状，杂色，厚度变化较大，从数米至数十米，有些剖面缺失，属于不稳定沉积层。主要有大小不一、形状各异的硅岩，硅质页岩、玄武岩、粗玄武岩和细碧岩等各种岩块、角砾及岩屑混杂后又经凝灰质和硅质充填胶结而成。向上与蛇绿质杂砂岩呈过渡关系。

2. 夹有沉凝灰岩层与沸石层的蛇绿质杂砂岩段厚80—100米，中—厚层状，成层极好、水平层理发育，偶尔可见斜层理。主要是岩屑杂砂岩、长石岩屑杂砂岩、凝灰质杂砂岩和沉凝灰岩不规则的交替出现，下部普遍夹有数层厚薄不一的沸石层。

3. 含凝灰成分的粉砂质泥岩夹碳酸盐岩、钙质砂岩和沉凝灰岩段，厚度一般为150—200米。主要是颜色单一的含细屑泥岩层，中上部钙质含量增多，局部变成碳酸盐层，下部凝灰质成分较多，常夹有凝灰质岩层。泥岩成层性不明显，新鲜面层理极其模糊，仅在岩层风化表面上才显露出水平纹层构造。

在上述三段中，特别是在有硅质聚集处，普遍含放射虫化石。经吴浩若鉴定为晚侏罗世至早白垩世初期〔2〕。

二、岩石学特征

根据镜下观察，并参照岩石化学分析，红外吸收光谱，X-射线衍射、差热分析及扫

描电子显微镜等测试结果, 这套沉积岩系主要岩石类型有: 滑坡混杂岩、蛇绿质杂砂岩、沉凝灰岩、沸石岩、含凝灰粉砂质泥岩和碳酸盐岩等, 这些岩石有的是单独聚集在某一层段, 有的是呈交互出现或为夹层。岩层自下而上总的趋势是粒度逐渐变细, 压实强度有所减弱, 成层性随之变差, 由发育较好的中厚板层状变为层理模糊的泥状结构。整个岩系的沉积物组合、矿物及化学成分、结构构造和成岩变化等都有其独特之处, 主要有:

1. 明显地具有蛇绿质性质。如前所述, 不稳定的滑坡堆积岩、蛇绿质杂砂岩为主体的碎屑岩, 是该岩系下部至中下部的的主要岩类, 从成分上看, 它们都属于下伏镁铁质基性熔岩和席状岩墙群剥蚀后的原地或经过极短距离搬运沉积下来的。除滑坡堆积岩外, 多数杂砂岩都是由具有一定分选性的中等粒级砂屑组成的, 其主要成分各种基性火山岩岩屑、斜长石、角闪石、辉石、葡萄石、绿帘石和磁铁矿等(图版 I, 3)。在砂屑中几乎没有发现单体石英颗粒。它们的岩石化学成分与下伏岩石也极为相似。其中最主要的特点是: (1) SiO_2 的含量较低, Al_2O_3 含量较高; (2) Na_2O 的含量普遍高于 K_2O ; (3) 在含 CO_2 极少的情况下, CaO 的含量远远超过 MgO ; (4) 通常情况下 FeO 含量接近于 Fe_2O_3 ; (5) 平均原子量是 21.4, 远高于一般沉积岩平均值 (18.5—19.5)。由此可见, 这类岩石的矿物和化学组合与下伏蛇绿岩套中熔岩的成分是多么一致, 无疑组成这些岩石的砂屑来源于蛇绿岩, 统称为蛇绿质杂砂岩。

2. 岩系中普遍含有凝灰质成分, 以下部和中下部为最多, 不但广泛分布于碎屑岩胶结物中, 还出现单独的沉凝灰层, 常与其它岩层交互产出, 它们最大特点是富含二氧化硅。由于凝灰质比较细小, 尤其又常与镁铁质岩的风化物混在一起, 成分相当复杂, 镜下也很难辨认, 其中重结晶比较好的有微晶石英、玉髓状石英、雏晶状长石, 还有许多鳞片状粘土集合体, 经测定可以辨认出它们大多是伊利石、绿泥石, 还有少量的蒙脱石及绿泥石与蒙脱石的混层, 同时也发现有自生的浊沸石和葡萄石等矿物, 许多长石仍保留良好的自形晶或半自形晶状态(图版 I, 1)。凝灰层中保存大量放射虫化石残骸, 多被硅质充填, 重结晶成玉髓状石英集合体(图版 I, 2)。

3. 沸石的产出被认为是该岩系最重要特征之一。除出现于碎屑岩的胶结充填物里和凝灰层中外, 在岩系下部还出现了层状沸石, 最大单层厚度可达 1—2 米, 它们多呈淡灰绿、灰白和砖红色, 主要是由浊沸石所组成, 与它共生的有葡萄石、石英、绿泥石和赤铁矿等。浊沸石结晶程度不同, 结晶较好的多呈柱状和板条状(图版 I, 5); 结晶较差的主要以针状集合体出现^[1]。沸石岩中常有石英脉穿插。

4. 碳酸盐矿物从岩系中上部才开始明显出现, 许多是以集合体方式分散于泥岩中, 仅有少量的呈夹层状产出。这些层状碳酸盐岩除原生沉积外, 大都是成岩过程中形成的, 它们由原为基性火山碎屑岩的夹层, 在长期成岩过程中被碳酸盐明显的保留大量交代残余, 许多碎屑还隐约地保存原有的几何形态和某些光学性质(图版 I, 4)。

5. 岩系上部含细屑的泥(页)岩, 由于压实作用不强烈, 一般层理不甚清楚, 尤其是上部, 新鲜面几乎看不到明显的层理, 仅在风化后才隐约地显露较模糊的水平纹理, 下部渐为清楚。组成泥岩的主要粘土矿物有伊利石、绿泥石、蒙脱石、高岭石和一些混层矿物(图版 I, 6, 8)。其中高岭石含量不多, 主要出现于上部。泥岩不同程度地含有凝灰

质、碳酸盐和各种细砂屑,因而除粘土矿物外在泥岩中还出现粒状微晶石英、雏晶状长石和细晶方解石等集合体。细砂屑组分与下部杂砂岩所含砂屑相比,石英屑和长石屑中的钾长石含量明显增多,不稳定矿物晶屑(辉石、角闪石等)相对显著减少,无疑这些特点与泥岩的沉积环境、物质来源及成岩作用强度有密切关系。下部泥岩中也普遍含有放射虫化石,其残骸通常被二氧化硅和泥质所充填交代,二氧化硅已重结晶成玉髓状石英,泥质主要是绿泥石。

三、成岩作用矿物学标志

从岩类组合和岩石学特点上,都反映了这套蛇绿质沉积物具有普通沉积岩的不同性质,它们是在独特的地质背景下,从沉积到整个成岩过程中,经受着不同的物理作用和化学作用,进而使这些原始沉积物产生各种明显的变化,为我们探讨这套岩系的成岩作用及其强度,提供了极好的丰富标志〔6〕。这些变化无论是机械的,还是化学的都是相当复杂,这里只着重列举该岩系在成岩变化中一些明显的矿物学标志,作为讨论它们成岩作用的基础。

1.岩系下部,凝灰质杂砂岩和沉凝灰岩中出现的一些细小的浊沸石矿物,以至在接近岩系底部所产出层状沸石岩中浊沸石以及和它共生的葡萄石、石英和绿泥石等自生矿物,都是典型的成岩后生变化的产物〔1〕。富含钙的硅铝质火山物质(主要是斜长石,其中钙长石含量较高)是沸石形成的物质基础,浊沸石就是这些物质在一定温度下(35—180℃或稍高)¹⁾交代而成,是沉积物在埋藏深度不断增加和沉积层下部热循环水作用的结果。一般认为只要在浊沸石形成过程中,其矿物组合中还没有出现绿纤石,这种沸石相就仍属于沉积岩范畴内〔7〕〔8〕。不过葡萄石、石英及绿泥石等和浊沸石相的矿物组合,标志着它们已进入强烈的成岩晚期阶段。岩系下伏的熔岩和岩墙群都进入了绿片岩相的初级变质阶段,因为它们除含少量的浊沸石、葡萄石外,大量出现绿泥石、绿纤石、黝帘石和阳起石等典型变质矿物。

2.在沉凝灰岩中含有大量微晶石英和玉髓状石英,在扫描电镜下有些显露良好的自形晶和半自形晶(图版I,7),有的虽然仍保留火山玻璃特有的外形;但也有不同程度的重结晶。无疑这些重结晶的石英,一部分是非晶玻璃质的氧化硅,于一定的埋藏深度下,在洋底热水的影响下,经过长期的成岩作用,直接转化而形成;另外一部分就是从凝灰质中分异出来的胶体二氧化硅,加上洋底的硅过饱和溶液和吸取硅的放射虫残骸,同凝灰质其它组分聚集沉淀后成为硅质软泥,它们在成岩过程中,经过脱水、压实和深埋,从蛋白石、方英石变成玉髓,最后经过长期的成岩作用变成玉髓状石英和微晶石英。所有这些非晶质氧化硅和原始沉积蛋白石质氧化硅变为均匀的微晶石英,是硅质沉积物在一定埋藏深度,达到一定温度后重结晶的结果,这种定向的转化,只能在成岩作用晚期——后生作用阶段才能完成〔5〕。

3.岩系中下部由火山物质分异和基性熔岩剥蚀而形成,分散于杂砂岩及沉凝灰岩中

1)赵宗溥,《沸石变质相》质疑,待刊稿,1983年7月。

的粘土矿物，除还保留部分蒙脱石，蒙脱石与绿泥石混层矿物外，主要是绿泥石和伊利石，显然其中相当一部份是蒙脱石转化来的，在扫描电子显微镜下，常可见到转变不彻底的蒙脱石残留结晶。上部泥岩中的粘土矿物有很大不同，主要是由伊利石组成，它们隐约地顺层呈定向排列，另外还出现有高岭石、蒙脱石和绿泥石。其中绿泥石多数局限于泥岩层的下部，蒙脱石只见于富含凝灰质的部位，由于陆屑风化作用和早期成岩形成的高岭石未完全消失，不太稳定的蒙脱石仍保留下来，说明虽然泥岩早期成岩作用已经结束，但与下部岩系相比，埋藏深度相对要浅的多，受下部热水作用也没那么直接，甚至由于时间的推移，热水作用已逐渐消失，因而对它们来说成岩作用并不强烈。

4. 碳酸盐普遍存在溶蚀和交代作用。特别是有些层状碳酸盐岩，完全是由交代作用形成的，这对讨论成岩作用强度有一定意义。交代和溶蚀作用还明显地反映在含砂屑灰岩和凝灰质灰岩中，它们所含的砂屑或自生石英许多被碳酸盐溶蚀交代，碳酸盐与这些颗粒常成犬牙交错的接触，有些颗粒由于溶蚀的结果，明显地呈港湾状构造，被交代的颗粒大多数都保留着不规则的交代残余。尤其明显的是许多硅质放射虫化石，被碳酸盐交代后，虽然仍保存原来的外形，但硅质成分已残留无几。显然，成岩后生变化已达到了一定的强度。

四、成岩作用强度及其地质意义

通过对这套比较特殊的沉积层在成岩过程中一些有代表性的矿物的形成、变化及其相互作用的观察研究和比较，清楚的看出它们在柱状剖面上的差别（图3）。图中所列矿物学的标志充分反映了该岩系由下向上所经受的成岩变化强度多么不同，尽管矿物组合方式上有些相互穿插，还是能够比较清楚的展现出整个岩系成岩作用强度由上向下明显加深这一总的趋势。

除受构造因素影响外，大多数岩层都保存良好的原始沉积层序，但是不同层段的沉积物在成岩过程中所处的环境（温度、压力等）不同，使上下岩层成岩变化有很大差别。野外观察表明，上部泥岩层明显地保持着泥岩的结构构造特点，岩石的压实强度不大，层理较模糊，只有它们之中所夹的碳酸盐岩和砂岩层才具有坚实地成层性；可是，岩系中下部的面貌却大不相同，岩石压实强度大、成层性极好、坚硬、层间界线清楚。但由于原始硬度不同，在界面上常见楔入现象。图3所列自生矿物的成岩作用标志，使这一变化趋势更加清楚。在泥岩中除伊利石普遍存在外，其它粘土矿物随着深度的增加而改变，不稳定的高岭石向下逐渐减少，直至消失；相反绿泥石却有增加，许多蒙脱石变成了绿泥石或蒙脱石与绿泥石混层矿物，并导致沉凝灰层和砂岩胶结物中大量出现绿泥石。蒙脱石多见于岩系中部含凝灰质较多的层位里。凝灰质岩中的矿物转化，还明显表现在自生微晶长石的出现；火山玻璃和胶体二氧化硅已经变成了玉髓状石英和微晶石英，可见岩化作用强度不断地在增加。岩系中下部开始出现零星的浊沸石，以至下部产出层状沸石层，大量浊沸石和葡萄石的生成，反映了下部岩石已经进入强烈地成岩后生作用晚期阶段，接近于变质带〔6〕。

这套厚度不大、但上下成岩变化差异又极为明显，当然这和岩系的形成、变迁及它

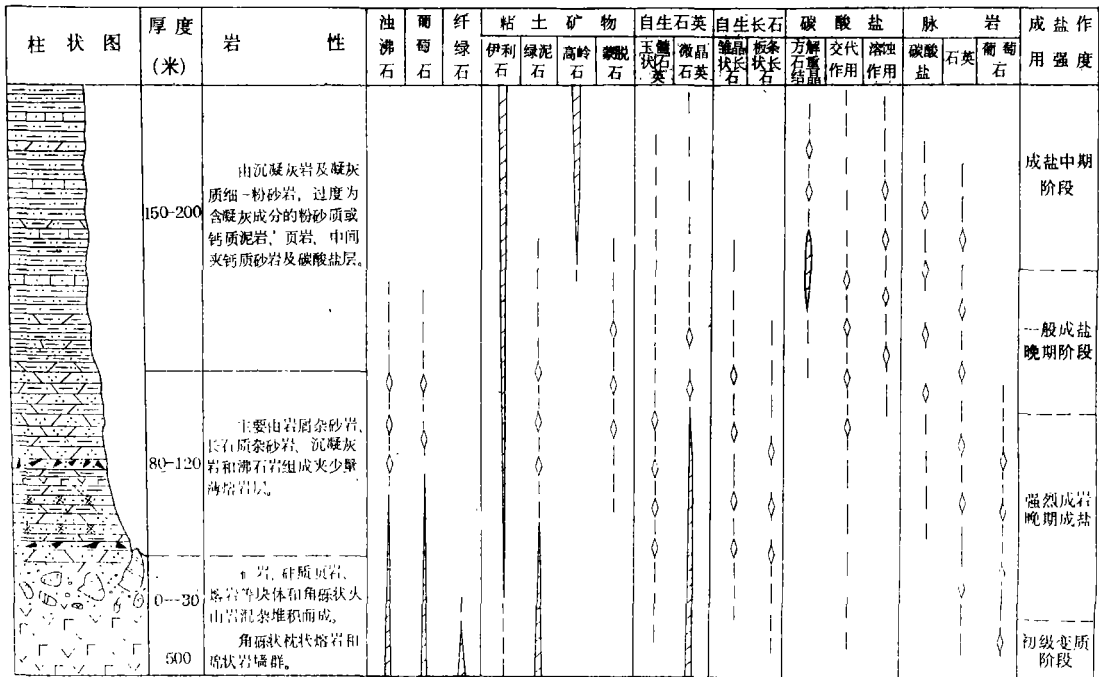


图3 西藏南部日喀则地区蛇绿质沉积岩成岩作用标志示意图

Fig.3 Diagenesis marks of the ophiolitic sediments in the Rikeze area, South Tibet

们所处的特殊地质背景有直接关系。该岩系是晚侏罗世末期，岛弧边缘重新裂开形成一系列小盆地后开始沉积的。盆地形成初期，由于受构造运动的影响，新洋壳形成过程中伴随着强烈的剥蚀作用，使沉积物来源极为充足，大部分碎屑物质没有经过远距离搬运，除底部大量出现各种岩块外，一般碎屑颗粒也比较新鲜，磨圆度差，相对厚度较大，反映其沉积速度较快。随着大洋不断扩张，盆地不断向北迁移，使其补偿能力逐渐减弱，沉积物颗粒变细，沉积速度也变缓。在漫长的迁移过程中，下部早期沉积物经过压实开始进入成岩阶段，虽然埋藏深度不大，但由于加上扩张期残余岩浆使洋底水温明显升高，新洋壳上部的沉积层由下而上受到热循环水影响，在有限的层序内远超过区域埋藏而导致的热梯度变化范围，进而在沉积层下部能出现较强的成岩变化，生成浊沸石、葡萄石和石英等矿物组合。

当印度板块向欧亚板块俯冲后，这些盆地很快进入海沟带，沉积体延续到深水区，在狭长的海沟带中，远洋和陆源的细屑物质同时被大量带入，沉积层迅速变厚，其组分变得更加复杂。随着水深和沉积厚度的增加，沉积物的埋藏深度也不断地增长，同时导致热梯度和压力梯度的增大，使沉积层开始产生一系列成岩变化，不过很快碰撞作用就随之而来，经过一定程度成岩变化的岩层，很快就脱离深埋，使最上部尚未压实的沉积层很快露出地表，因此它们所受的成岩变化自然就不那么强烈，多数呈泥岩状，许多不稳定的粘土矿物仍保存下来，如高岭石等。

在研究过程中曾得到赵宗溥教授的热心指导，谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 王东安, 1983, 地质科学, 127—135。
[2] 吴浩若, 1984, 地质科学, 26—33。
[3] 张旗等, 1982, 岩石学研究, 第一辑, 65—80。
[4] 周云生等, 1982, 地质科学, 30—40。
[5] W. V. 恩格尔哈特, 1982, 沉积物和沉积岩的成因, 地质出版社, 135—232。
[6] Aoyagi, K. & T. Kazama, 1980, *Sedimentology*, 27, 179—188
[7] Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R., *Origin of Sedimentary Rocks*, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, 1972, 558—568
[8] Hoave, J.M. et al., U.S.G.S. Prof., Paper, 501-c, 74—78.

DIAGENETIC DEUTEROGENIC CHANGE OF OPHIOLITIC SEDIMENTARY ROCKS AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE IN THE RIKEZE AREA, SOUTH TIBET

Wang Dongan

(Institute of Geology, Academia Sinica)

Abstract

In the famous Rigeze area of South Tibet, ophiolitic sedimentary rock series with thickness of hundreds metres, is extensively outcropped in the upper part of the Yaluzangbu ophiolite suite. It obviously deposits on the dark-purple or grey-green pillow-shaped lavas and sheeted dikes and belongs to the late Jurassic and early Cretaceous age.

The ophiolitic sedimentary rocks can be divided into three sections from bottom to top:

1. Ophiolitic slumping deposits;
2. Ophiolitic clastic deposits with zeolite layer;
3. Fine-clastic tuffaceous mudstones with carbonatite layer.

The main rock types are ophiolitic slumping accumulation rocks, ophiolitic gray wackes, zeolite, tuffite, tuffaceous silty mudstones, carbonatite, ect.

As the rock series has a close relation to the ophiolite suite, the source of deposits is mainly from the underlying basic lava, denudation materials of sheeted dikes and differentiated materials of contemporaneous volcanic-lava. However, a lot of terrigenous components have gradually been to the

upper part of the rock series.

These complex sediments underwent different chemical and physical actions on the unique geological background in the whole diagenetic process. As a result, distinct changes of the original sediments took place. They are mainly as follows:

1. Formed by the differentiation of volcanic materials and the disintegration of basic lavas, the clay minerals have changed into illite and chlorite, with the exception of a little remaining montmorillonite and kaolinite. This kind of stable clay-mineral compositions shows that they have been in the late stage of diagenetic deutero-genesis.

2. In the whole rock series, though there is less carbonatite, it has commonly recrystallized. The strong resorption and replacement of other clasts in rocks can obviously be seen, and the boundary of grains is vague and bay-like. Some horse-stones of volcanic clastic rocks are almost replaced by carbonatite. In addition, most of the clasts have the shadow structure of original grain outline and every grain around the replacement remains forms into a "cross extinction lump."

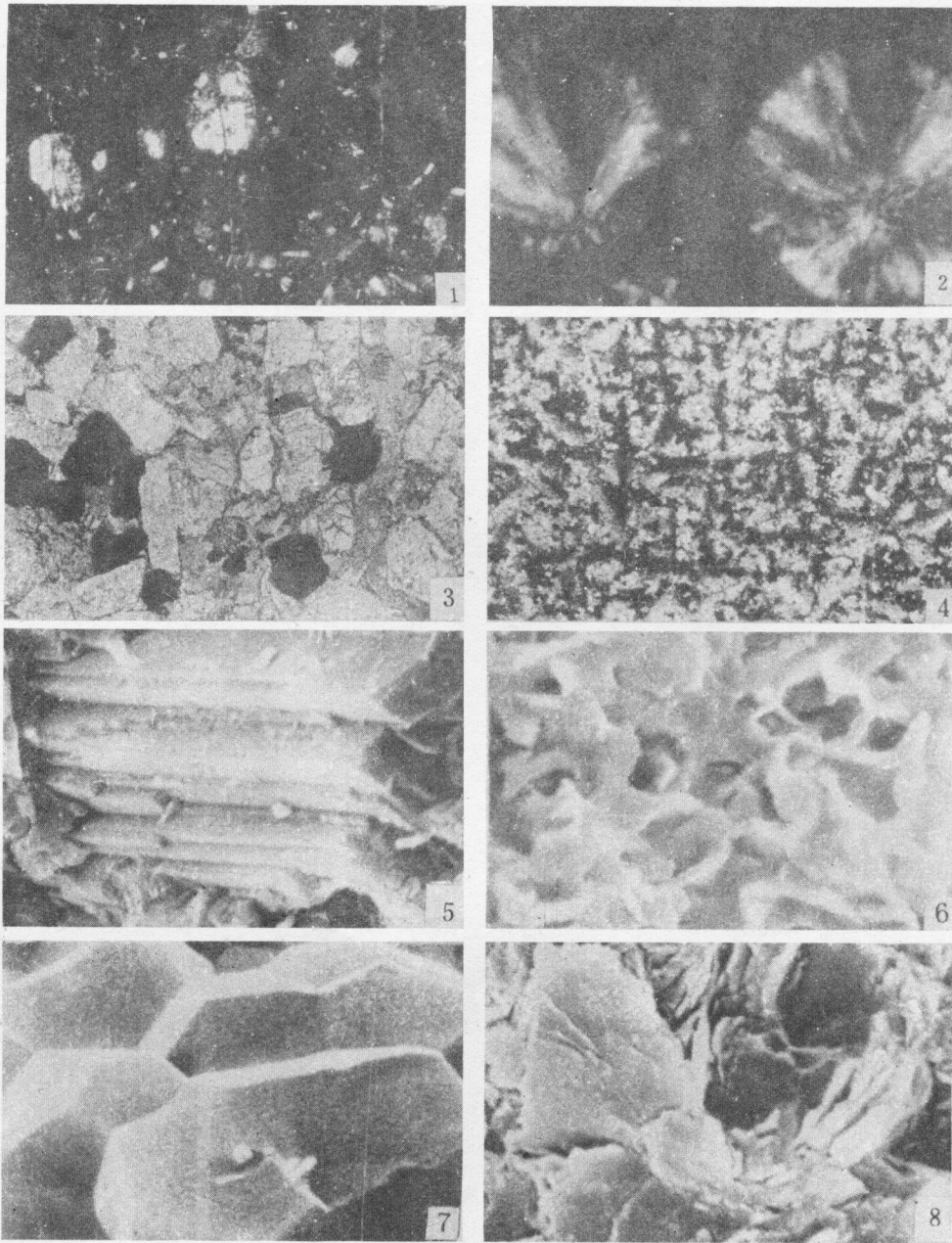
3. A large amount of volcanic glass in the lower sediment-tuff has changed into microlitic quartz or chalcedonite quartz, but some still have irregular appearance specifically possessed by volcanic glass, while radiolarian siliceous rocks in tuffite bed are composed of siliceous ooze. Its opal and cristobalite, through dewatering, compressing and burying, changed into chalcedonite, and then became chalcedonic quartz and microlitic quartz. After being filled with siliceous materials, a large amount of radiolarian in radiolarian siliceous was crystallized into chalcedonite quartz. Microlitic quartzs are of good euhedral crystal under the scanning electron microscope.

4. In the lower part of the rock series, besides scattering zeolite discovered in graywacke also a few layers of zeolite rocks, which are composed of laumontite, authigenic prehnite, quartz, etc. According to the characteristics of mineral composition, the laumontite is composed of plagioclase and volcanic rocks which formed in the diagenetic process.

In this special sedimentary strata, the change of diagenesis becomes greater and greater from top to bottom. The upper sedimentary bed is in the mudstone form. A great amount kaolinite is still reserved in clay minerals. With the depth increasing most clay minerals were transformed into illite and chlorite, and a lot of volcanic glass and authigenic quartz had been transformed into illite and chlorite, and a lot of volcanic glass and authigenic

quartz had been transformed into chalcedonite quartz or microlitic quartz. At the same time, microlitic authigenic formed, too. Scattering zeolite minerals began to appear until some typical minerals of the late stage of diagenesis dueterogenesis appeared, such as laumontite and prehnite. These mineralogical changes represent a complete diagenesis. Although this sedimentary rock series is not very thick, its diagenesis changes are great. The factors influencing the diagenesis temperature, pressure, ect. are quite complicated. Besides the buried depth, these complex factors are also related to the increase of the water temperature of ocean floors during the spreading time.

To sum up, it can be seen that the diagenesis change of this rock series somehow reflects the formation, development and migration of some tensile basins along the arc-island margins formed with the formation of the new ocean crust after the respliting of arc-island margins.



1. 沉凝灰岩中的晶屑，正交 $\times 77$ 2. 沉凝灰岩中硅质放射虫重结晶成玉髓状石英，正交 $\times 110$ 3. 蛇绿质杂砂岩，单光 $\times 66$ 4. 交代成因的碳酸盐，保留原来的外形和光性，正交 $\times 37$ 5. 结晶较好的板条状浊石，扫描电镜 $\times 2400$ 6. 蒙脱石的结晶形态，扫描电镜 $\times 15000$ 7. 沉凝灰岩中，硅质富集处石英呈良好自形晶，扫描电镜 $\times 1000$ 8. 伊利石和绿泥石的结晶形态，扫描电镜 $\times 4700$