

1. 地形和地貌的定义及差别;

地形：强调的是地球表面的起伏（高程）变化，重视局部的几何因素，例如鞍部地形、平坦地形等。

地貌：强调的是地物的整体形态，有时还要涉及地物的物质组成、成因历史及发展变化，如冰主要体现在物质组成，川地貌、河流地貌等。

差别：地形更侧重于地表的高低变化，而地貌则包括了地表形态的类型、成因和演化。

2. 大陆边缘的类型及定义

大西洋型大陆边缘：由水深不断增加的大陆架、大陆坡和大陆隆（裙）组成，相应的海岸为后缘海岸，又称被动大陆边缘。

太平洋型大陆边缘：除大陆架、大陆坡外，其组成部分还有海沟—岛弧—弧后盆地（边缘海盆）体系，相应海岸称为碰撞海岸或前缘海岸，又称主动大陆边缘和活动大陆边缘。

定义：大陆边缘是陆地和大洋之间的过渡带，既是大洋沉积物的“源”，也是大陆物质沉积的“汇”，又是社会与经济最为繁荣的地带

3. 对海岸带的理解:

海岸带是大陆边缘的一个特定地带，

（狭义）概念是指特大高潮线至浅水波半波长水深的范围，即从波浪开始作用海底的深度起算向陆地到风暴浪所能到达的地带。

广义海岸带是指特大高潮线至陆架外缘（理由是海面变化）。

4. 洋壳与陆壳的区别;

洋壳和陆壳的岩石类型和化学组成不同： π 洋壳主要由玄武质岩石及超镁铁岩石组成，而陆壳则以巨厚花岗岩质岩石为特点。

对洋壳和陆壳岩石标本的化学分析表明，陆壳比洋壳多 Si, K, 少 Fe, Mg 和 Ca。如 SiO_2 的含量，洋壳不足 50%，而陆壳在 60% 以上；再如 K_2O 的含量，洋壳仅为陆壳的 1/7。故在地球化学特性上，洋壳比陆壳低硅、碱，高铁、镁。且陆壳相对富集大离子亲石元素，亏损高场强元素

5. 蛇绿岩套的定义;

定义：蛇绿岩是一种特殊的镁铁质岩至超镁铁质岩组合。
完整的蛇绿岩套剖面：

① 镁铁质火山杂岩：以拉斑玄武岩为主的枕状熔岩，其顶面与深海沉积物穿插，再上部则全被深海沉积物所覆盖。

② 镁铁质席状岩墙杂岩：是以辉绿岩为主、彼此平行的岩墙群，其以单侧冷凝边为特征。

③ 辉长杂岩：一般具有堆晶结构，通常包含堆晶的橄榄岩和辉石岩。

④ 超镁铁质杂岩：由不同比例的方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和纯橄岩组成，并或多或少地发生了蛇纹石化。

6. 大洋沉积物的定义与分类;

定义：大洋沉积物是指沉积在水深大于 2000m 的沉积物。

大洋沉积物的分类方法很多，大多是用粒度、成分、形成过程描述，或把他们结合起来进行分类。

① 褐粘土（生物源物质含量小于 30% 的岩石成因物质）

② 自生沉积物（绝大部分由在海水中结晶的矿物组成、如钙十字沸石和锰结核）

③ 火成碎屑物（来自火山爆发的物质）

④生源沉积物（含有 30%以上来自生物的物质），包括：①有孔虫软泥（含 30%以上的钙质生物源物质，大部分为有孔虫，通常称为抱球虫软泥）；②白垩（微体浮游生物）软泥；③硅藻软泥（含有 30%以上的硅质生物源物质，大部分为硅藻）；④放射虫软泥（含有 30%以上的硅质生物源物质，大部分为放射虫）；⑤珊瑚礁碎屑（从珊瑚礁崩落到深海底的物质）：珊瑚砂、珊瑚泥。

7. 洋壳岩石的组成：

洋壳分为三层，即层 1、2、3。层 1 为沉积层，厚约 0.4km；层 2 为玄武岩、辉绿岩层，厚约 2.1-3.4km；层 3 为辉长岩层，厚约 6.1km。

层 2 又分为三个亚层，即层 2A、2B、2C。根据少量样品及地震数据确定，2A 厚 0.3-0.9km，由碎裂玄武岩组成，可能出现枕状及块状玄武岩。2B 为枕状熔岩，但岩枕的直径减小，枕之间充填了粘土及碳酸盐，厚 0.5-1.2km。层 2C 为辉绿岩岩墙及块状玄武岩，厚 1.3km。层 3 为辉长岩，其矿物及化学成分变化很大，可能是洋中脊轴部玄武岩岩浆房内缓慢结晶作用和分异作用形成的。

8. 海底扩张说的主要内容及证据：

大洋岩石圈因密度较低，浮在塑性的软流圈之上，是可以漂移的；

地幔温度不均匀而导致密度不均匀，结果在软流圈或整个地幔中引起对流；较热的地幔物质向上流动，较冷的则向下流动，形成环流；

年轻的洋壳新生于洋中脊处；

洋壳在洋中脊两侧对称分布，距洋中脊越远洋壳越老；

先形成的老洋壳到达海沟处向下俯冲，潜没消减在地幔中，成为软流圈的一部分；

洋壳始终处于不断产生与消亡的过程中，它永远是年轻的。

证据：①地磁场转向和古地磁年表：②海底磁异常条带

2) 深海钻探所揭示的海底年龄 3) 转换断层的发现和证实

9. 板块构造说的基本内容：

- 地球表面可以划分为粘性较大的岩石圈和粘性较小的软流圈；
- 岩石圈本身被各种类型的构造活动带（洋中脊、俯冲带、转换断层等）分割成若干个刚性薄板状块体，称为板块；
- 这些板块沿着岩石圈与软流圈之间的界面发生长期、缓慢而规模巨大的水平位移；
- 板块在洋中脊处拉开，形成新的洋壳并发生相离运动；板块在海沟处发生俯冲削减，使陆壳逐步增长并导致大洋盆地缩小以致完全封闭；
- 板块运动的主要原因在于地幔对流

10. 洋中脊玄武岩的成因：

地幔对流和板块运动：洋中脊是地球上岩浆活动频繁的地带，地幔的热对流在洋中脊处上升，导致地幔物质部分熔融，形成新的大洋地壳。

地幔物质的熔融：在洋中脊发生快速拉张时，热的软流圈地幔上涌，由于上涌速度快，在软流圈地幔快速到达浅部时发生部分熔融，形成玄武岩。

地幔柱与洋中脊的相互作用：地幔柱物质可能直接运移到洋脊下方发生熔融，形成富集型洋中脊玄武岩 (E-MORB)

11. 洋中脊玄武岩的类型和分布：

洋中脊玄武岩根据其微量元素组成可以划分为 N-MORB, T-MORB 和 E-MORB。

相比全球范围内广泛出露的 N-MORB, E-MORB 主要沿一些特殊洋脊段集中分布。

在超慢速扩张的西南印度洋中脊和北冰洋 Gakkel 洋脊，E-MORB 的分布密度较大。E-MORB 倾向于在慢速-超慢速扩张洋脊分布

12. 地幔端元的类型；

(1) 亏损地幔(DM)，(2) I 型富集地幔(EM I)，(3) II 型富集地幔(EM II)，(4) 高 U/Pb 比值型地幔(HIMU)，(5) PREMA 地幔，(6) FOZO 地幔集中带。

13. 海洋灾害地质的概念、类型与成因；

关于海洋地质灾害的范畴，将对各种海洋工程具有直接危害或潜在性危害的，或者能够产生障碍的各种地质因素（包括地貌因素）统称海洋灾害地质。

类型：

灾害性地质因素：浅层高压气、海底滑坡、海底滑塌、活动断层、海底活动沙波、泥丘等；

限制性地质因素：埋藏古河道、载气沉积物、海底沙波、沙丘、海底沟槽、麻坑等

成因：自然成因和人为成因

14. 海洋沉积物的基本特征；

海洋沉积物是各种海洋沉积作用所形成的海底沉积物的总称。

(1) 陆源沉积物来源特征：陆源、内源、生物源和火山源。

(2) 沉积物的矿物组成特征：陆源碎屑矿物和自生矿物。

自生矿物往往是很好的指相标志，如海绿石和鲕绿泥石都是正常海相的标志性矿物。

(3) 沉积物的微量元素特征：

一些微量元素在海水中具有相对富集的情况，且常以吸附离子的形式保存于粘土等细粒沉积物中。此外，碳、氧同位素组成也有较大差别。

(4) 沉积物结构特征：沉积物结构是沉积物组分大小、形态和相互关系的统称，是环境（水）动力学的重要标志。

(5) 沉积构造特征：海洋沉积物中可以见到陆相沉积物中常见的各种沉积构造。

15. 大洋沉积的分布规律；

大洋沉积作用存在气候地带性、环陆地带性、垂直地带性以及构造地带性。

(1) 气候地带性 不同的气候带具有不同的温度和湿度，影响基岩风化（物源供给）、搬运方式等，从而与陆源沉积作用息息相关。不同的气候带及其所造成的大洋环流特点也控制了海洋生物的繁衍和分布。

(2) 环陆地带性 在环绕陆地的洋缘地带，广泛发育了陆源沉积；而在远离陆地的远洋地带，则沉积了深海粘土、钙质和硅质软泥等远洋沉积物。

(3) 垂直地带性 碳酸盐沉积最严格的服从于垂直地带性，常见于水深小于碳酸盐补偿深度的海域；相反，深海粘土总是分布在深水区。

(4) 构造地带性 海底扩张和板块运动导致洋底年龄从洋中脊轴部向两翼规律递增。

16. 热液和冷泉的分布及其探寻标志；

冷泉：普遍发育于主动大陆边缘和被动大陆边缘，并伴随大量自生碳酸盐岩、泥火山和麻坑等较为宏观的地质现象。

②甲烷浓度异常，溶解无机碳浓度及 C 同位素异常，Ca²⁺、SO₄²⁻浓度降低也是重要的特征。

③冷泉区大量生物群落的发现对于研究深海极端环境下的生物和生命过程有重要的价值，也是探索深部生物圈的一个重要窗口

④冷泉碳酸盐岩是冷泉的重要标志，同时也是海底埋藏型天然气水合物形成的重要地质现象，

⑤甲烷排溢系统也是海底渗漏现象，以强烈的甲烷气泡柱向海底喷溢。

⑥羽状流、⑦水合物脊，又称为水合物海岭。

17. 水合物分解、冷泉渗漏与温室气候的关系；

现代海底赋存的水合物分布范围约 4000 万 km²，占海洋总面积的 10%，水合物中甲烷体积分数占 80%-99.9%，1m³水合物分解将释放约 164m³的甲烷。研究表明，甲烷的温室效应是二氧化碳的 25 倍左右，当今大气中的甲烷使全球表面温度比没有甲烷存在时升高 1.3K。当海底气体水合物分解甲烷渗漏时，甲烷或其氧化产生的 CO₂ 进入大气圈会造成异常高的 CO₂ 分压并产生强烈的温室效应，引起全球气候变暖。

18. 冷泉渗漏与碳循环的关系；

冷泉渗漏流体中的甲烷或石油重烃类化合物具有显著较负的碳同位素组成，局部的甲烷渗漏可以导致围岩中的碳酸盐和有机质的碳同位素组成变轻。大面积海底沉积物中气体水合物分解时，渗漏甲烷释放到海洋—大气系统，进而导致地表系统的碳储库 ¹³C，最终被海相和陆相碳酸盐与有机质记录下来。在地质历史时期，水合物的分解常常引起全球性碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 的负偏。

19. 海底热液活动及其多金属硫化物的调查模式；

进行海底热液活动及硫化物资源调查，可按一定的方法和步骤进行，其调查模式为：确定调查靶区；寻找热液异常；发现热液目标；建立热液模型；建设监测网站；完成资源初评，即“两阶段六过程”调查模式。

20. 海山的特征及其分布规律；

在板内火山作用的无规则非线性过程背景下，海底火山的分布均显出不均匀性。但火山高度分布和分布密度显示一定的规律性并同岩石圈年龄相关。

在世界大洋范围内，高度在 1-2km 的海山占优势，它们占总数的 68%。在太平洋，1-2km 高的海山占 68%，大西洋占 53%，印度洋占 84%。

在各大洋中均发现随着大洋岩石圈的变老，小海山百分比下降而大海山百分比增加。而且，在任何年龄的岩石圈上均以小海山居多。

高过 3km 的高海山数目相对减小(15.3%)。

在 3 大洋洋盆内海山分布密度平均值相近。

海底火山高度分布和分布密度的分析结果证实板内火山作用同大洋岩石圈演化有相关性。

21. 海山的分类；

海山的地质构造不尽相同，基于海山的构造特征可将其分为三类。

1) 板块内海山，2) 大洋中脊海山，3) 岛弧海山。

基于海山山顶到海表面的距离，可将其分为三类。

1) 浅海山，2) 中等深度海山，3) 深海山。

22. 海洋砂矿的定义及其类型；

主要是在海洋水动力等因素的作用之下，具有工业价值的重矿物在有利于富集的海底地貌部位形成的一种固体矿产资源。

按地质环境，海洋砂矿可分为滨海砂矿和浅海砂矿两大类。

23. 砂矿的成矿控制因素；

（一）源岩类型

源岩对砂矿的矿物组合起决定性的控制作用。

岩浆岩的有用矿物丰度高，变质岩次之，而沉积岩最差。

原生源的有用矿物丰度越高，补给面积越大；源岩剥蚀厚度越大，形成砂矿的可能性也越大，反之则越小。

砂矿形成的规模，可用富集成矿系数和原生源面积这两个参数来预测。

（二）气候条件、水动力因素

气候条件是决定岩石风化类型和剥蚀速度的重要因素之一。我国沿海从北向南，随着大气湿热度的升高，砂矿密度增加。

砂矿形成过程中，重矿物微粒的富集程度很大程度上取决于成矿环境的湿热度。在炎热湿润的气候条件下，物理-化学风化作用越强烈，风化壳越发育，越厚越广，对砂矿的形成越有利。

（三）海岸类型和地貌类型

海岸类型和地貌类型是控制形成砂矿的物质经历侵蚀、搬运、富集成矿的空间要素。

根据各类海岸的控制因素和已知砂矿在时空上分布特点，可将海岸分成：

- 成矿最有利海岸（港湾砂砾质海岸）
- 成矿较有利海岸（砂砾质平原海岸）
- 可能成矿海岸（港湾淤泥质海岸、红树林海岸及中小型三角洲海岸）
- 不利成矿海岸（平原海岸、大河形成的三角洲海岸、基岩海岸、珊瑚礁海岸及断层海岸）

24. 磷块岩的类型及其分布；

磷块岩主要形成于海底表层沉积物中

分布于水深达数百至数千米的陆棚、大陆坡、海山和海台等氧化-亚氧化环境中

磷块岩可分为大陆边缘型与海山型磷块岩

主要分布在：

- 太平洋东部陆缘区、西部陆缘区、海山与深盆区
- 大西洋东部陆缘区、西部陆缘区、海山与盆岭区
- 印度洋陆缘区、海山与深盆区