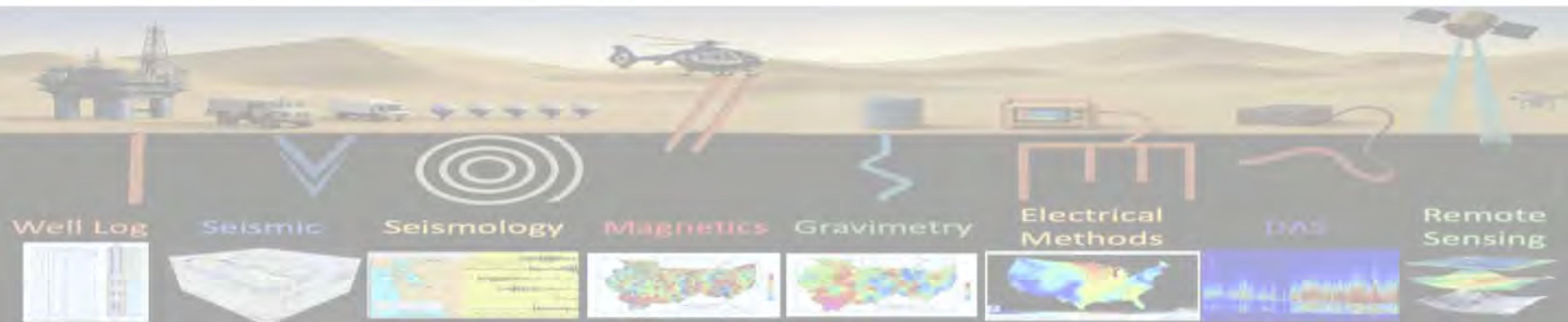


重磁电数据处理与解释

第一讲 绪论

中国石油大学（北京）地球物理学院
陈涛

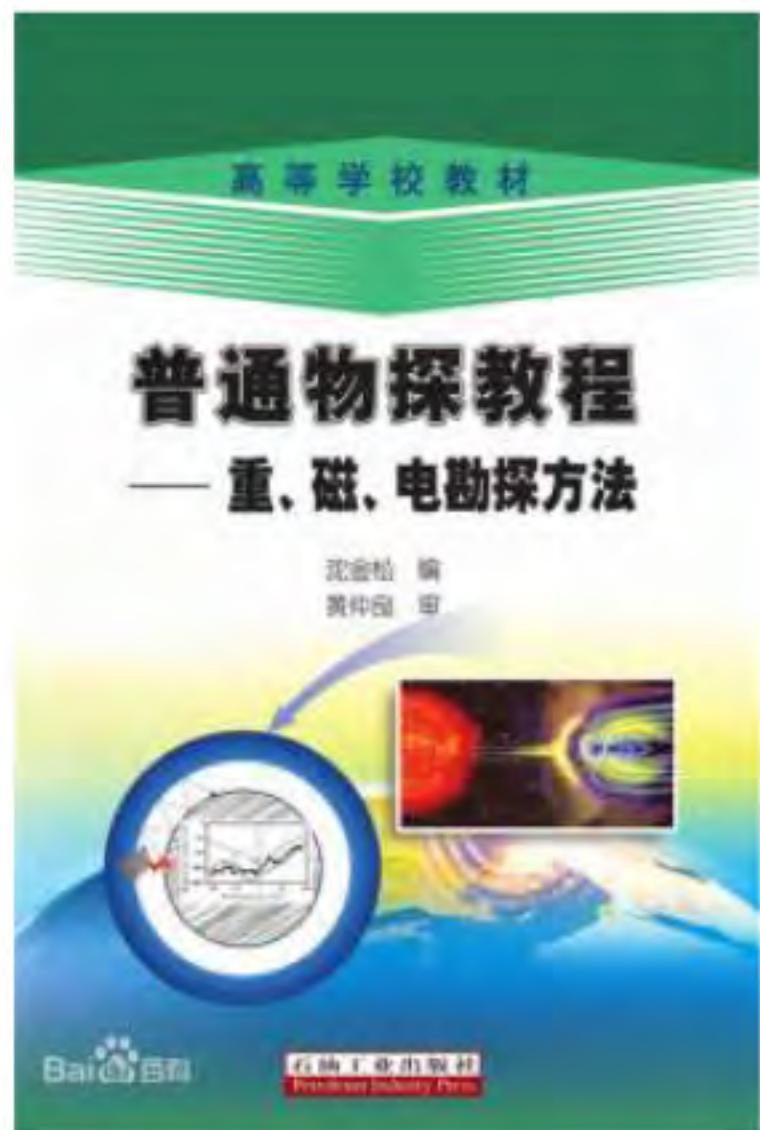
GeoGoku



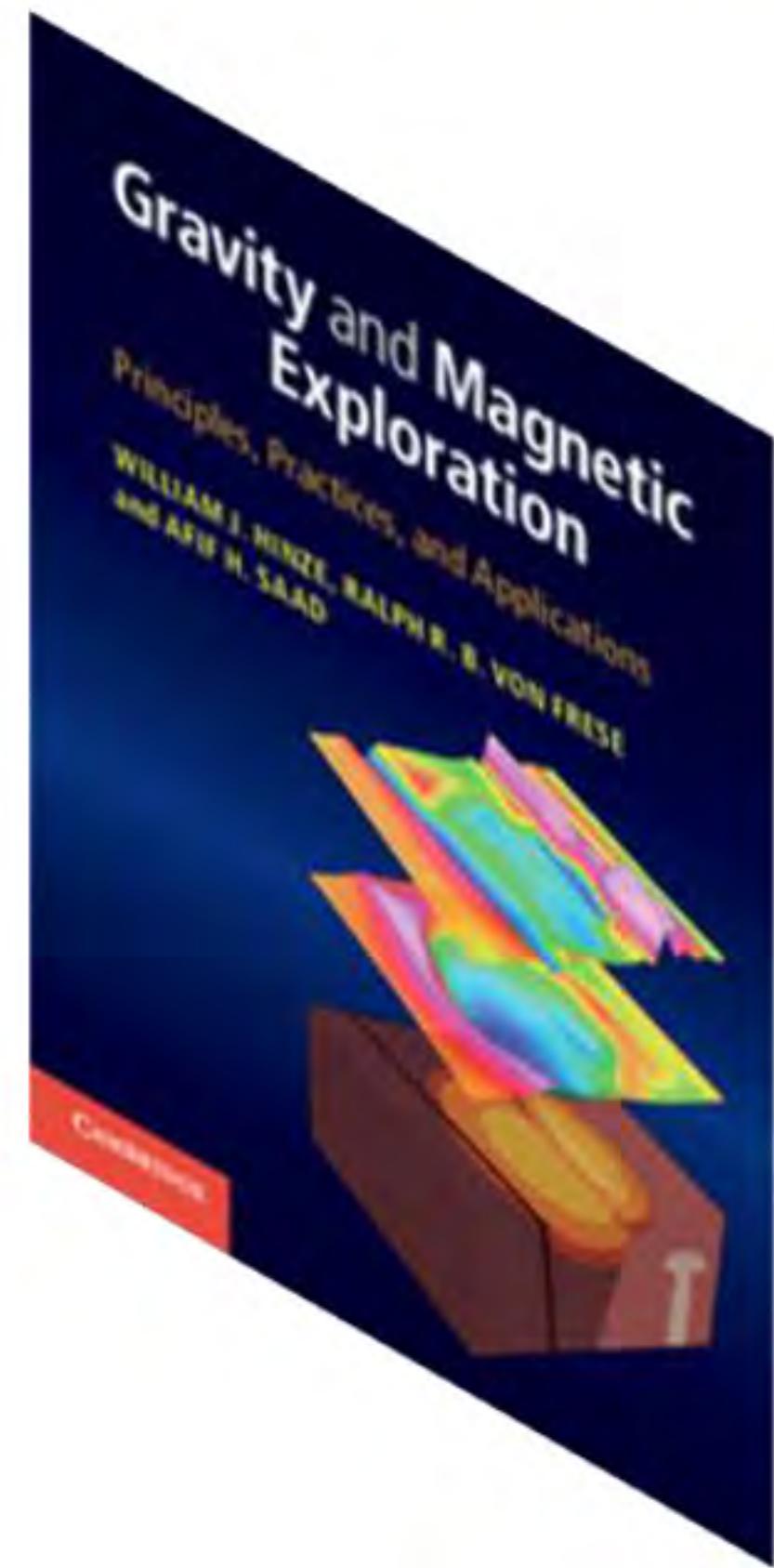
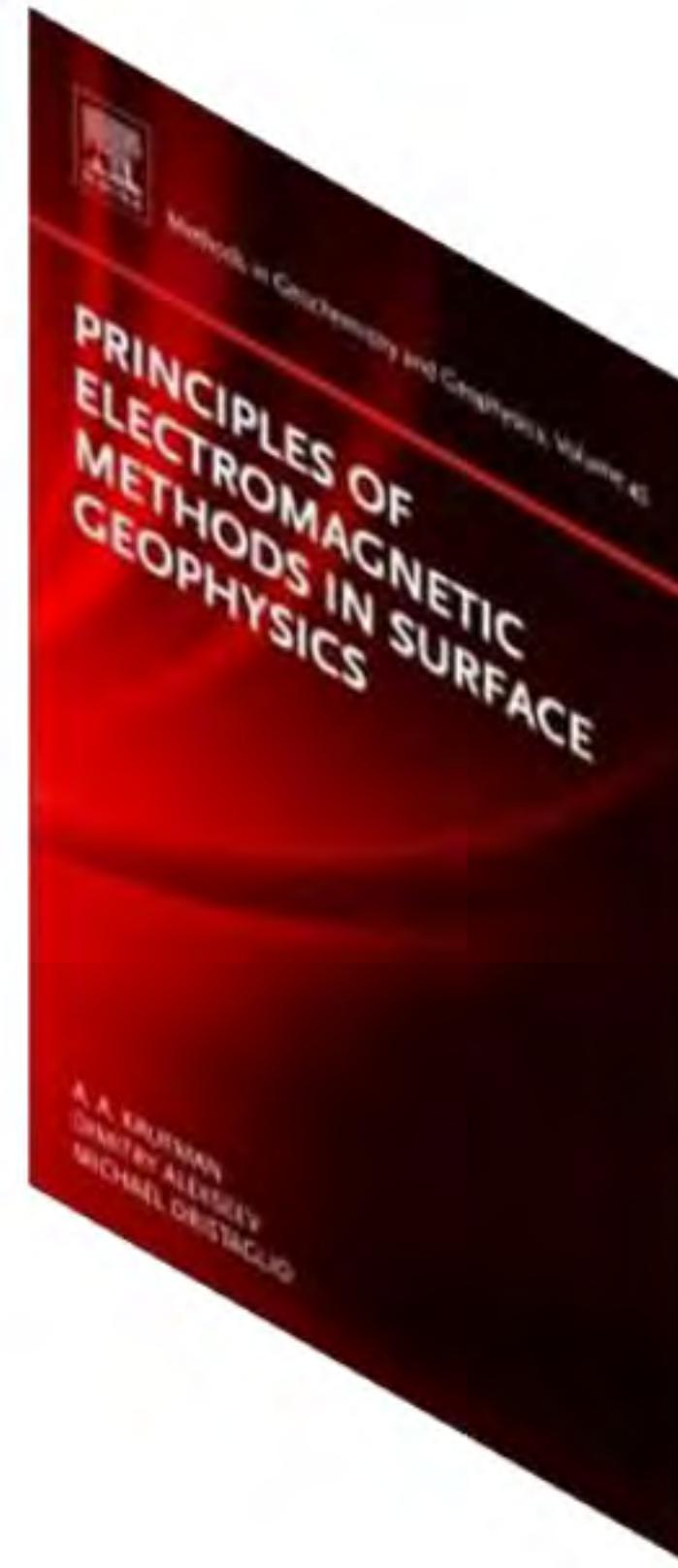
- 姓名: 陈涛
- 电子邮件: geophysics@aliyun.com (提交作业, 问题咨询)
- GitHub: <https://geogoku.github.io/> (发布作业, 课程资料)
- 办公室: 地质楼602北侧
- 答疑时间: 周三下午

教材

GeoGoku



参考资料



1、英文期刊：

《Geophysics research letters》

《Journal of Geophysical research》

《Geophysical Journal International》

《Geophysics》

《Reviews of Geophysics》等。

2、中文期刊：

《中国科学（D辑）》

《地球物理学报》

《地球物理学进展》

《石油地球物理勘探》

《石油勘探与开发》等。



考勤20%

平时作业20%

期末60%

■ 诊断证明

■ 文字作业

■ 闭卷

■ 编程作业

■ 建议和意见

缺勤三次及以上考勤为0分



关于编写程序

MathWorks® 产品 解决方案 学术 支持 社区 购买

帮助中心

搜索帮助中心 搜索中心 · Q

分类

- 入门指南
- MATLAB
- 编程
- 实时脚本和函数

使用实时编辑器创建交互式课程材料

下面是一个如何在课堂中使用实时脚本的示例。以下示例演示如何：

- 添加方程用于解释更多数学原理。
- 执行 MATLAB 代码的各个节。
- 插入插图以实现可视化。
- 使用按钮和图像提供互动消息。
- 使用 MATLAB 代码进行交互式动态。
- 使用输出说明理解主题。
- 使用实时脚本进行教学。

计算 $x^6 - 1$ 的所有根是什么？

为要解决的基本质数方程以解释更多数学原理，要添加方程，将光标插入选择卡并点击方程按钮。然后，从方程选择卡中选择符号和向量体。

首先我们探讨如何计算 $x^6 - 1$ 的根。计算 $x^6 - 1$ 的所有根意味着什么？ $x^6 - 1$ 的 6 次方根是方程 $x^6 - 1 = 0$ 的解。

对于平方根，很容易计算。值为 $x = \pm \sqrt{1} = \pm 1$ 。对于高阶根，则要困难得多。要计算 $x^6 - 1 = 0$ 的立方根，需要对方程 $x^3 - 1 = 0$ 求解。我们可以分解此方程以及和

$$(x - 1)(x^2 + x + 1) = 0$$

因此，做一个立方根是 1。现在，我们可以使用二次公式求解第二个和第三个立方根。

$$x = \frac{-b \pm \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}$$

计算立方根

要执行 MATLAB 代码的各个节，首先要选择编辑器选项卡，然后点击运行节按钮。输出与编辑它的代码显示在一起。使用章节的按钮创建节。

在示例中， a 、 b 和 c 都等于 1。其他两个根基于下列公式计算得到：

```
a = 1; b = 1; c = 1;
roots = [];
roots(1) = 1;
roots(2) = (-b + sqrt(b^2 - 4*a*c))/(2*a); % use the quadratic formula
roots(3) = (-b - sqrt(b^2 - 4*a*c))/(2*a);
```



关于编写程序

C:\Users\DELL\Documents\MATLAB\Examples\R2022a\matlab>CreateInteractiveCourseMaterialsExample>CreateInteractiveCourseMaterialsExample.mlx

实时编辑器 插入 视窗

新建 打开 保存 打印 转至 查找 文本 B I U M 代码 重构成 分节符 运行并前进 运行 节 运行到结束 步进 停止

Create Interactive Course Materials Using the Live Editor

The following is an example of how to use live scripts in the classroom. This example shows how to:

- Add equations to explain the underlying mathematics.
- Execute individual sections of MATLAB code
- Include plots for visualization.
- Use links and images to provide supporting information
- Experiment with MATLAB code interactively
- Reinforce concepts with other examples
- Use live scripts for assignments.

What does it mean to find the *n*th root of 1?

Add equations to explain the underlying mathematics for concepts that you want to teach. To add an equation, go to the **Insert** tab and click the **Equation** button. Then, select from the symbols and structures in the **Equation** tab.

Today we're going to talk about finding the roots of 1. What does it mean to find the *n*th root of 1? The *n*th roots of 1 are the solutions to the equation $x^n - 1 = 0$.

For square roots, this is easy. The values are $x = \pm \sqrt{1} = \pm 1$. For higher-order roots, it gets a bit more difficult. To find the cube roots of 1 we need to solve the equation $x^3 - 1 = 0$. We can factor this equation to get

$$(x - 1)(x^2 + x + 1) = 0.$$

So the first cube root is 1. Now we can use the quadratic formula to get the second and third cube roots.

$$x = \frac{-b \pm \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}$$

Calculate the Cube Roots

To execute individual sections of MATLAB code, go to the **Live Editor** tab and click the **Run Section** button. Output appears together with the code that created it. Create sections using the **Section Break** button.

In our case a , b , and c are all equal to 1. The other two roots are calculated from these formulas:

Zoom: 100% | UTF-8 | LF | 国标 |



关于编写程序

The screenshot shows a GitHub repository page for 'GeoGoku/TeachingResources'. The repository contains a single file named 'DC1D.ipynb'. The page includes a navigation bar with links for Product, Solutions, Open Source, Pricing, Sign in, and Sign up. Below the navigation bar, there are links for Code, Issues, Pull requests, Actions, Projects, Security, and Insights. The main content area displays the Jupyter Notebook file 'DC1D.ipynb'. The title of the notebook is 'ResistivityLogging1D'. A description below the title states: 'An interactive notebook application for learning the resistivity logging for different models'. A bulleted list of features follows:

- Plot potential curve in 1D
- Plot layered model and apparent resistivity in 1D
- Explore how potential and apparent resistivity change for different parameters in 1D
- 'Run All' to get the default result
- Plot lines the way you like by changing the plotting codes

Bugs and improvement: chenfacox@hotmail.com

Import packages

```
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
import copy
matplotlib inline
```

<https://github.com/GeoGoku/TeachingResources/blob/master/DC1D.ipynb>



关于编写程序

The screenshot shows a GitHub repository page for 'sustechgem/SimPEG_Demo'. The repository has 1 star and 1 contributor. A file named '3D TEM FWD Test / 3D TEM FWD Test.ipynb' is displayed, showing code for 3D forward modeling of time-domain electromagnetic data using SimPEG. The code includes instructions for generating a configuration file and creating a hashed password.

Code

Issues

Pull requests

Actions

Projects

Security

Insights

main / SimPEG_Demo / 3D TEM FWD Test / 3D TEM FWD Test.ipynb

Go to file

ipyngWang · Add Readme & commit · Last commit: Nov 3, 2020 · History

As 1 contributor

1.09 kB

Download 0

3D Forward Modeling of Time-domain Electromagnetic Data Using SimPEG

Bo Ouyang, Ke Wang, Dikun Yang (SUSTech)

This tutorial provides a template of 3D simulation of a TEM survey with a large loop source on the surface

How to run a Jupyter notebook from a remote server

Make sure jupyter notebook is installed on both the local and remote server

Step 1. Generate the configuration file

```
$ jupyter notebook --generate-config [non-root user]  
$ jupyter notebook --generate-config --allow-config [root user]
```

Step 2. Generate hashed password

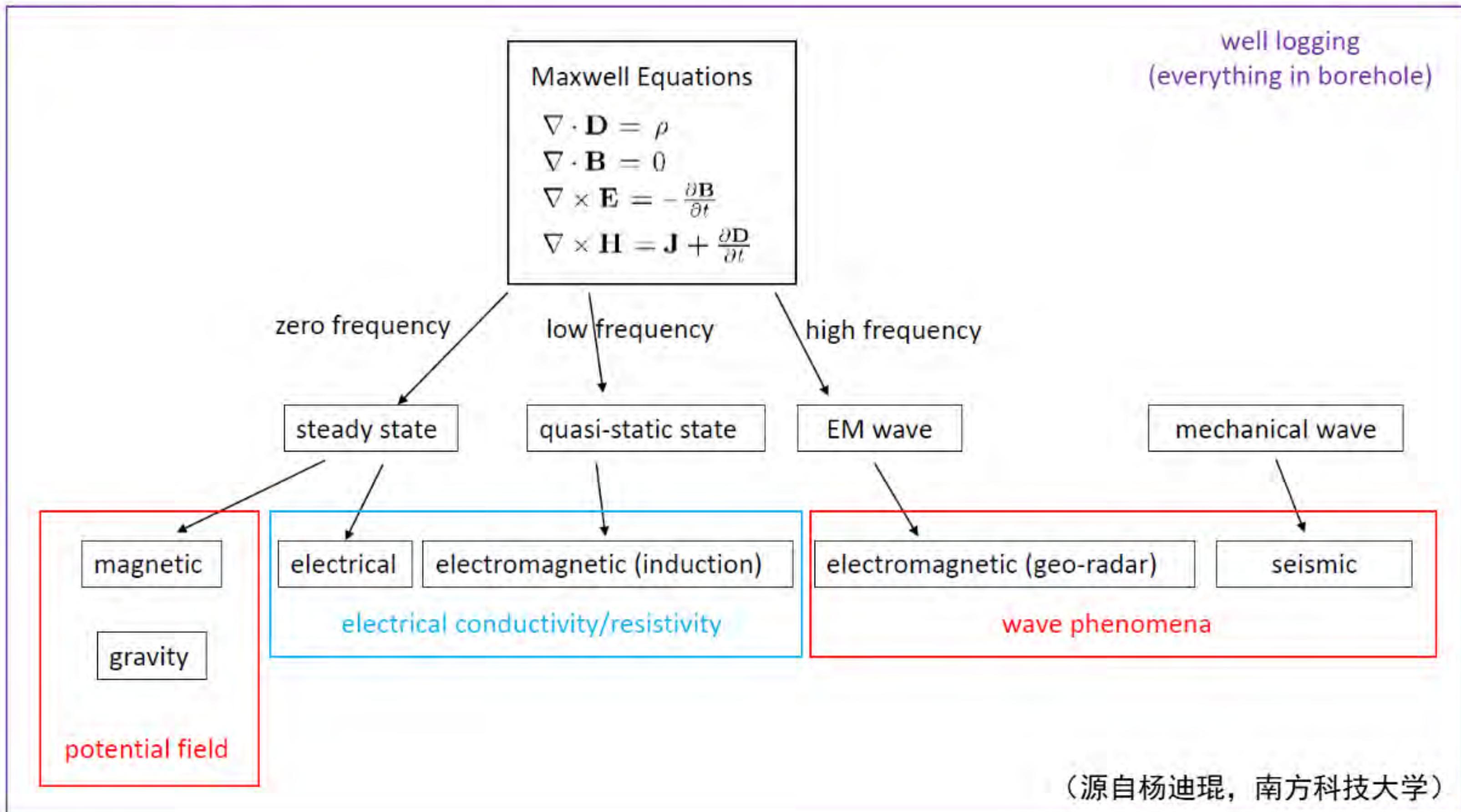
```
$ jupyter notebook password  
Enter password:  
Verify password:
```

https://github.com/sustechgem/SimPEG_Demo

《重磁电数据处理与解释》是《重磁勘探原理》和《电法勘探原理》的进阶与实践课程，其核心焦点从“理解概念”转向“实现原理”。本课程不再停留于阐述物理基础和勘探概念，而是深入重、磁、电方法的技术内核，系统讲解如何通过具体的算法和软件，将野外采集的原始数据转化为可靠的地下模型。将学习到从数据预处理、正反演计算到人机交互解释的完整流程，掌握将抽象理论转化为解决实际地质问题的核心能力，最终完成从理论思考者到勘探实践者的关键转变。

课程简介

GeoGoku



重磁
(
位场)

第一讲 绪论

第二讲 重力数据预处理

第三讲 磁力数据预处理

第四讲 重磁数据处理

第五讲 重磁数据反演

第六讲 重磁数据解释

电磁法
(
电法)

第七讲 电磁数据处理

第八讲 电磁数据反演

第九讲 电磁数据解释

□ 阐述你认为比较好的地球物理测量方式

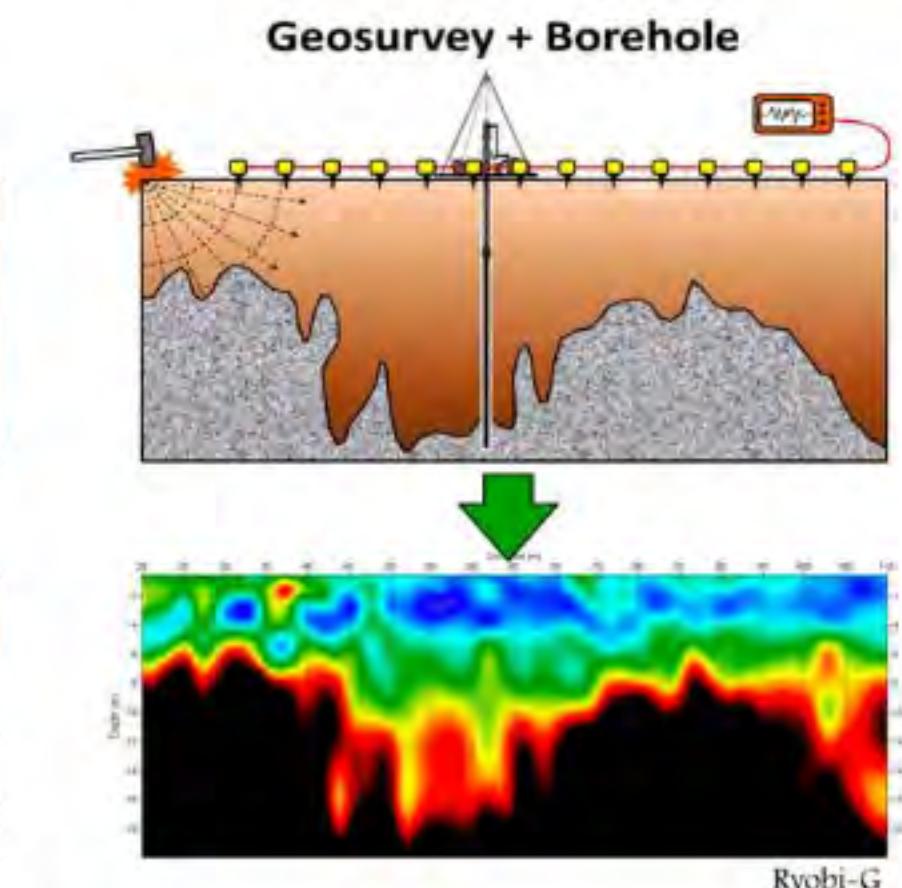
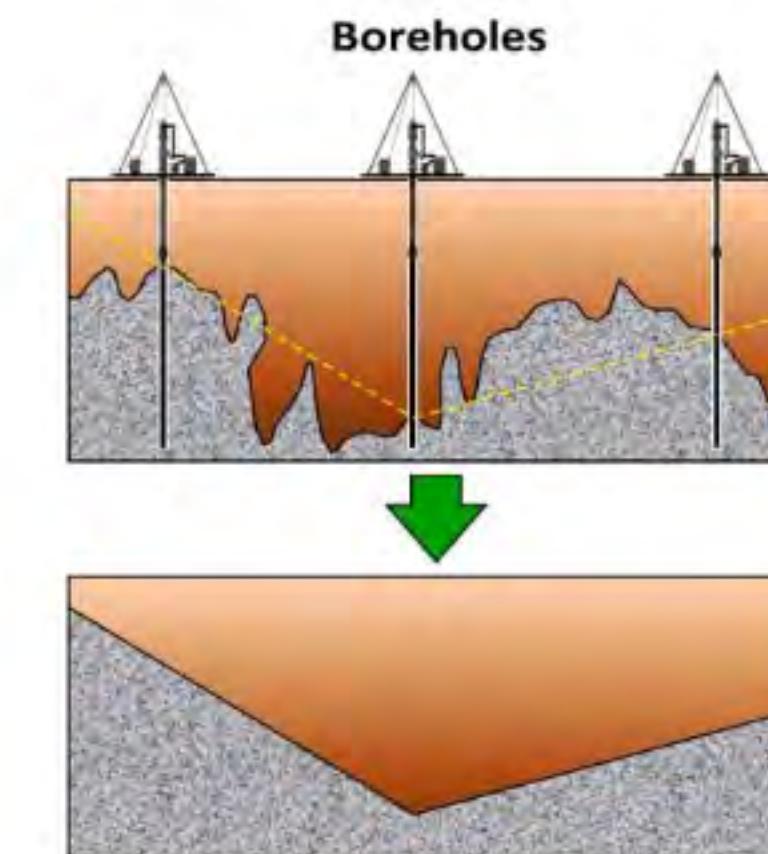
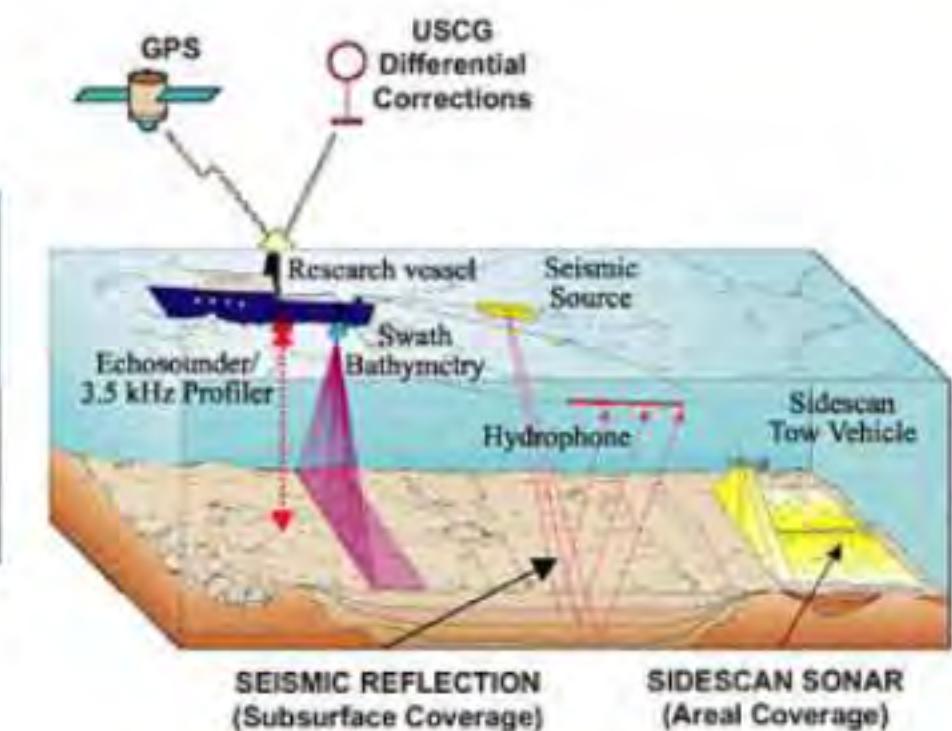
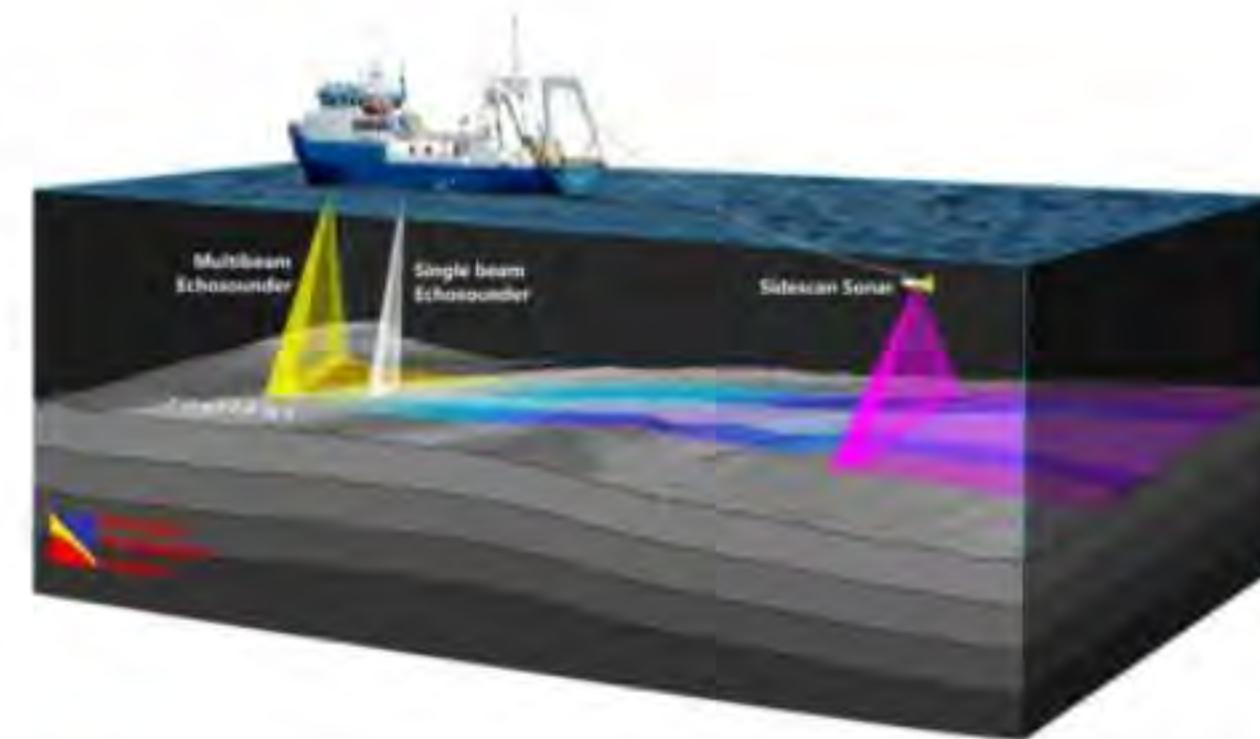
□ 地球物理数据处理流程



课前知识

GeoGoku

地球物理勘探通过从空中、地面或钻孔内测量、分析并解释地震、电、电磁、重力和磁场，来估算地下物理性质。



Ryobi-G

- 在地表进行地球物理调查是非侵入性的，能够以高效且经济的方式覆盖广阔区域，从而全面了解地下整体状况。这一特性有助于在后续地下勘探阶段优化钻孔和测深的位置，或在现有钻孔和测深之间进行合理插值。
- 地球物理方法具有坚实的可靠性，基于物理原理，对经验依赖较少。不同场景下的应用经验可以借鉴，如用于岩土工程的方法借鉴资源勘探（如石油、天然气）领域类似技术。
- 地表地球物理方法还适用于钻孔和测深操作困难或不宜实施的场地，例如砾石沉积层或污染土壤。许多地球物理测试设备高度便携，这使得在常规钻探设备难以抵达的地点（如茂密林区）进行测试成为可能。

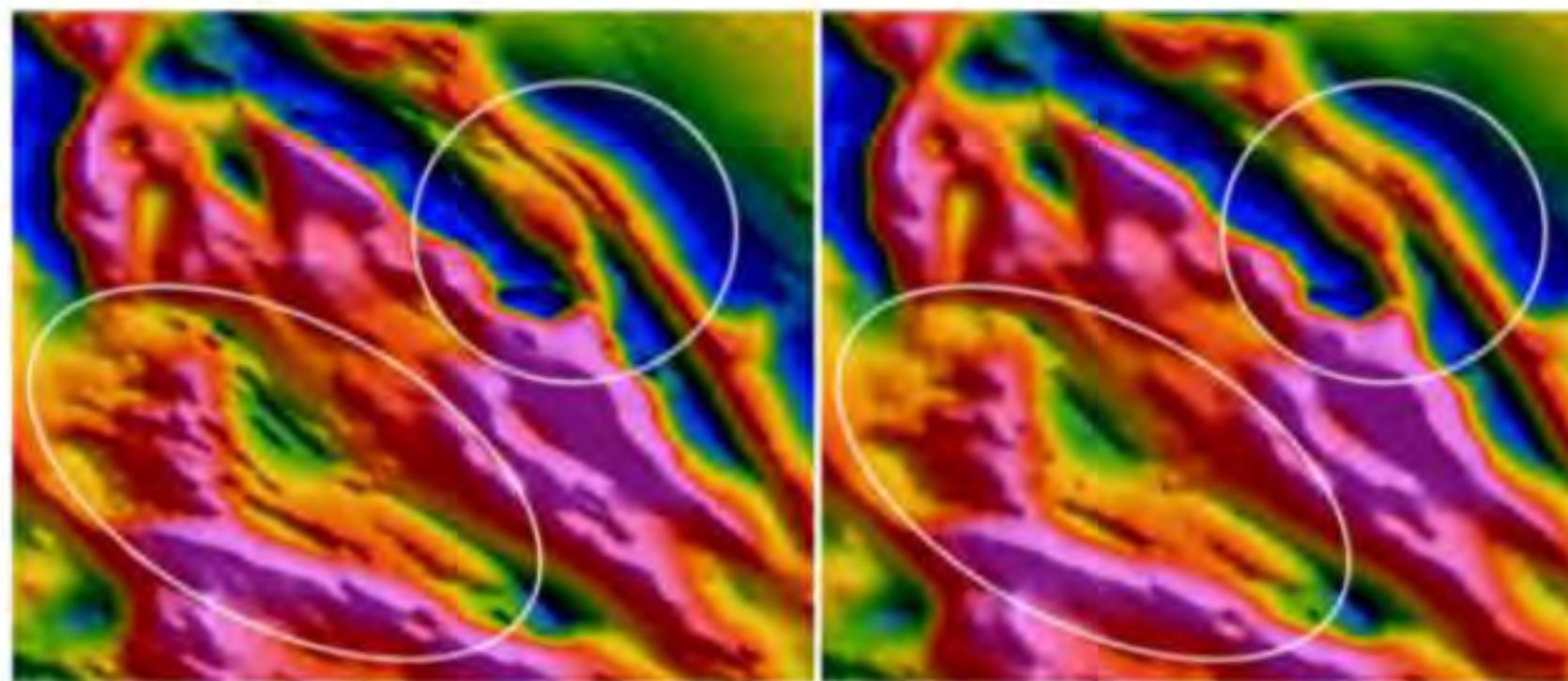
- 地球物理方法在以下条件下更易取得理想效果：(i) 岩性单元之间，或异常体与周边土壤及岩石之间，在地震、电学、电磁、重力或磁性属性上存在显著差异；
(ii) 目标地下特征相对于其埋深具有足够的尺寸，从而落入特定地球物理方法的探测范围之内。
- 许多地球物理方法的地下条件诠释并非唯一；对于地层序列、异常位置及尺寸，可能存在多种物理上可行的解释，这些解释均能产生相同的观测地球物理响应。例如，基岩地貌中的结构洼地、基岩内小型空气充填空腔，或较大水充填空腔，均可引发相同幅度的重力异常。
- 场地若存在坚硬表层覆盖较软弱层，或电阻率高层叠置于导电层之上，则会对诸多表面地球物理测试带来挑战。例如，由于混凝土路面相对于基层和地基材料的刚度显著更高，许多地震方法在其上的应用效果欠佳。

- 分辨率：对于特定地球物理方法而言，区分相邻目标所需的最小分离距离

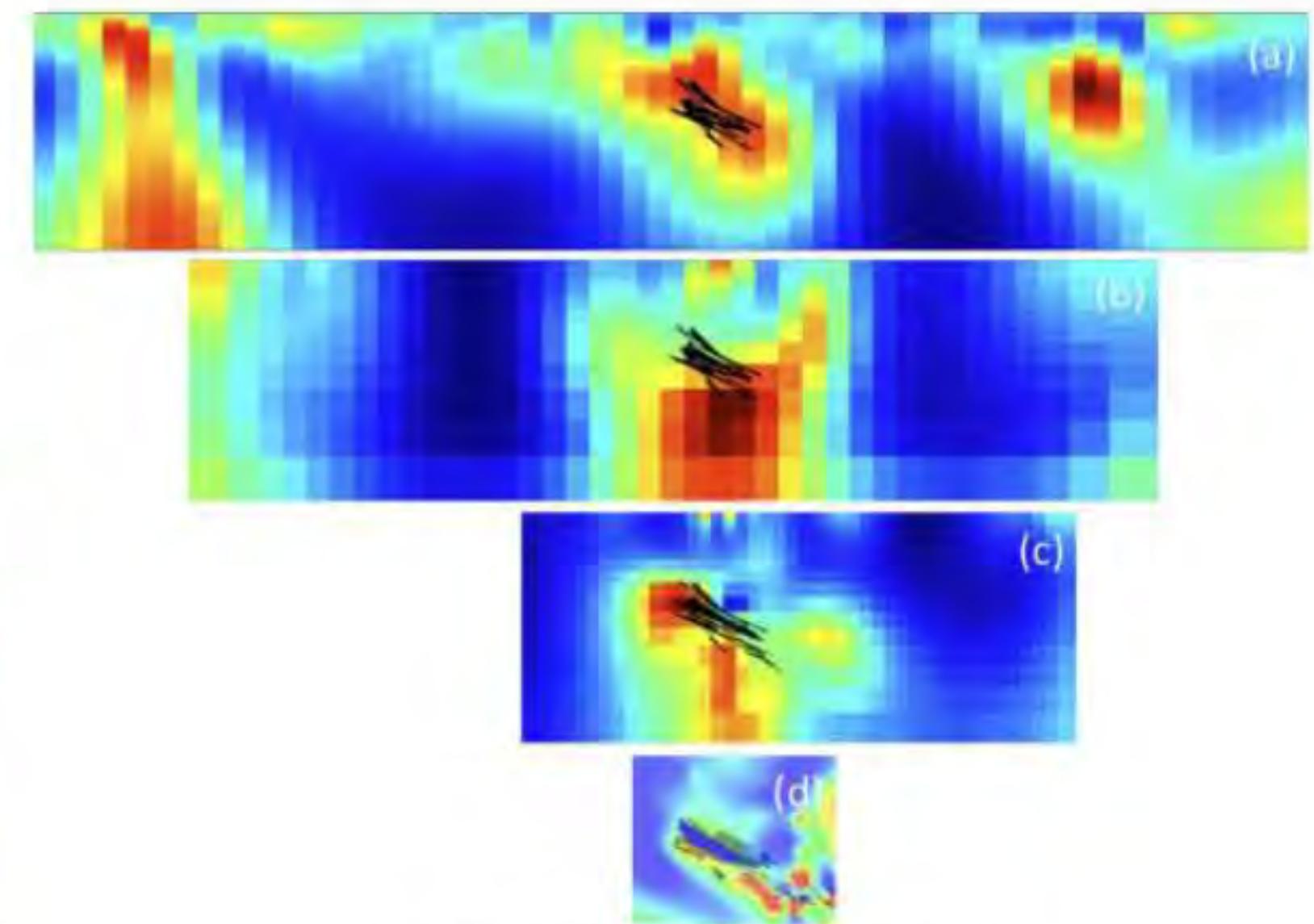
✓ 取决于对比度



✓ 通常取决于深度



重力梯度和重力



不同尺度EM数据反演结果

	Objective	Seismic		Electrical and Electromagnetic		Potential Field		
		Refraction and Reflection	Surface Wave	Resistivity	Electromagnetic	Ground-Penetrating Radar	Microgravity	Magnetometry
岩性、地层 基岩形态	Lithology and stratigraphy	✓	✓	✓	✓	✓		
地下水	Bedrock topography	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
破碎	Water table	✓		✓		✓		
剪切波速度剖面	Rippability	✓						
断层	Shear wave velocity profile		✓					
空洞	Fault detection	✓		✗	✓	✓	✓	
流体	Void and cavity detection	✓	✓	✗	✓	✓	✓	
铁	Subsurface fluid flow			✓	✓			✓
导电	Ferrous anomalies		✓		✓		✓	
腐蚀	Conductive anomalies		✓	✓	✓			✓
	Corrosion potential		✓					

Sources: Fenning and Hasan (1995), USACE (1996), Sirles (2006), FHWA (2006), Anderson et al. (2008)

第一节 重力知识回顾

1. 地球重力场

GeoGoku

地球的重力场是地球表面及其外部空间客观存在的一种物理场，它随空间和时间变化。

重力学研究重力随空间、时间的变化及变化规律

- 大地测量
- 地球内部构造
- 地球动力学
- 资源勘探（包含石油勘探）
- 工程环境等

1. 地球重力场

GeoGoku

重力组成：



$$\text{重力} = \boxed{\text{地球引力}} + \boxed{\text{惯性离心力}} + \boxed{\text{天体引力}}$$



微弱, 可忽略

1. 地球重力场

GeoGoku

重力单位：

在CGS单位制（克、厘米、秒）：

“ cm/s^2 ”，“伽”或“Gal”

$$1 \text{ cm/s}^2 = 1 \text{ Gal}$$

在SI单位制（千克、米、秒）：

“ m/s^2 ”，“g.u.”

$$1 \text{ m/s}^2 = 10^6 \text{ g.u.}$$

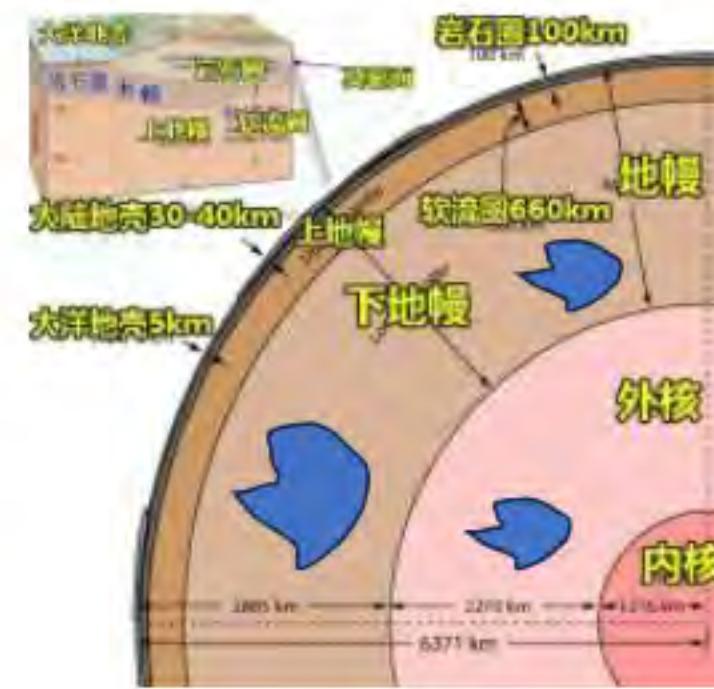


Galileo Galilei

1. 地球重力场

GeoGoku

重力空间变化的因素：



✓ 地球形状、地形：
引起约 6千
mGal 的变化；

✓ 地球自转：
重力有
3.4千
mGal 的变
化；

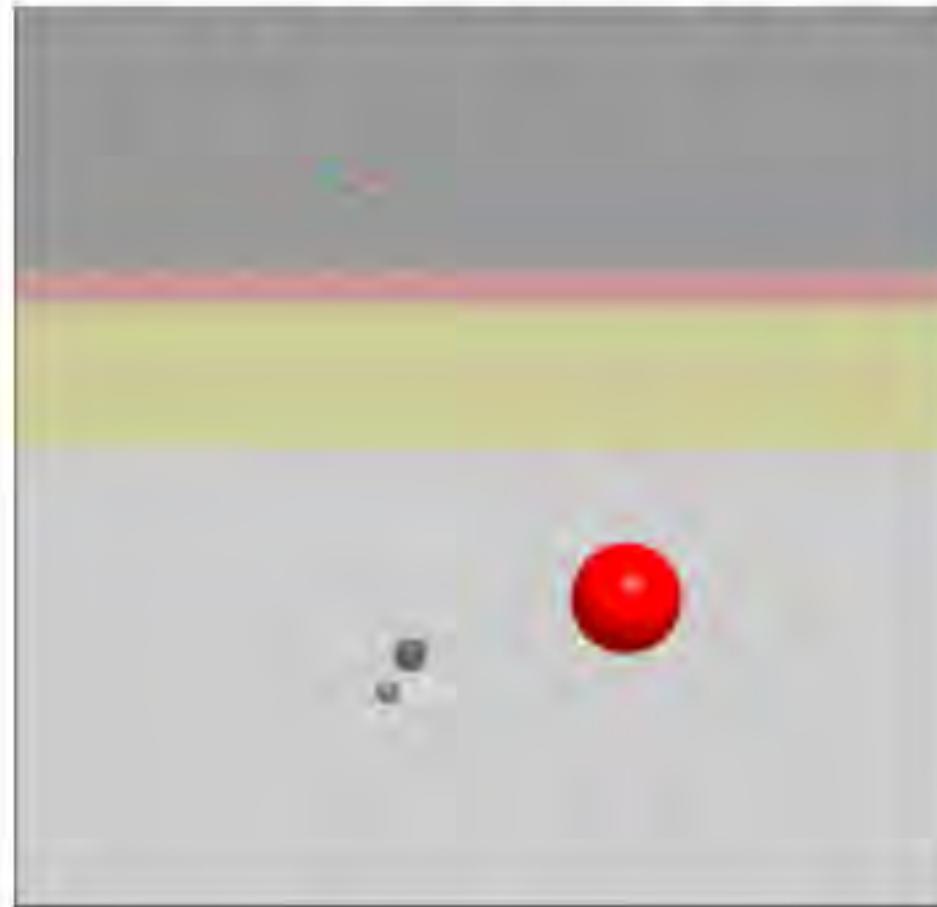
✓ 地下物质密
度分布不均
匀：能达到
几百 mGal
变化；

✓ 人类的历史活
动遗迹和建筑
物等。

1. 地球重力场

GeoGoku

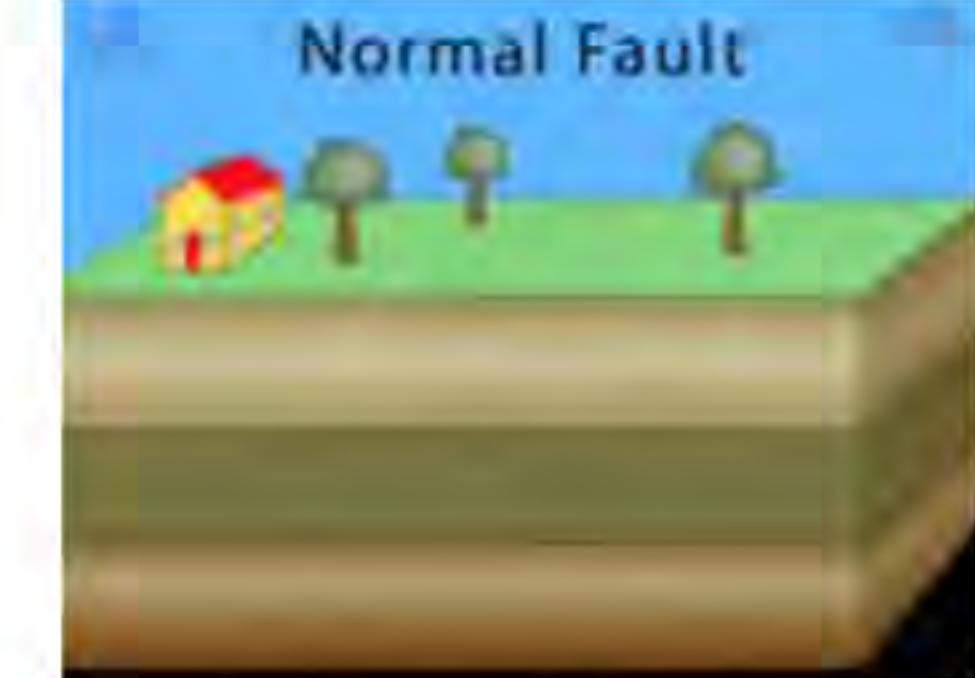
重力时间变化的因素：



外因



内因



内因

- ✓ **潮汐变化**: 太阳、月亮等天体引力引起的重力周期性变化，其大小可达 0.3 mGal ;
- ✓ **非潮汐变化**: 地球形状的变化和地下物质运动等引起的重力非周期性变化，其变化大小一般不超过 0.1 mGal 。

1. 地球重力场

GeoGoku

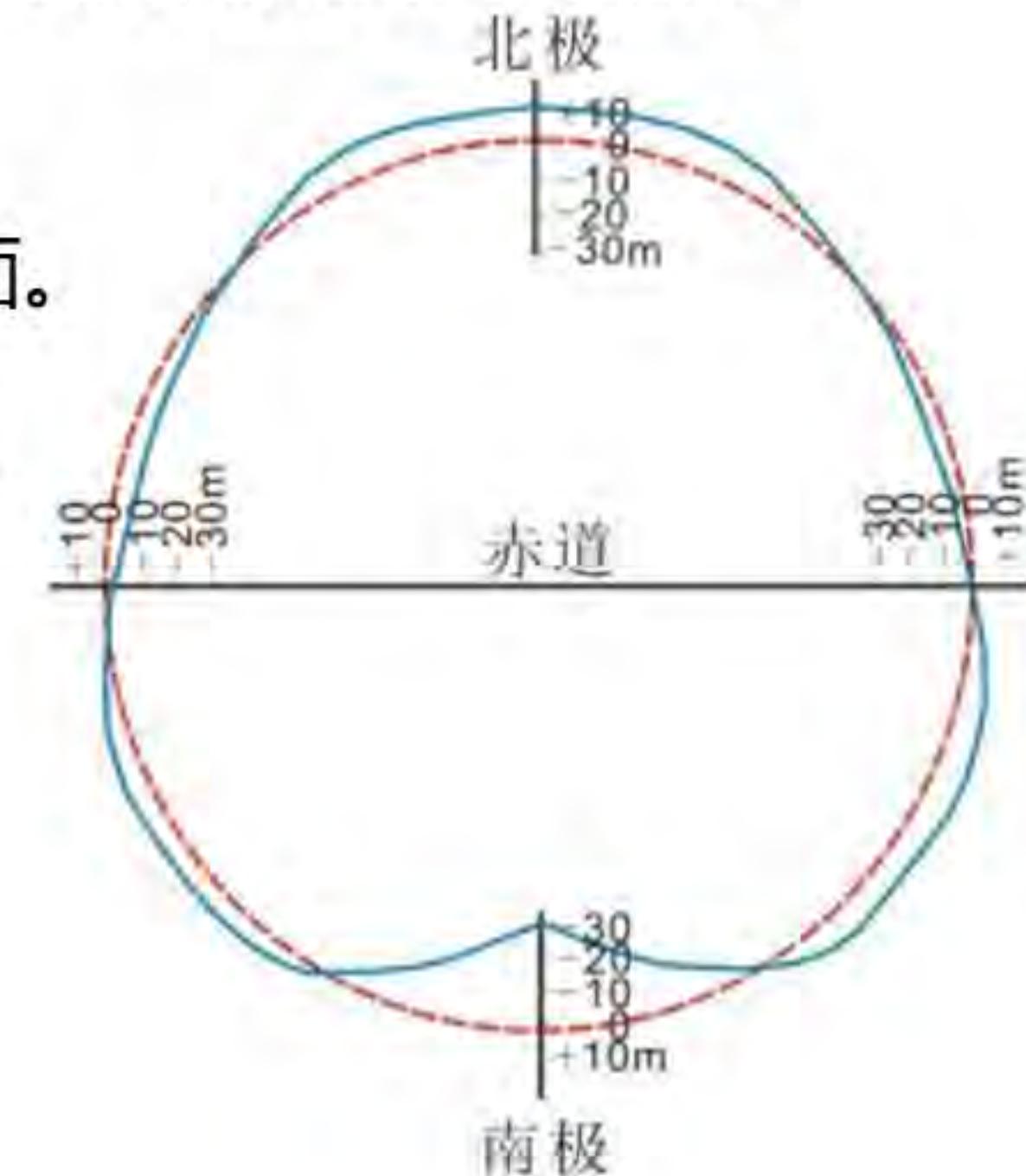
重力等位面和地球形状

- 在研究地球形状时，人们把平均海洋面顺势延伸到大陆所形成的封闭曲面（即大地水准面）的形状，作为**地球的基本形状**。
- 地球形状的**一级近似**为平均半径为6376 km的正球面。
- 二级近似**是两极半径略小于赤道半径的二轴椭球面。

赤道半径 $a = 6378.160 \text{ km}$

极半径 $c = 6356.755 \text{ km}$
 $\varepsilon = \frac{a - c}{a} = \frac{1}{298}$

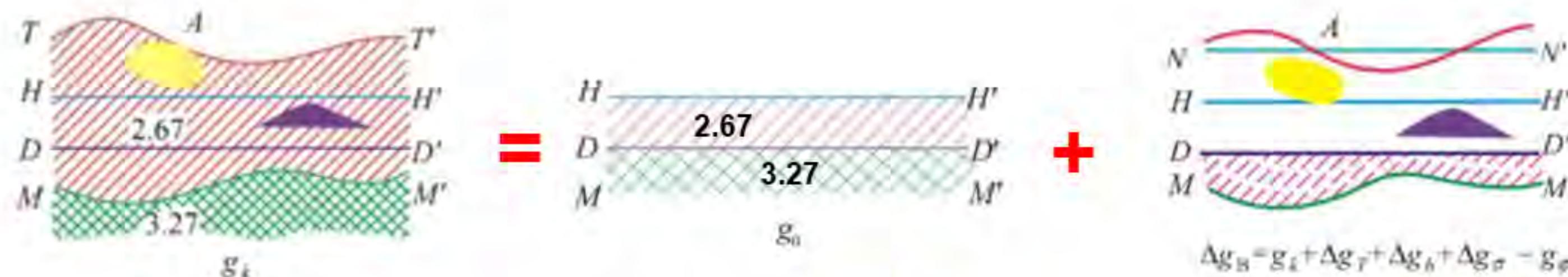
地球扁率



1. 地球重力场

GeoGoku

正常重力场：



重力存在空间和时间上的变化，其中**空间变化因素**：地球形状和地形、地球自转、地下物质密度分布不均匀、人类的历史活动遗迹和建筑物等。

要根据地表重力变化来推测地下的密度分布以达到探查矿产、研究地质构造的目的，就必须知道单纯由于地下介质密度分布横向不均匀所引起的重力变化，就必须知道**地下介质密度横向均匀情形下重力在地面上的分布规律**。

1. 地球重力场

GeoGoku

正常重力场：

假设地球是密度成层的光滑椭球体，在同一层内密度是均匀的，各层的界面

也都是共焦旋转椭球面

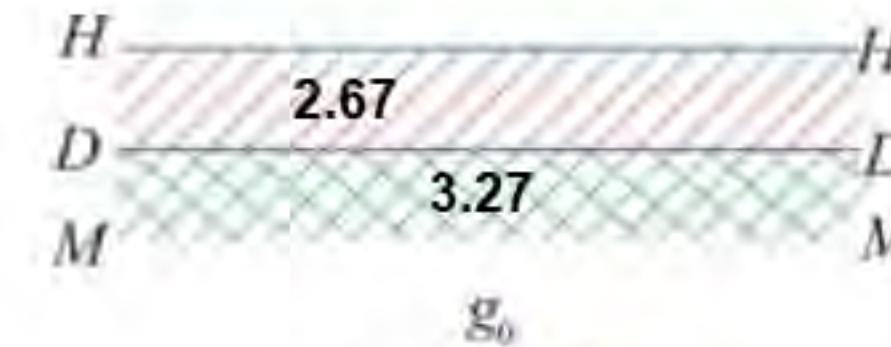
✓ 其表面与大地水准面接近；

✓ 其质量与地球的总质量相等；

✓ 物质呈相似旋转椭球层状分布；

✓ 旋转轴与地球自转轴重合；

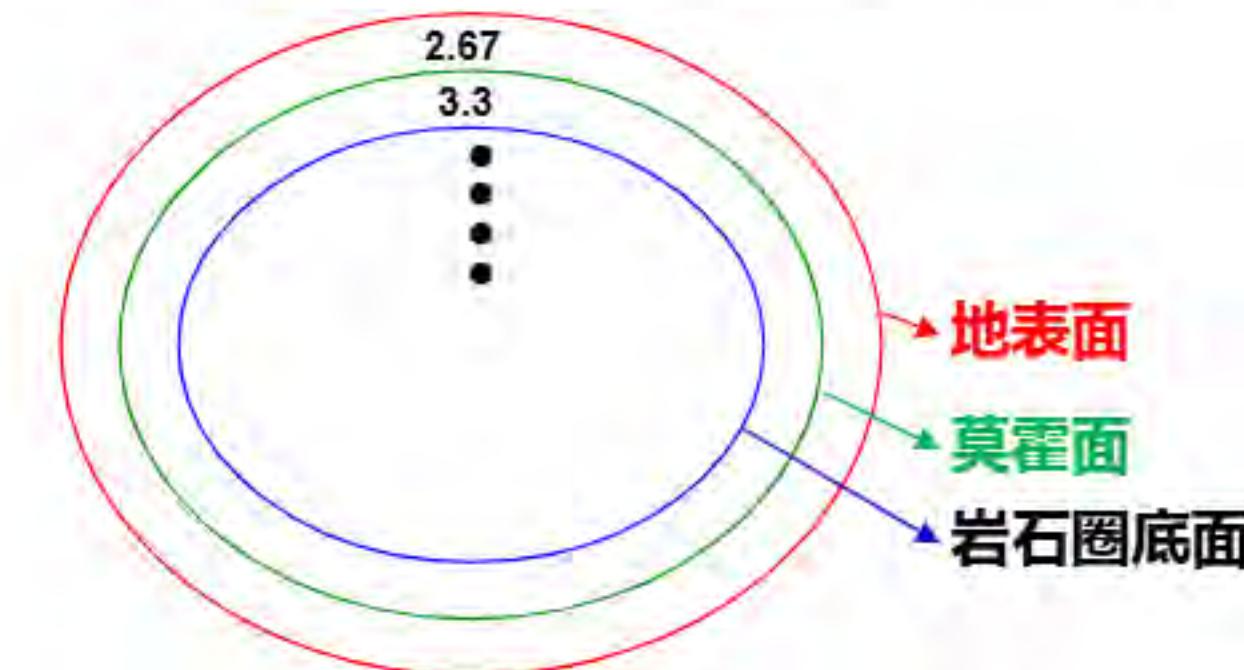
✓ 旋转角速度与地球自转角速度相等。



密度横向均匀

表 1-1 地球内部的分层结构			深度 km	ρ_p kg/m ³	V_p km/s	特征	其他
名称	代号	半径 km					
地壳	A	5.8	3.2	2.65		固态，随深度而变硬。	
	A'	12.0~27	4.8	3.9	3.90	许多地区含有中间层或层	
	B	32.0~40	8.1	4.5	4.37	固态，质量均一	
地幔	B'	60~200	8.0	4.4	4.38	固态，密度渐变	
	C	400	8.7	4.2	4.48	固态，密度渐变均匀	
	D	600	9.1	4.9	4.72	固态，密度渐变大	
外核	E	2891	10.3	5.6	5.99	固态，下部密度很大；占半径四	
	F	4771	11.7	6.5	6.70		
	G	5150	8.0	0	9.90	液态	
内核	H	5300	35.0	0	11.47		
	I	5310	38.2	0	12.06	液态，密度稍小	
	J	5313	37.0	0.3	12.77	固态	

据“初步地球参考模型（PREM）”改编



1. 地球重力场

GeoGoku

正常重力公式基本形式

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta_1 \sin^2 2\varphi)$$

φ

为计算点的地理纬度

$$\beta = \frac{(g_p - g_e)}{g_e}$$

g_e 为赤道上的平均重力值;

$$\beta_1 = \frac{1}{8} \varepsilon^2 + \frac{1}{4} \varepsilon \beta$$

g_p 为两极上的重力值。

$$\varepsilon = \frac{a - c}{a}$$

为地球的扁率, a , c 分别为地球的赤道半径和极半径。

当 g_p, g_e, ε 已知, 则可得到计算不同纬度上正常重力值的具体公式。

➤ 1901-1909年赫尔默特公式

$$g_\varphi = 9.78030(1 + 0.005302 \sin^2 \varphi - 0.000007 \sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2$$

采用的地球参数为 $a = 6378200 \text{ m}$, $c = 6356818 \text{ m}$, $\varepsilon = 1/298.2$

➤ 1930年卡西尼国际正常重力公式

$$g_\varphi = 9.78049(1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2$$

采用的地球参数为 $a = 6378388 \text{ m}$, $c = 6356909 \text{ m}$, $\varepsilon = 1/297.0$

➤ 1979年国际地球物理及大地测量联合会推荐的正常重力公式

$$g_\varphi = 9.780327(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.000005 \sin^2 2\varphi) \text{ m/s}^2$$

采用的地球参数为 $a = 6378137 \text{ m}$, $\varepsilon = 1/298.255$

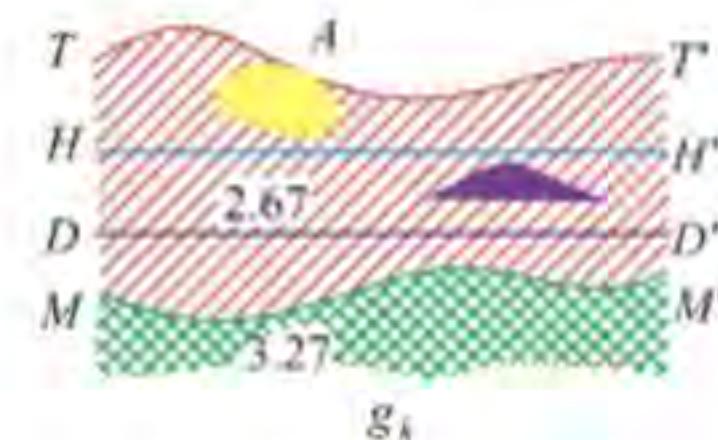
1. 地球重力场

GeoGoku

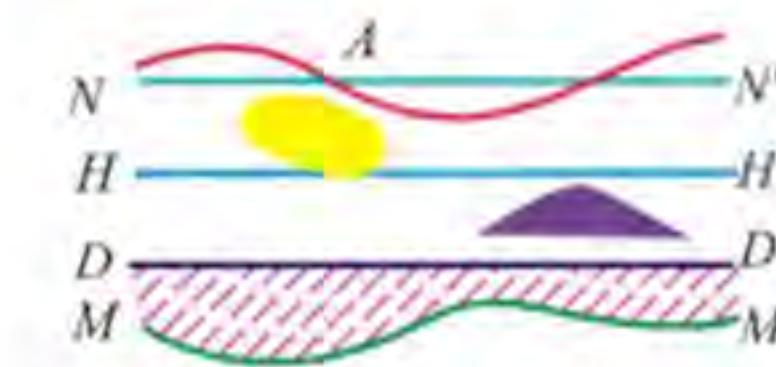
在应用重力学中，由地下岩矿石密度分布不均匀所引起的重力变化，或地质体与围岩密度的差异引起的重力变化，称为重力异常

广义上，将实测重力值减去正常重力值，其差值称为重力异常

$$\Delta g = g_{\text{实测}} - g_{\varphi}$$



密度横向均匀+不均匀



密度横向不均匀

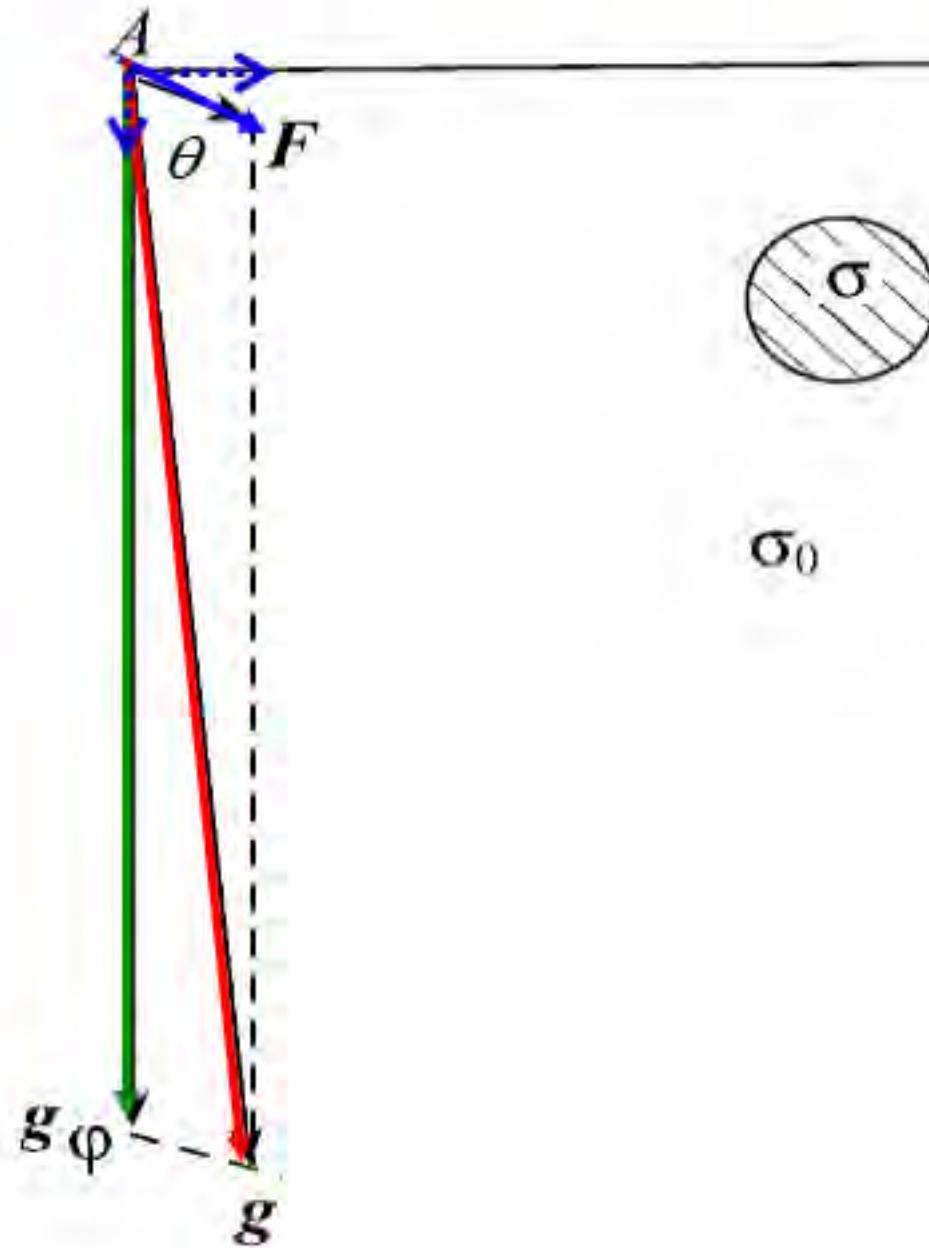
以某一点重力值作为正常值，而以其他测点重力值与之比较得到的差值称为相对重力异常

$$\Delta g = g_{\text{测点}} - g_{\text{基点}}$$

1. 地球重力场

GeoGoku

重力异常与剩余质量引力的关系



剩余密度 $\Delta\sigma = \sigma - \sigma_0$

剩余质量 $\Delta\sigma \cdot V$

正常重力 g_ϕ (假设密度均匀)

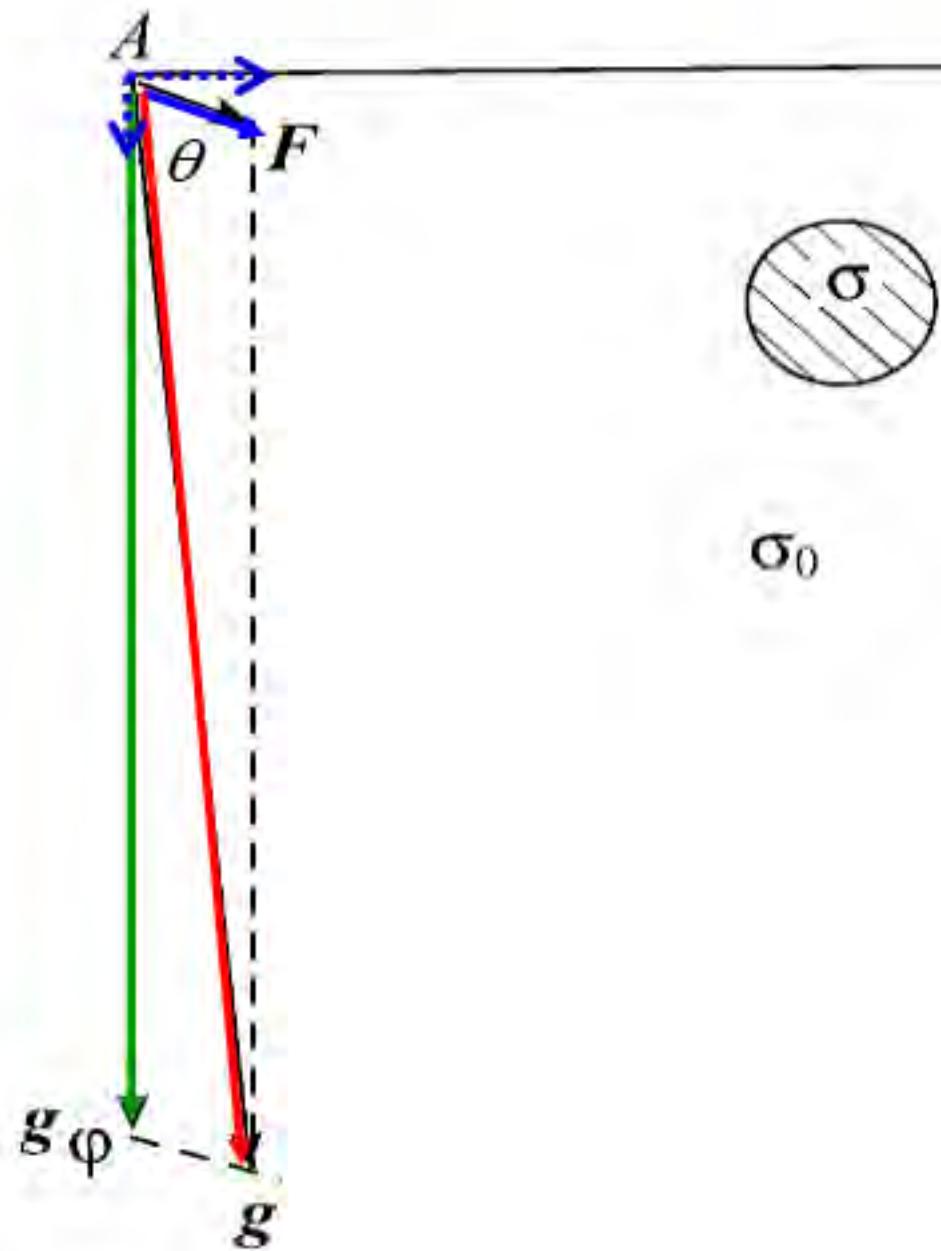
剩余质量产生的引力 F

重力 $\mathbf{g} = \mathbf{F} + \mathbf{g}_\phi$

1. 地球重力场

GeoGoku

重力异常与剩余质量引力的关系



A点的重力异常为: F

$$\Delta g = |\mathbf{g}| - |\mathbf{g}_\varphi| = F \cos \theta$$

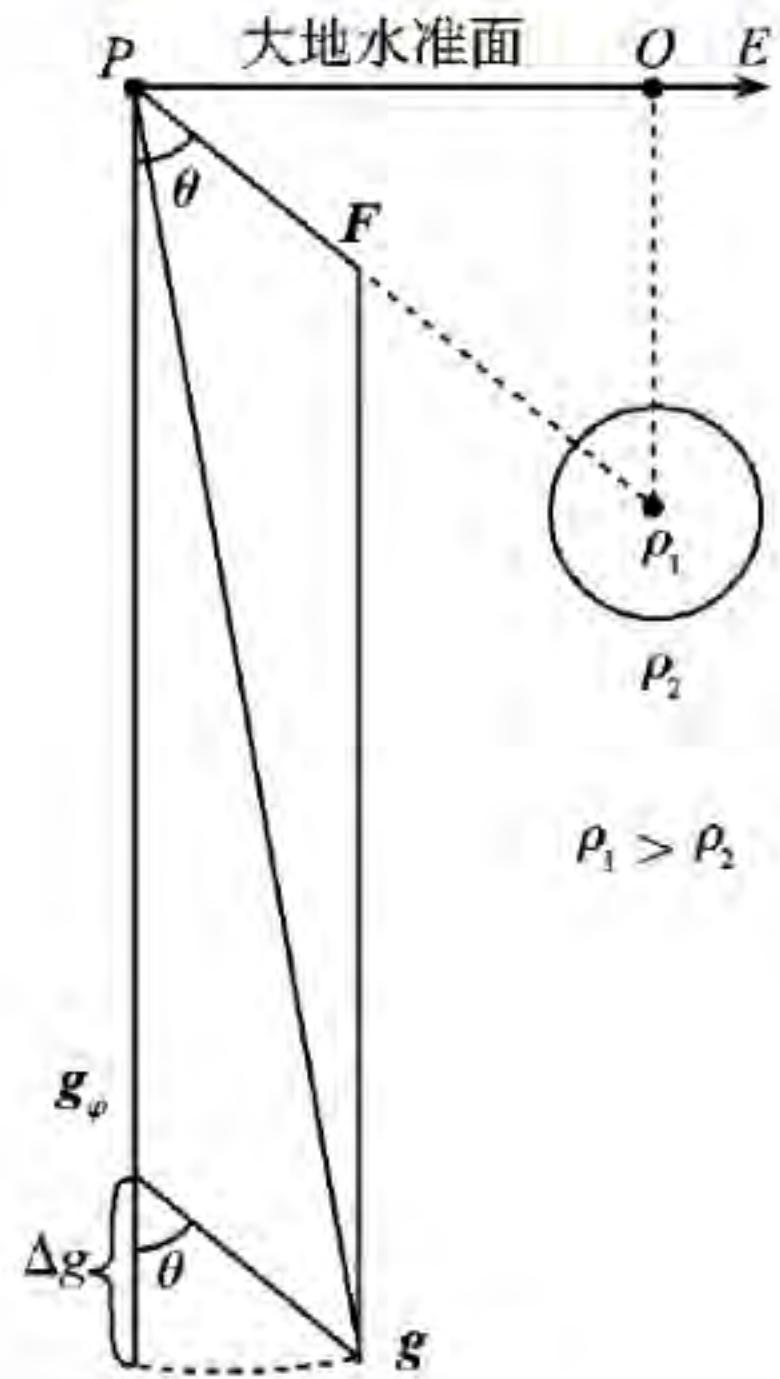
θ 为引力F与重力 g_φ 之间的夹角

重力异常就是地质体的剩余质量所产生的引力在正常重力方向的分量。

1. 地球重力场

GeoGoku

重力异常与剩余质量引力的关系



由余弦定理，有

$$\Delta g = |g| - |g_\varphi| = g - g_\varphi$$

式中： θ 为 F 与 g_φ 的夹角。

将上式代入 (1-48) 式，可得

$$\Delta g + g_\varphi = (g_\varphi^2 + 2g_\varphi F \cos\theta + F^2)^{1/2}$$

将上式等号两边平方后再除以 g_φ^2 ，得

$$\left(\frac{\Delta g}{g_\varphi}\right)^2 + 2\left(\frac{\Delta g}{g_\varphi}\right) = \left(\frac{F}{g_\varphi}\right)^2 + 2\left(\frac{F}{g_\varphi}\right)\cos\theta$$

因 $F \ll g_\varphi$ ， $(\Delta g/g_\varphi)^2$ 和 $(F/g_\varphi)^2$ 可忽略，故

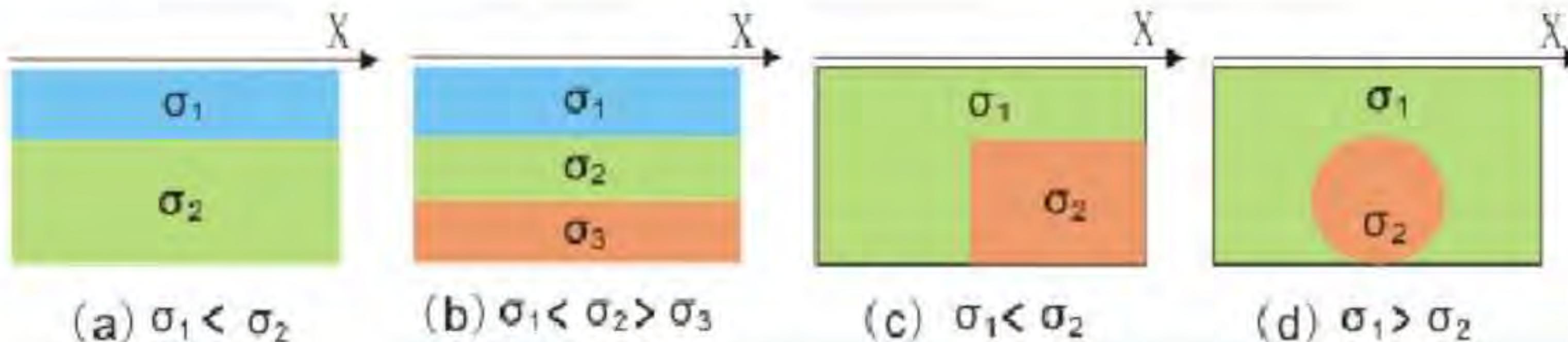
$$\Delta g = F \cos\theta$$

1. 地球重力场

GeoGoku



下面模型能引起重力异常吗？



2. 岩矿石的密度

GeoGoku

■ 1.1 沉积岩的密度 ($1.6\text{-}2.7\text{ g/cm}^3$)

- ✓ 主要取决于岩石的孔隙度及岩石所处的构造部位。
- ✓ 沉积岩一般具有较大的孔隙度，密度主要取决于孔隙度大小，随孔隙度减少密度呈线性增大。
- ✓ 孔隙中充填物的成分(如水、油、气等)及充填孔隙的百分比明显影响着密度。
- ✓ 同一成分，时代较老的要比新的密度大些。
- ✓ 同一时代，盆地边缘密度大，向盆地中心密度逐渐减小。（地质作用）

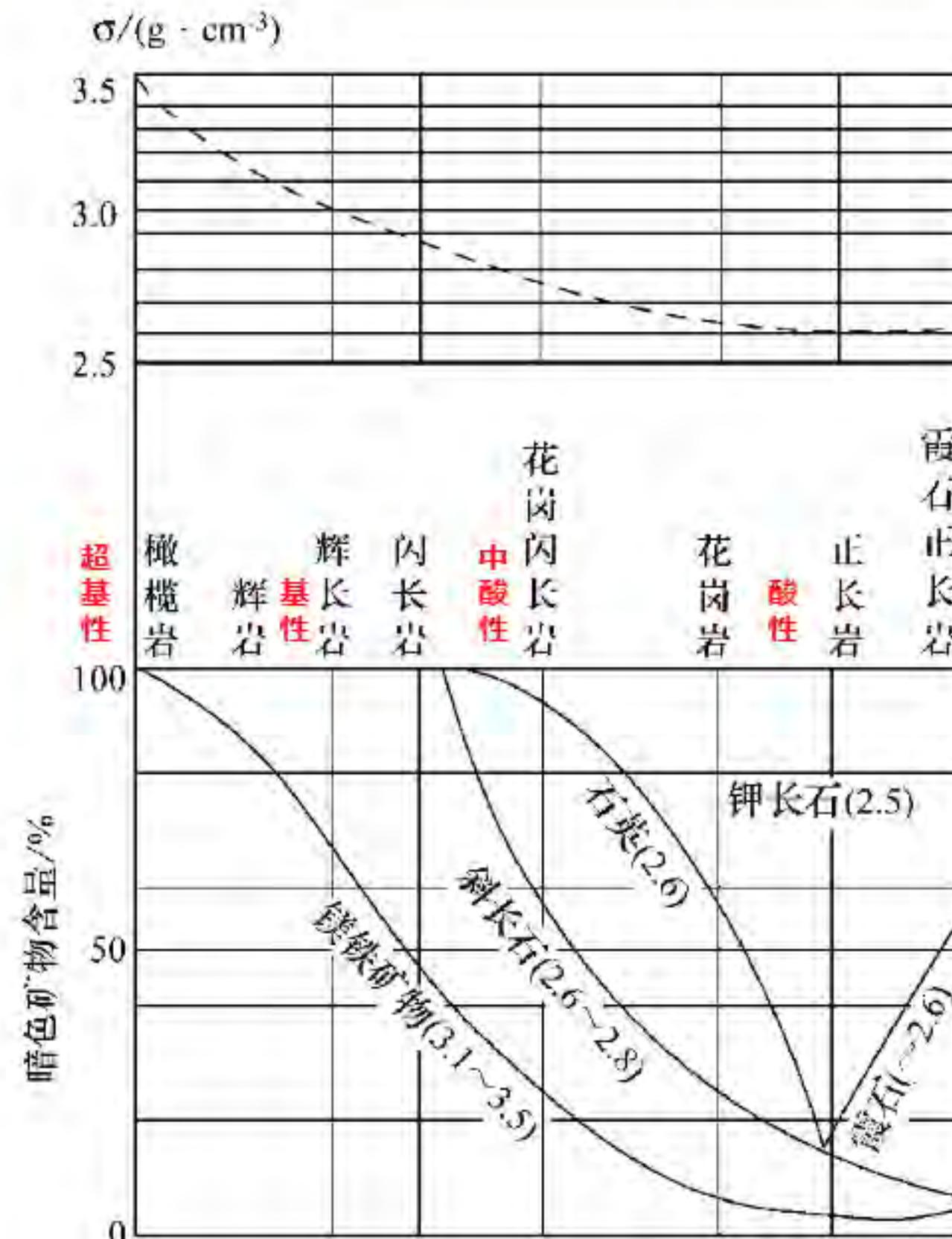


2. 岩矿石的密度

GeoGoku

■ 1.2 火成岩的密度 ($2.5\text{-}3.6\text{ g/cm}^3$)

- ✓ 主要由矿物成分及含量多少来决定。
- ✓ 酸性→基性→超基性岩，随着密度大的**铁镁暗色矿物**含量增多，密度逐渐增大。
- ✓ 成岩过程中的冷凝、结晶分异作用也会造成同一岩体不同岩相带，由边缘相到中心相，密度逐渐增大。
- ✓ 不同成岩环境(如侵入与喷发)也会造成同一岩类的密度有较大差异，同一成分的火成岩密度，喷出岩小于侵入岩。



2. 岩矿石的密度

GeoGoku

■ 1.3 变质岩的密度 ($2.6\text{-}2.8 \text{ g/cm}^3$)

- ✓ 密度与矿物的成分、含量和孔隙度均有密切关系，这主要由变质性质和变质程度大小决定。
- ✓ 一般区域变质作用的结果，使变质岩的密度比原岩的密度增大。
- ✓ 动力变质作用使原岩结构遭破坏，矿物被压碎，其密度比原岩密度低。但有时动力变质作用使原岩发生硅化，碳酸盐化以及重结晶，则密度会比原岩大些。



2. 岩矿石的密度

GeoGoku

岩(矿)石密度值表

火成(岩浆)岩密度



变质岩密度



沉积岩密度

名 称	密 度(g/cm ³)	名 称	密 度(g/cm ³)	名 称	密 度(g/cm ³)
纯橄榄岩	2.5~3.3	大理岩	2.6~2.9	钛铁矿	4.5~5.0
橄榄岩	2.6~3.6	白云岩	2.4~2.9	磁黄铁矿	4.3~4.8
玄武岩	2.6~3.3	石灰岩	2.3~3.0	铬铁矿	3.2~4.4
辉长岩	2.7~3.4	页岩	2.1~2.8	黄铜矿	4.1~4.3
安山岩	2.5~2.8	砂岩	1.8~2.8	重晶石	4.4~4.7
辉绿岩	2.9~3.2	白垩	1.8~2.6	刚玉	3.9~4.0
玢岩	2.6~2.9	干砂	1.4~1.7	盐岩	3.1~3.2
花岗岩	2.4~3.1	粘土	1.5~2.2	硬石膏	2.7~3.0
石英岩	2.6~2.9	表土	1.1~2.0	石膏	2.2~2.4
流纹岩	2.3~2.7	锰矿	3.4~6.0	铝钒土	2.4~2.5
片麻岩	2.4~2.9	钨酸钙矿	5.9~6.2	钾盐	1.9~2.0
云母片岩	2.5~3.0	赤铁矿	4.5~5.2	煤	1.2~1.7
千枚岩	2.7~2.8	磁铁矿	4.8~5.2	褐煤	1.1~1.3
蛇纹岩	2.6~3.2	黄铁矿	4.9~5.2		

■ 1.4 油气层的密度

油气层的密度是指储油气岩层中岩石和流体的平均密度，岩石的密度与其组成矿物的种类和孔隙度关系密切。由于油气层孔隙度的变化范围较大，孔隙中充填的固相、液相和气相的密度差别相当大，储油气层的密度变化较大。通常，石油和天然气的密度小于水的密度，所以含油气层比储层其余部分的密度低。一般含气地层的密度变化范围为 $0.1\sim0.25\text{ g/cm}^3$ 甚至更大，而含油地层的密度变化范围则为 $0.1\sim0.15\text{ g/cm}^3$ 左右。

2. 岩矿石的密度

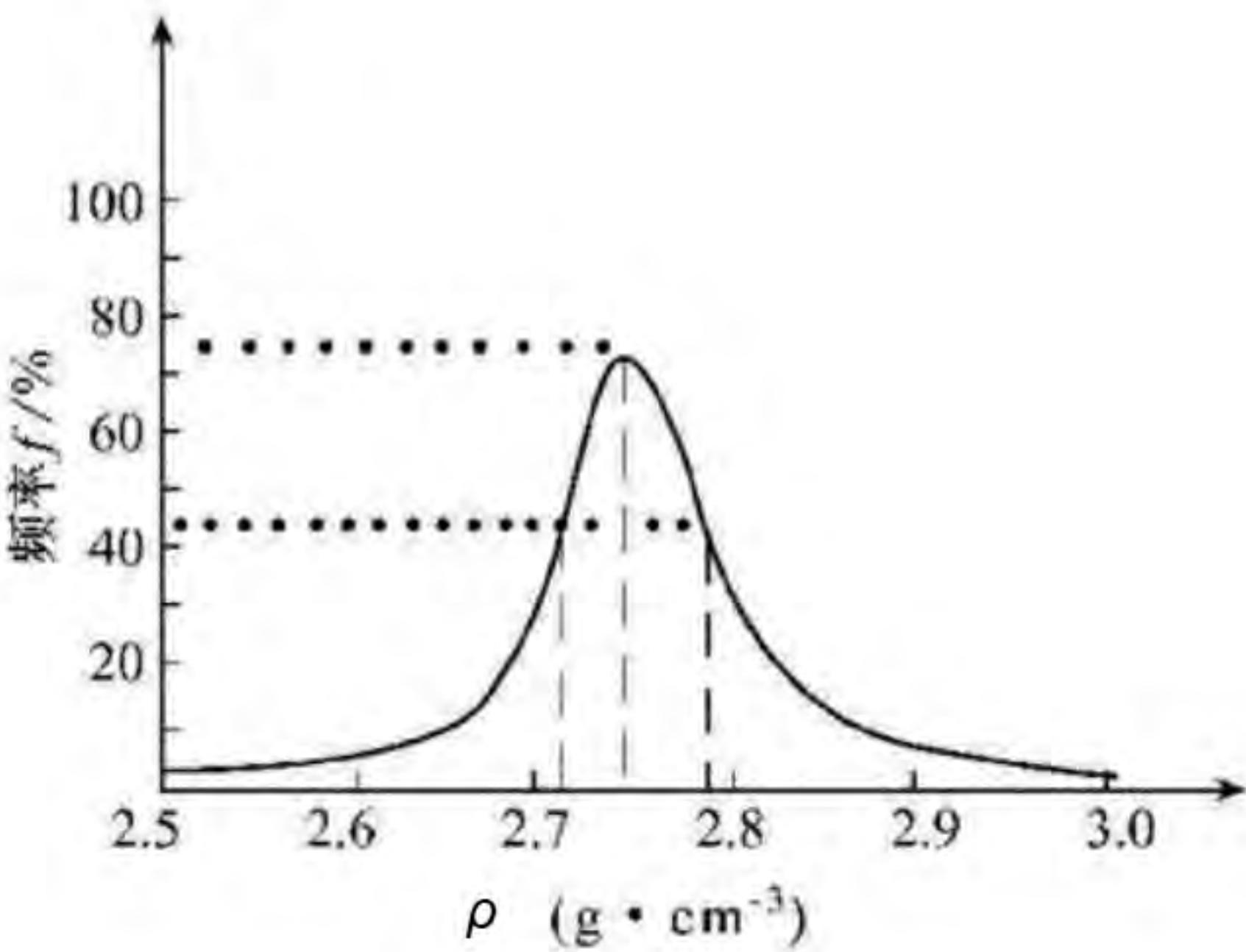
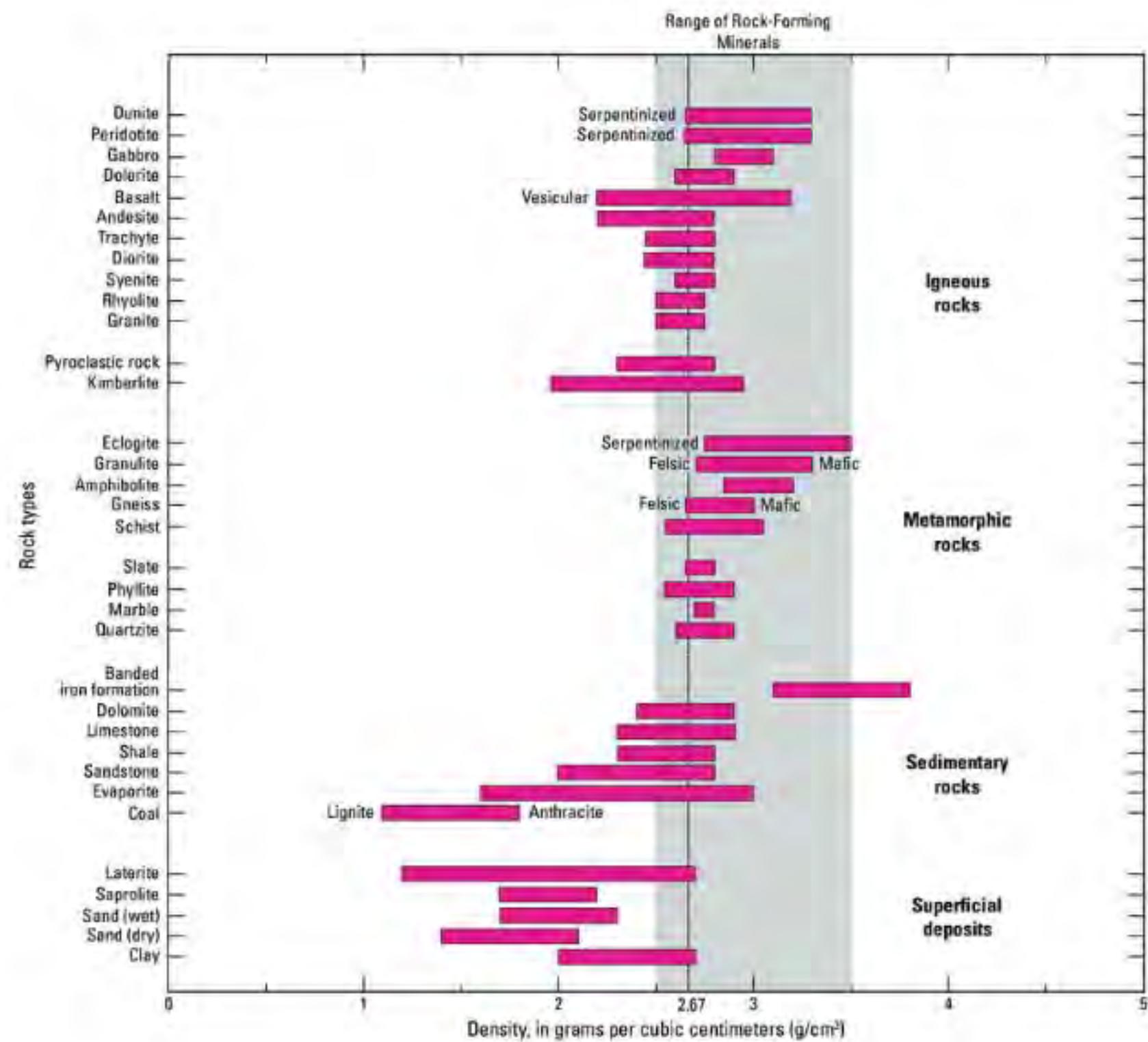
GeoGoku

决定岩石密度的主要因素是：

- ✓ 组成岩石的各种矿物成分及其含量的多少；（例如：橄榄石和石英）
- ✓ 岩石中的孔隙大小及孔隙中的充填物成分以及多少；
- ✓ 岩石所受压力大小等。

2. 岩矿石的密度

GeoGoku

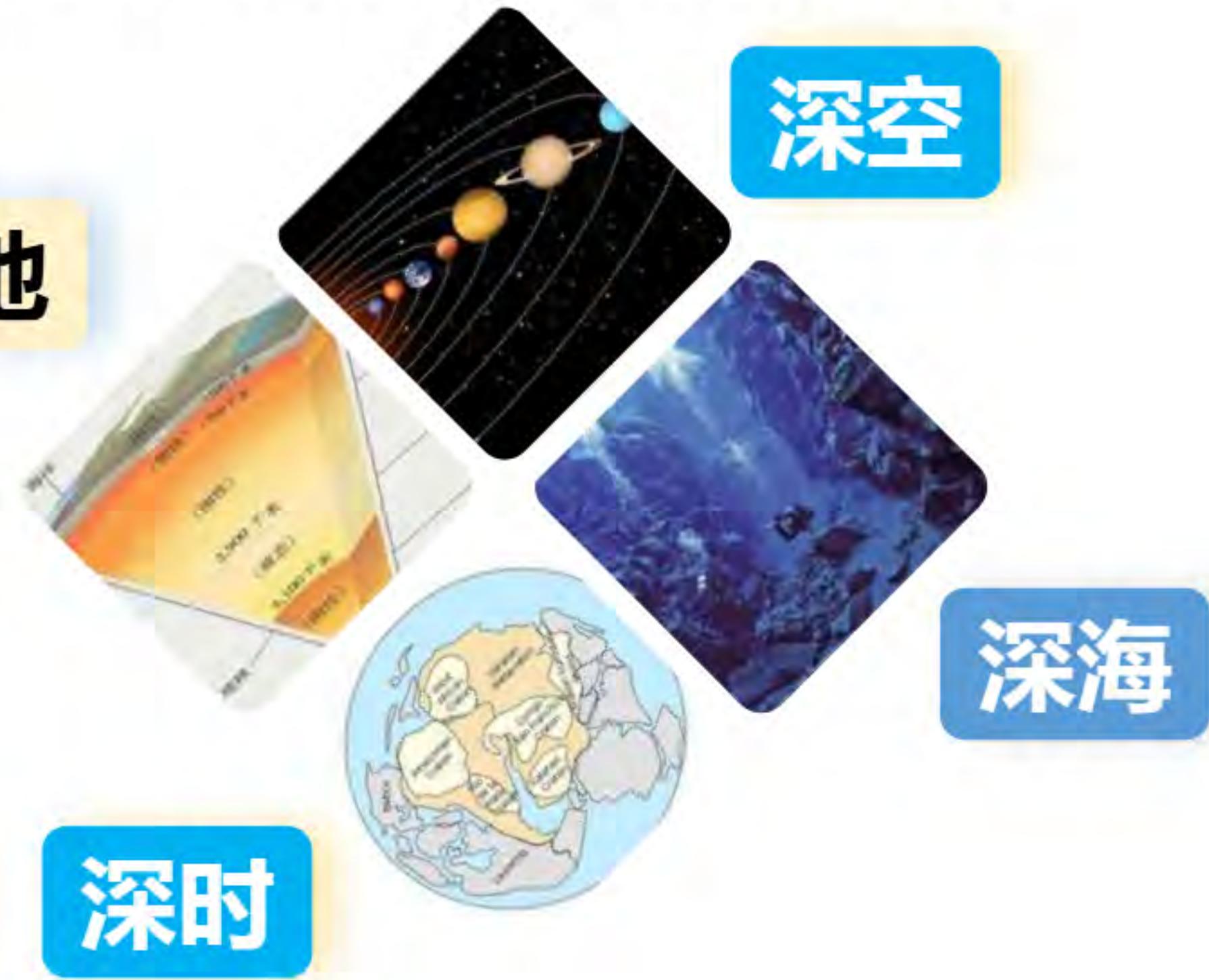


3. 重力仪和测量方法

GeoGoku

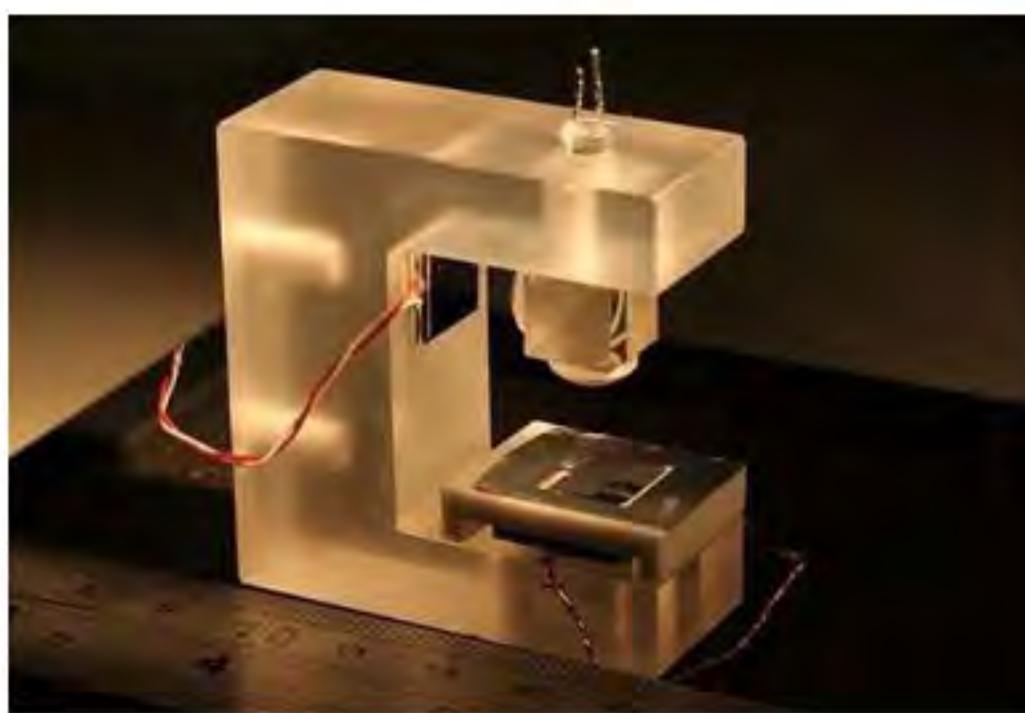
重力仪和国家重大战略

深地



3. 重力仪和测量方法

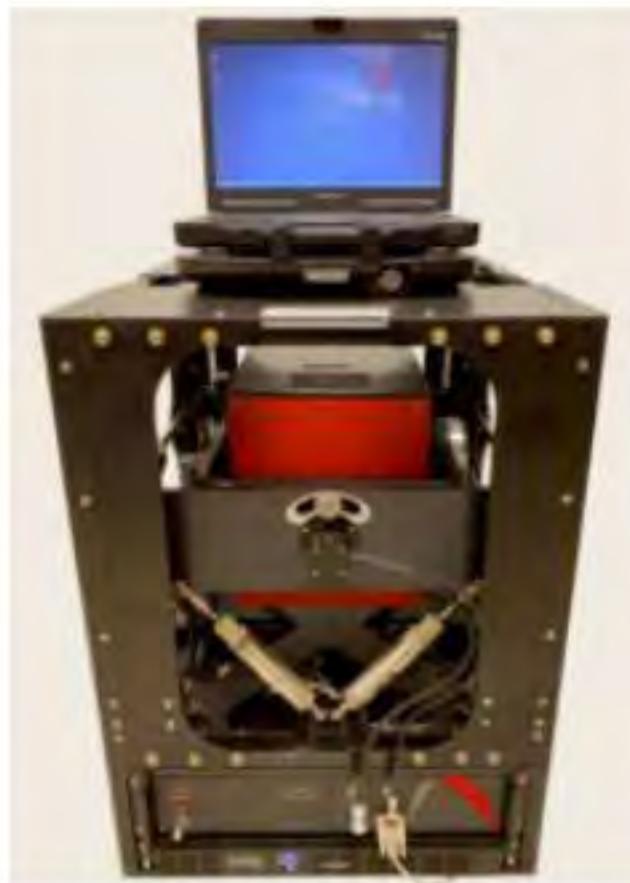
GeoGoku





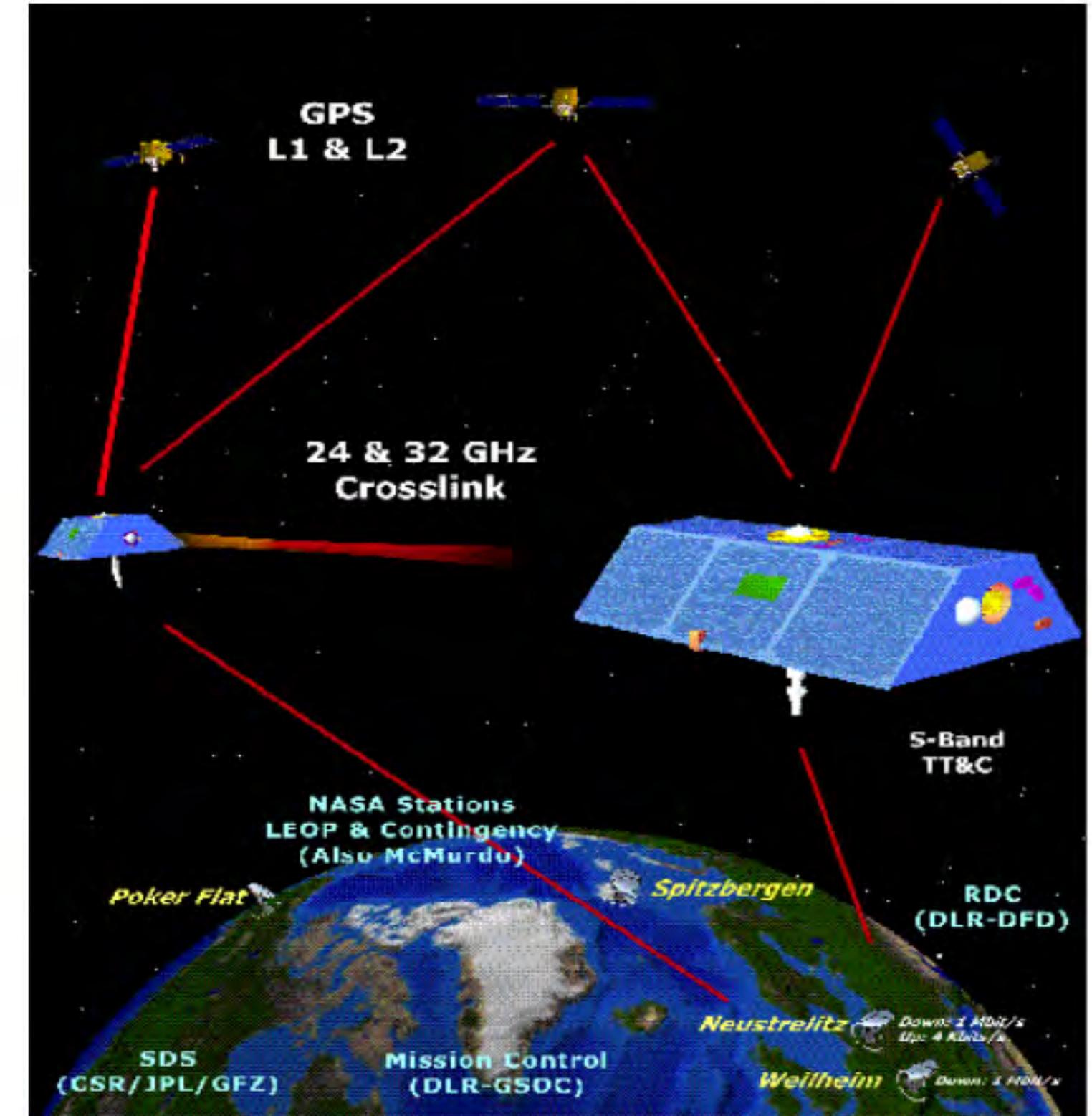
3. 重力仪和测量方法

GeoGoku



3. 重力仪和测量方法

GeoGoku



3. 重力仪和测量方法



SIGS捷联式航空重力仪(加拿大)



AIRGrav航空重力仪(加拿大)



GT-2A航空重力仪(俄罗斯)
精度0.6mGal



国产捷联式航空重力仪
精度1mGal

3.1 编写重力应用技术设计书

根据承担的地质任务进行现场踏勘及搜集工区内的地质、物探、物性资料编写技术设计

3.2 野外施工

采集重力异常数据及工区内岩矿石的密度参数

3.3 室内资料整理

通过资料整理得到工区内异常的各种图件

3.4 重力异常的推断解释和报告编写

3. 重力仪和测量方法

GeoGoku

指导思想是以尽可能少的工作量来完成所承担的地质任务。

- 资料收集与野外踏勘
- 工作比例尺选择和测网布置
- 精度要求及各项误差分配
- 野外工作方法：仪器准备、基点网、普通点、检查点、测地工作、物性工作、后勤保障、SHE等
- 编写技术设计书

3. 重力仪和测量方法

GeoGoku

精度要求及误差分配

- ✓ 测量精度是衡量野外观测质量的重要标志，也是决定技术措施、工作效率和成本的重要指标。
- ✓ 精度用异常的均方误差来衡量，包括重力观测值的均方误差和各项校正值的均方误差。
- ✓ 精度应根据地质任务和工作比例尺来确定。如金属矿普查，精度取最小的、有意义的异常幅值的 $1/2\sim1/3$ 。

工作 比例尺	异常总精度 (μ Gal)	测点观测精 度 (μ Gal)	地形改正精 度 (μ Gal)	纬度改正精 度 (μ Gal)	布格改正精 度 (μ Gal)
1: 50000	400	150	300	50	200
1: 25000	200	80	150	30	100

3. 重力仪和测量方法

GeoGoku

- 所有重力仪在开工前应进行静态试验、动态试验和多台重力仪间的一致性试验，各项性能试验应在工作区完成
- 若工作期间重力仪受剧烈碰撞，经过中、大修后应重新进行各项性能试验，各项精度满足要求后方可投入生产
- 在外业结束后，应对重力仪进行动态试验和多台重力仪间一致性试验

3. 重力仪和测量方法

GeoGoku

静态试验

将仪器置入安静、通风的一层楼房的室内，每隔20-30分钟观测一次，同时记录室内温度，连续进行24小时以上观测。

目的：了解仪器静态零点漂移是否呈线性变化。

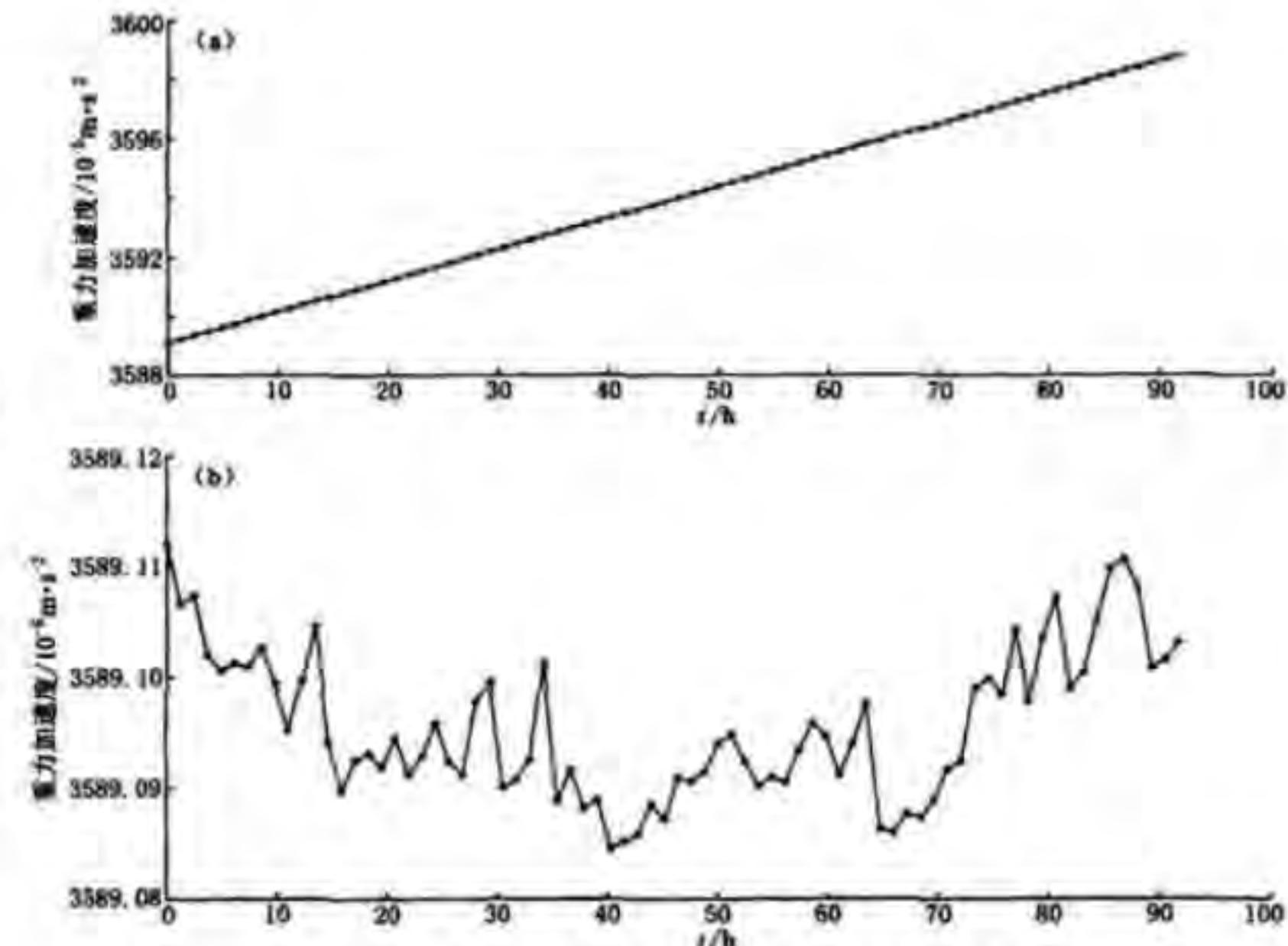


图 1 511 重力仪的静态零点漂移率和残差零漂率

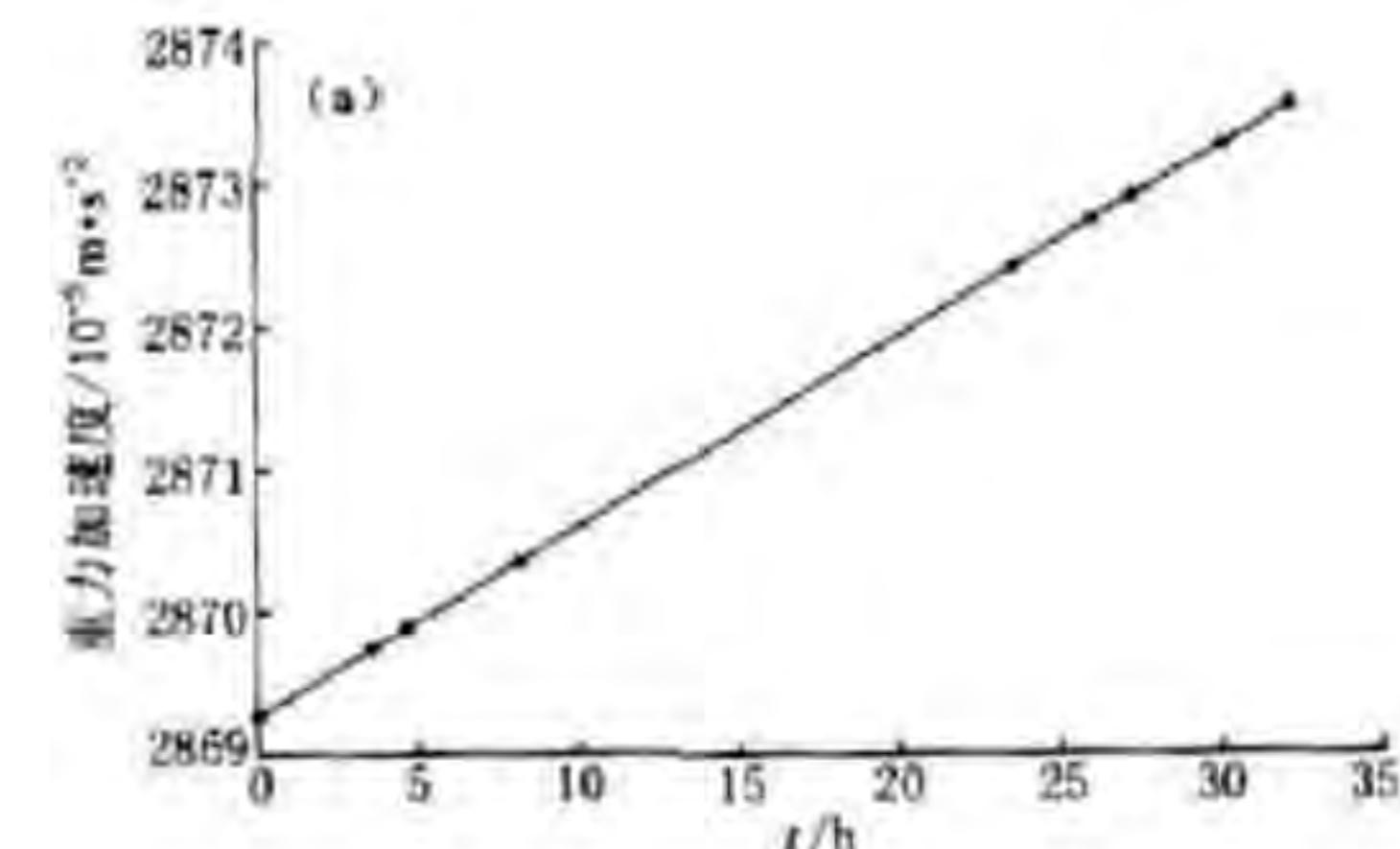
3. 重力仪和测量方法

GeoGoku

动态试验

目的

- ✓ 了解仪器动态混合零点漂移的速率;
- ✓ 动态观测下达到的可能精度;
- ✓ 最佳工作时间范围;
- ✓ 确定最大线性零点漂移时间间隔。



3. 重力仪和测量方法

GeoGoku

一致性试验

- ✓ 当需用几台仪器在工区工作时，应做此试验；
- ✓ 精度计算式

$$\varepsilon = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n V_i^2}{m-n}}$$

- ✓ 计算应分别对各台仪器进行，超出精度要求的仪器，不能参加施工中的测量。

3. 重力仪和测量方法

GeoGoku

基点网的布置

- ✓ 均匀分布全区;
- ✓ 一台或多台精度高的仪器观测;
- ✓ 快速交通工具运送;
- ✓ 闭合环路;
- ✓ 多个环路时，每个环路中必须包含相邻环路中两个以上基点作为公共基点;
- ✓ 在交通干线上，地物地貌标志明显，周围无震源，稳固，并按规定统一编号和建立永久或半永久性标记。



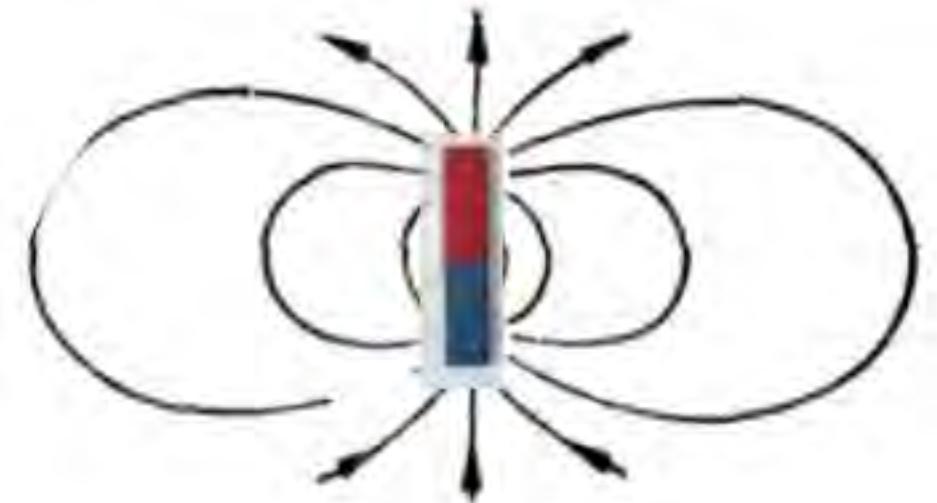
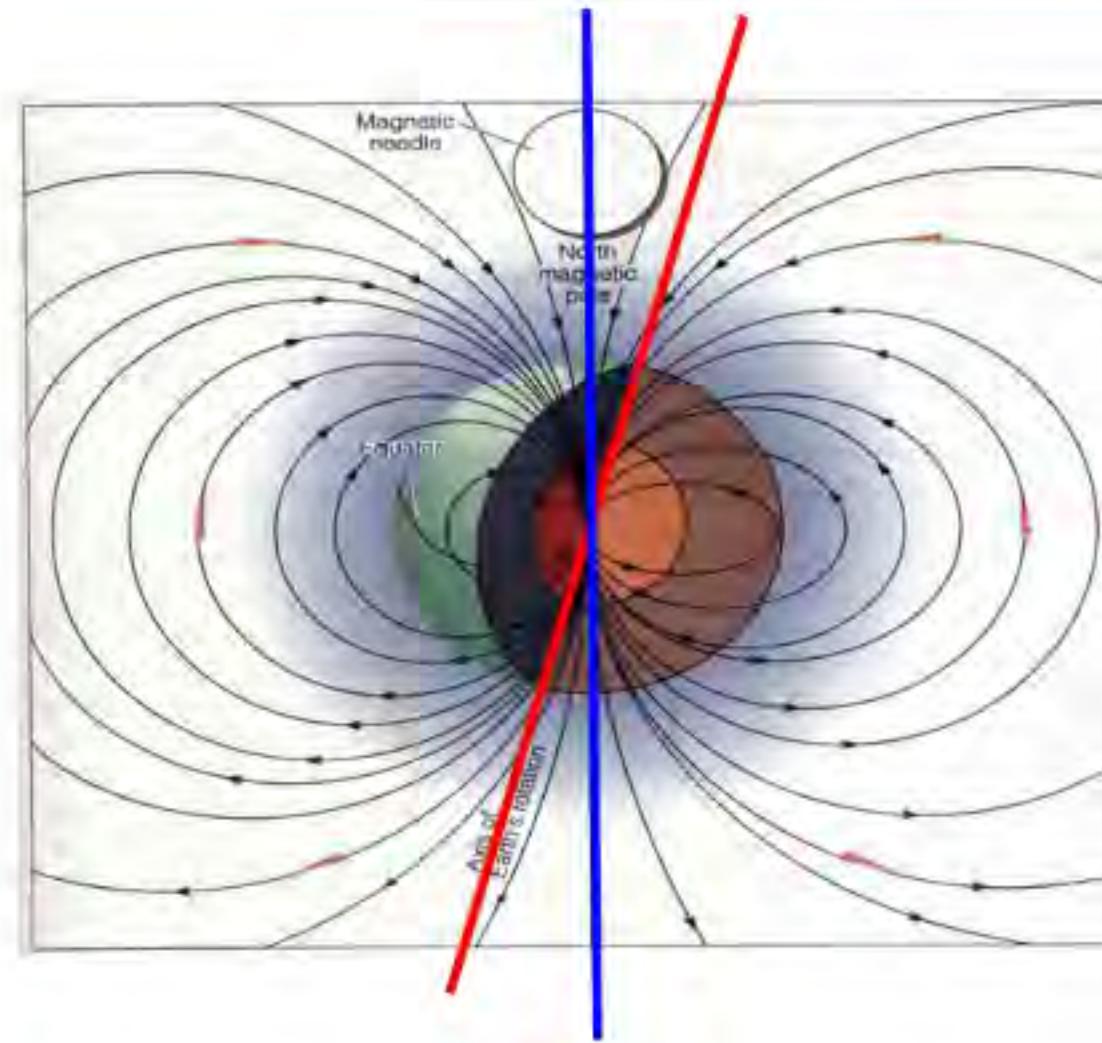
第一节 重力知识回顾

第二节 磁法知识回顾

1. 地球磁场

地磁场：地球周围存在的磁场。

- 宏观上看，地球磁场与位于球心的**磁偶极子磁场相似**。
- 地磁场有两个磁极，其S极位于地理北极附近，N极位于地理南极附近，但**不重合**，磁轴（**蓝线**）与地球自转轴（**红线**）的夹角现在约为 11.5° 。

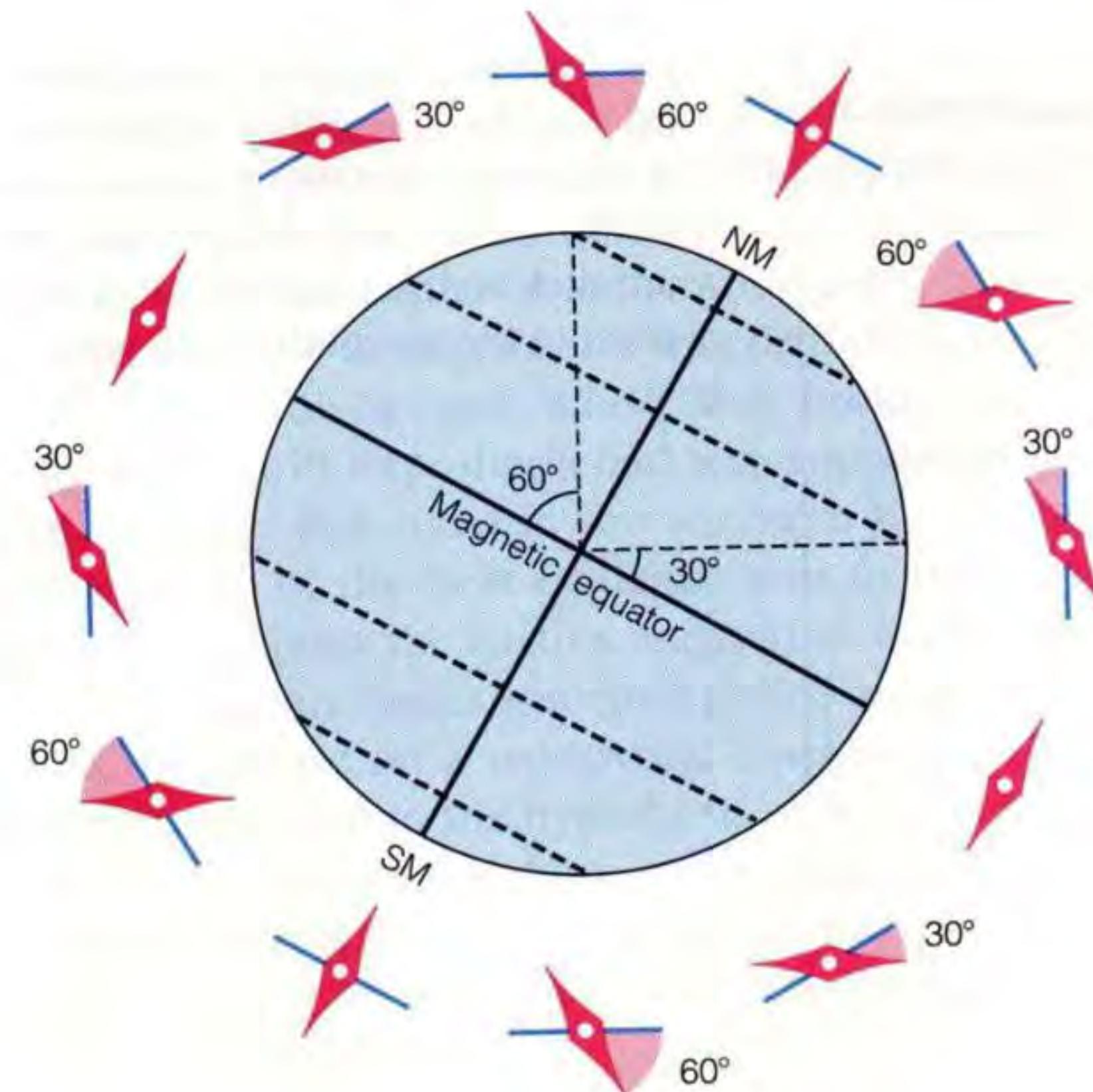


偶极子

1. 地球磁场

GeoGoku

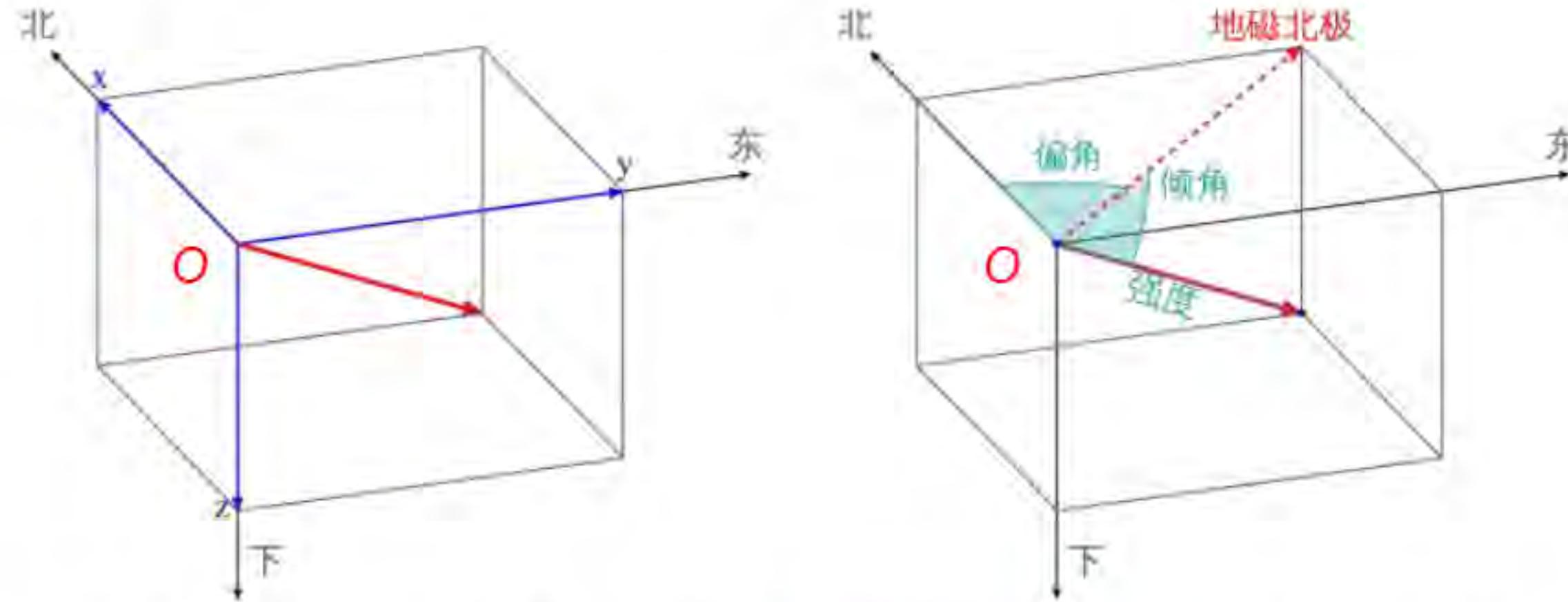
- 在任意点，
地磁场有大小和方向，它们都是可测量的。
- 描述地磁场大小和方向的物理量，称作**地磁要素**



1. 地球磁场

GeoGoku

■ 地磁七要素



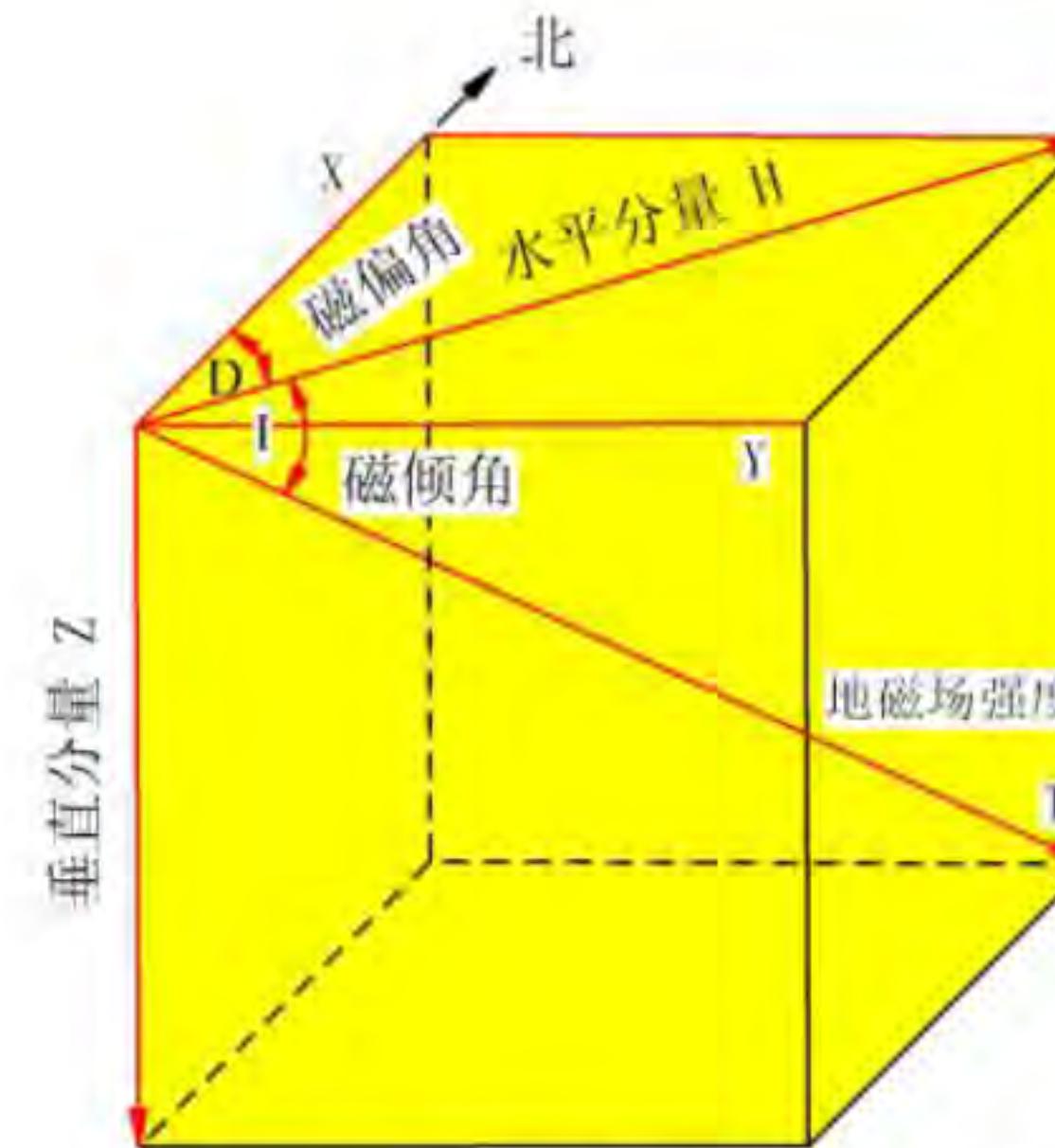
空间一点O的地磁场磁感应强度T。以测点O为原点，建立直角坐标系。Z轴为过O点的铅垂线，规定正方向向下，指向地心。XOY平面为水平面，X轴沿地理子午圈的切线，正方向指向地理北，Y轴沿地理纬度圈的切线，正方向指向东。

1. 地球磁场

GeoGoku

■ 地磁七要素

- 磁偏角 D (Declination)
- 磁倾角 I (Inclination)
- 总磁场强度 T
- 垂直磁场强度 Z
- 水平磁场强度 H
- 水平X分量 (北向)
- 水平Y分量 (东向)



地球的磁场强度矢量及地磁要素

1. 地球磁场

GeoGoku

■ 地磁七要素

北向分量X、东向分量Y和垂直分量Z

地磁场强度T在X、Y、Z轴上的分量，各分量与相应坐标轴的正向一致时为正，反之为负。

水平分量

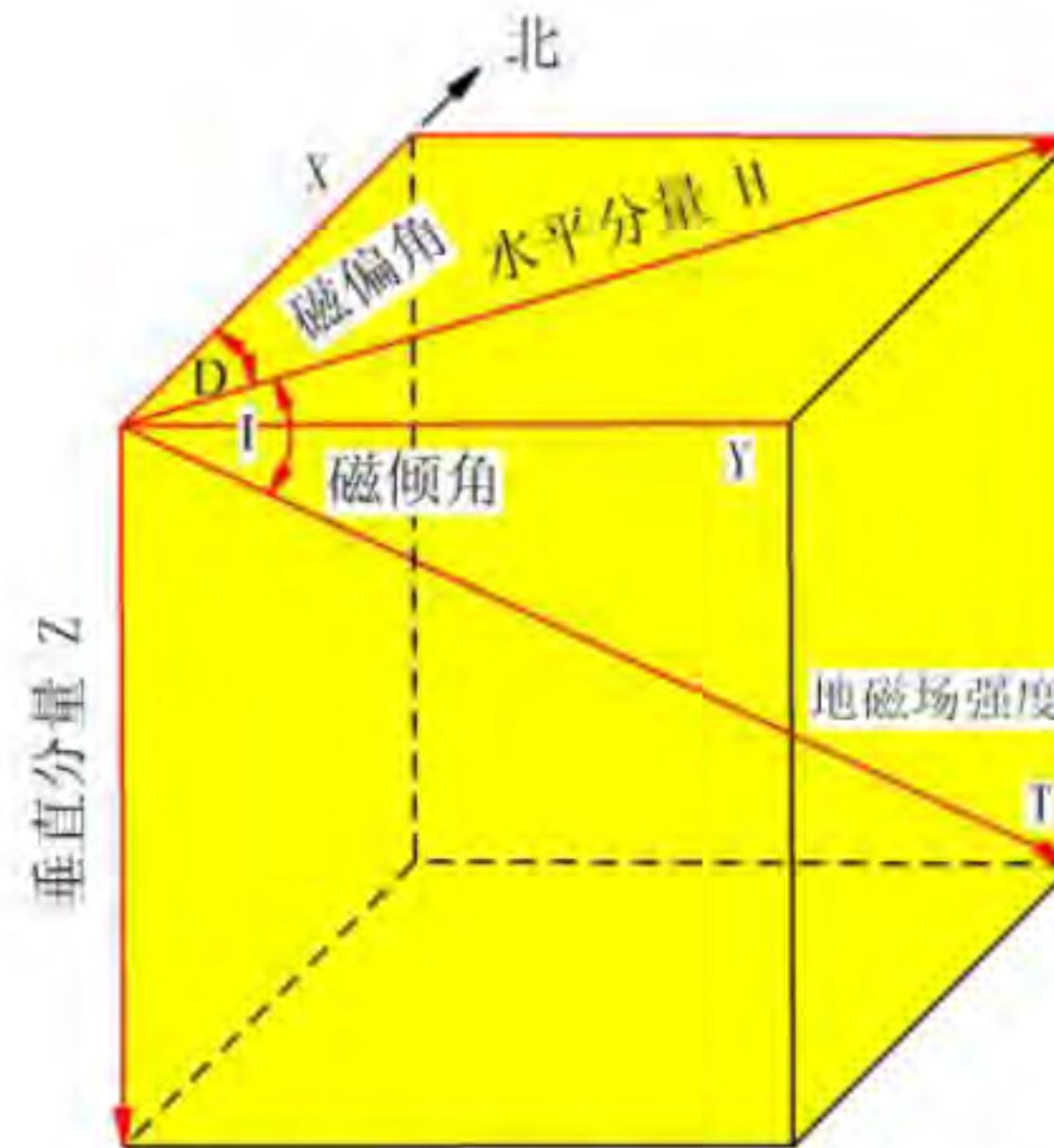
T在XOY平面上的分量H。H指向磁北，其延长线即是磁子午线。

磁偏角

磁子午线(磁北)与地理子午线(地理北)的夹角，以D表示。H偏东时D为正，反之为负。

磁倾角

T与XOY平面的夹角，以I表示。T下倾时I为正，反之为负。



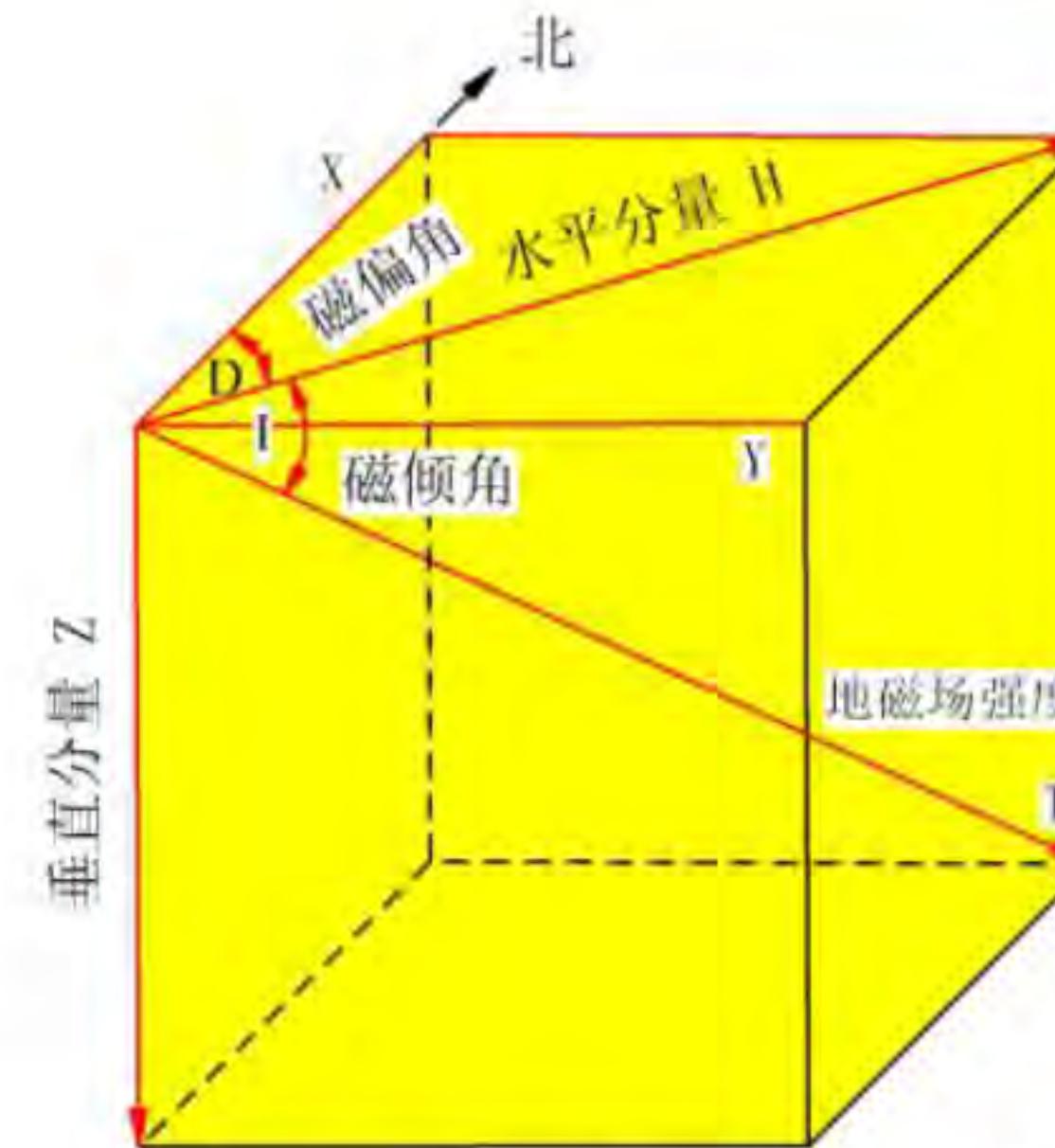
地球的磁场强度矢量及地磁要素

1. 地球磁场

GeoGoku

■ 地磁七要素

- $H = T \cos I$
- $Z = T \sin I$
- $X = H \cos D$
- $Y = H \sin D$
- $\tan I = Z/H$
- $\tan D = Y/X$
- $T = \sqrt{H^2 + Z^2} = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$
- $\mathbf{T} = X\mathbf{i} + Y\mathbf{j} + Z\mathbf{k}$

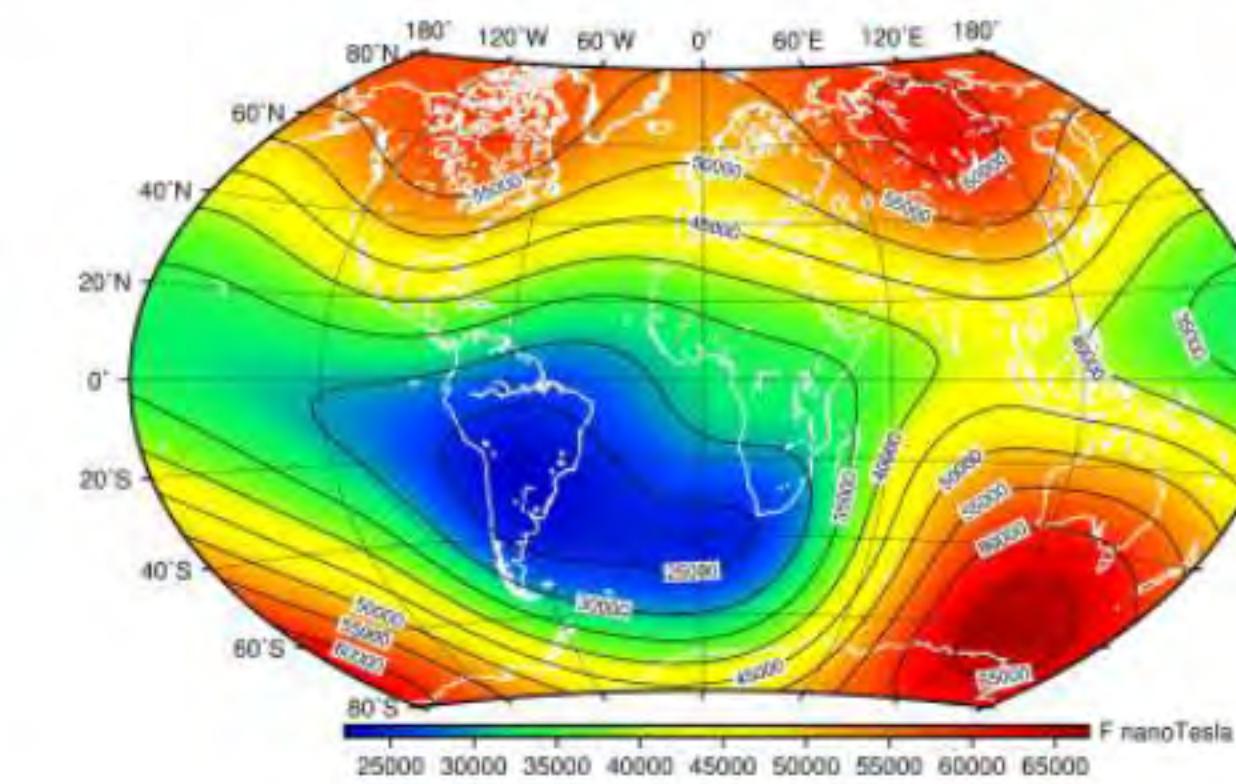
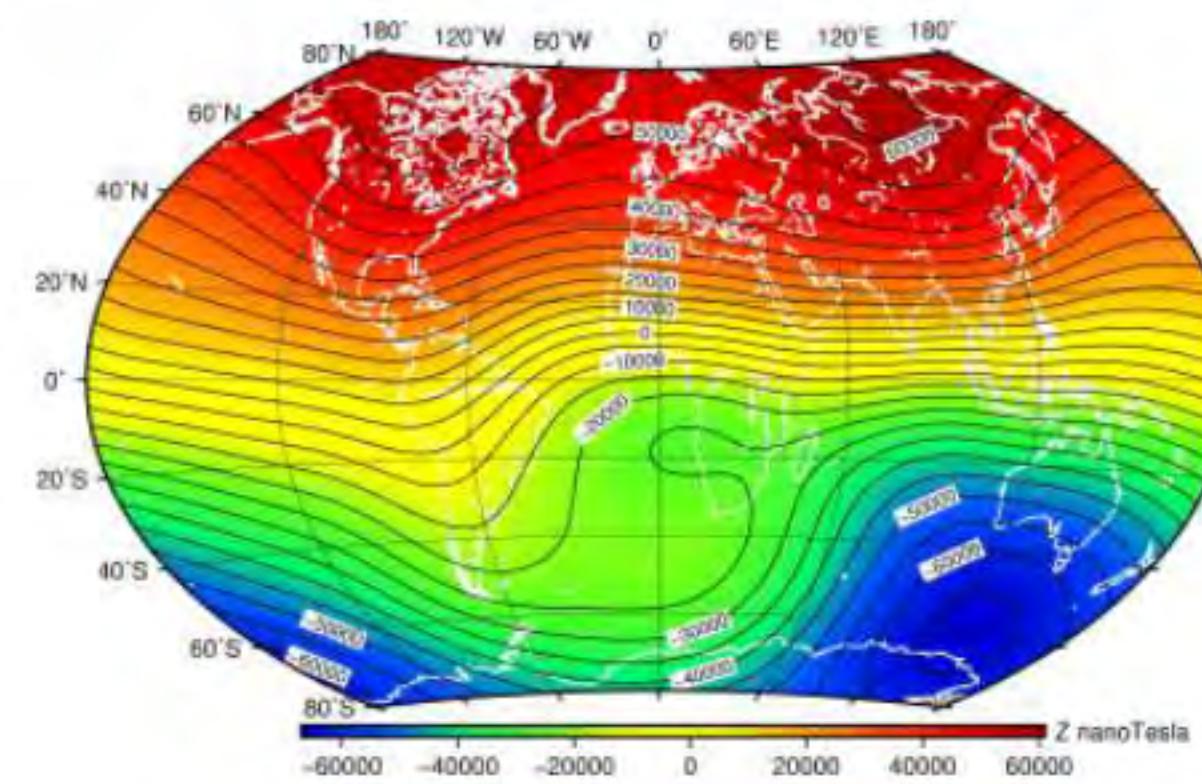
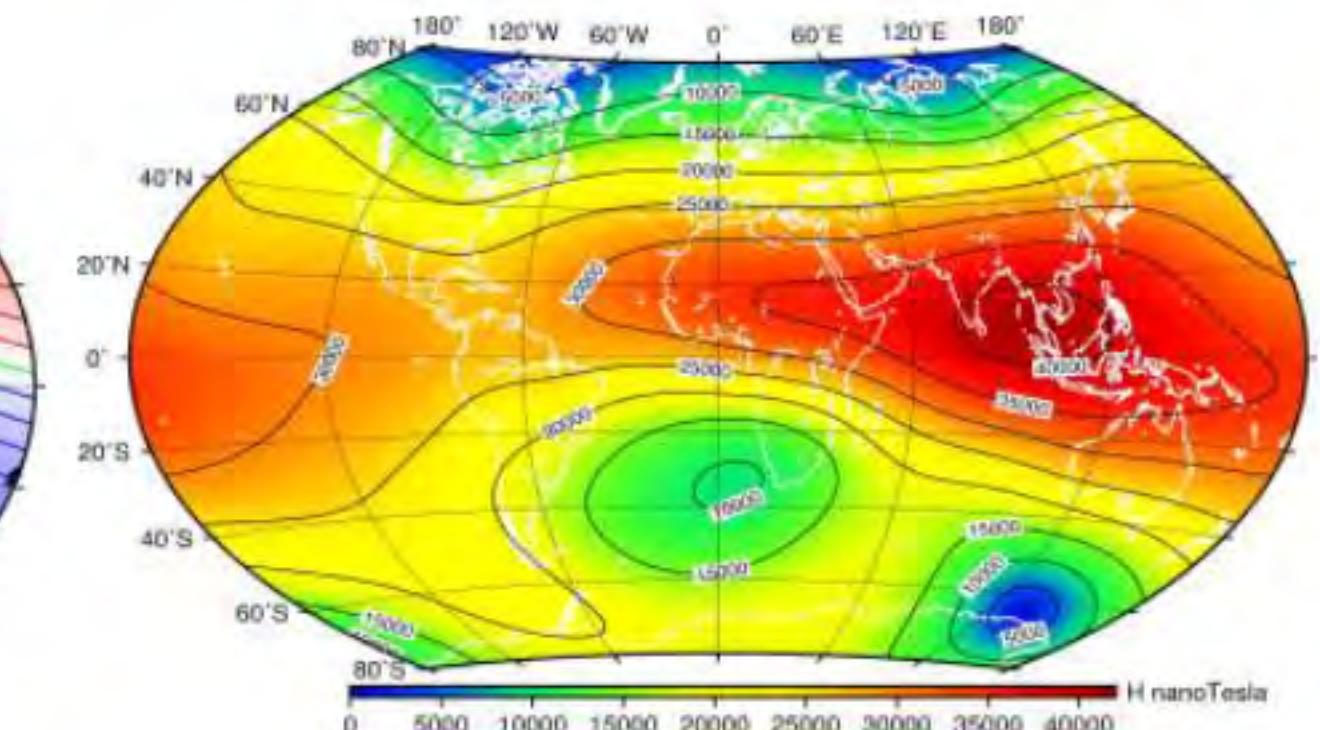
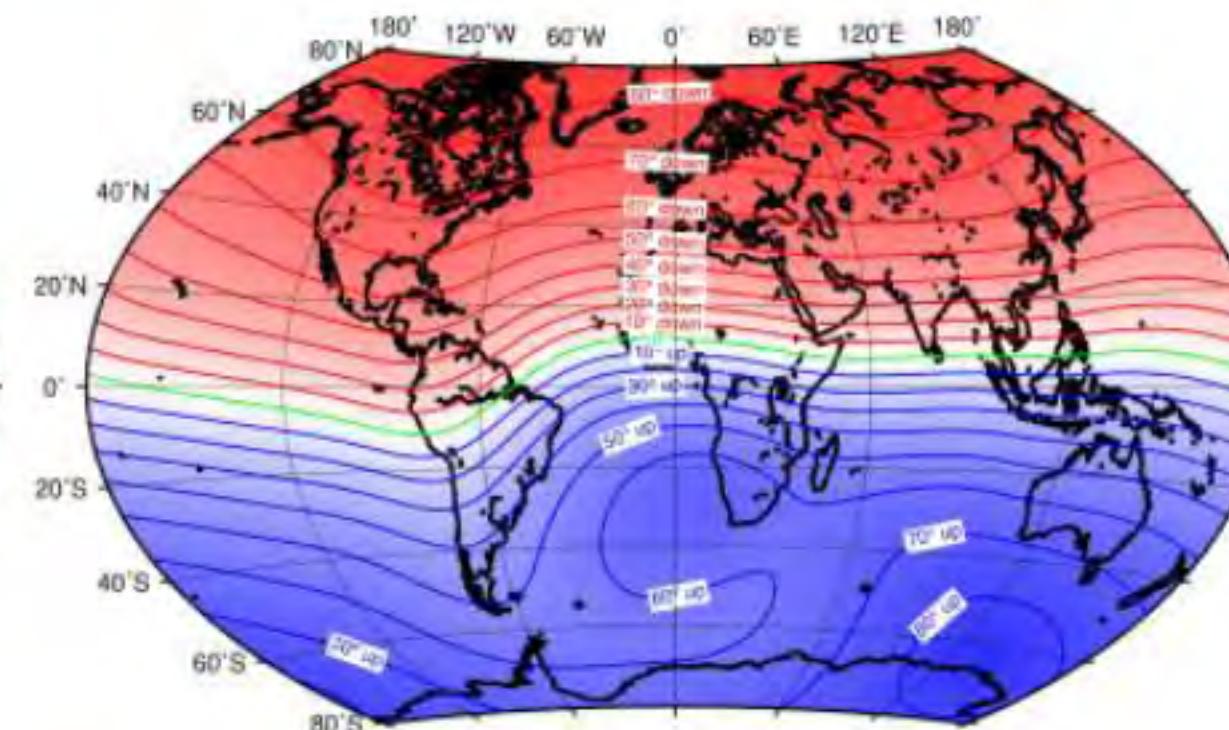
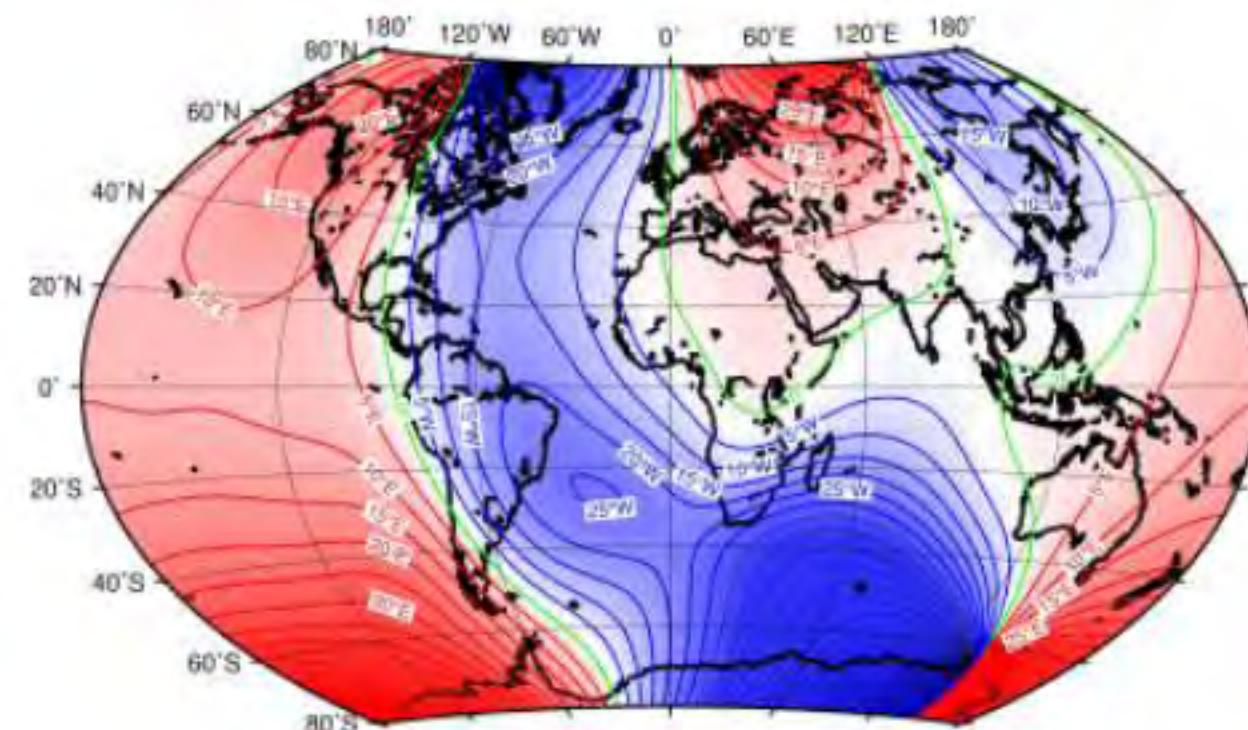


地球的磁场强度矢量及地磁要素

地磁场七个要素中，由其中三个要素可以计算出其余四个要素，这三个要素称为“地磁场独立三要素”。

1. 地球磁场

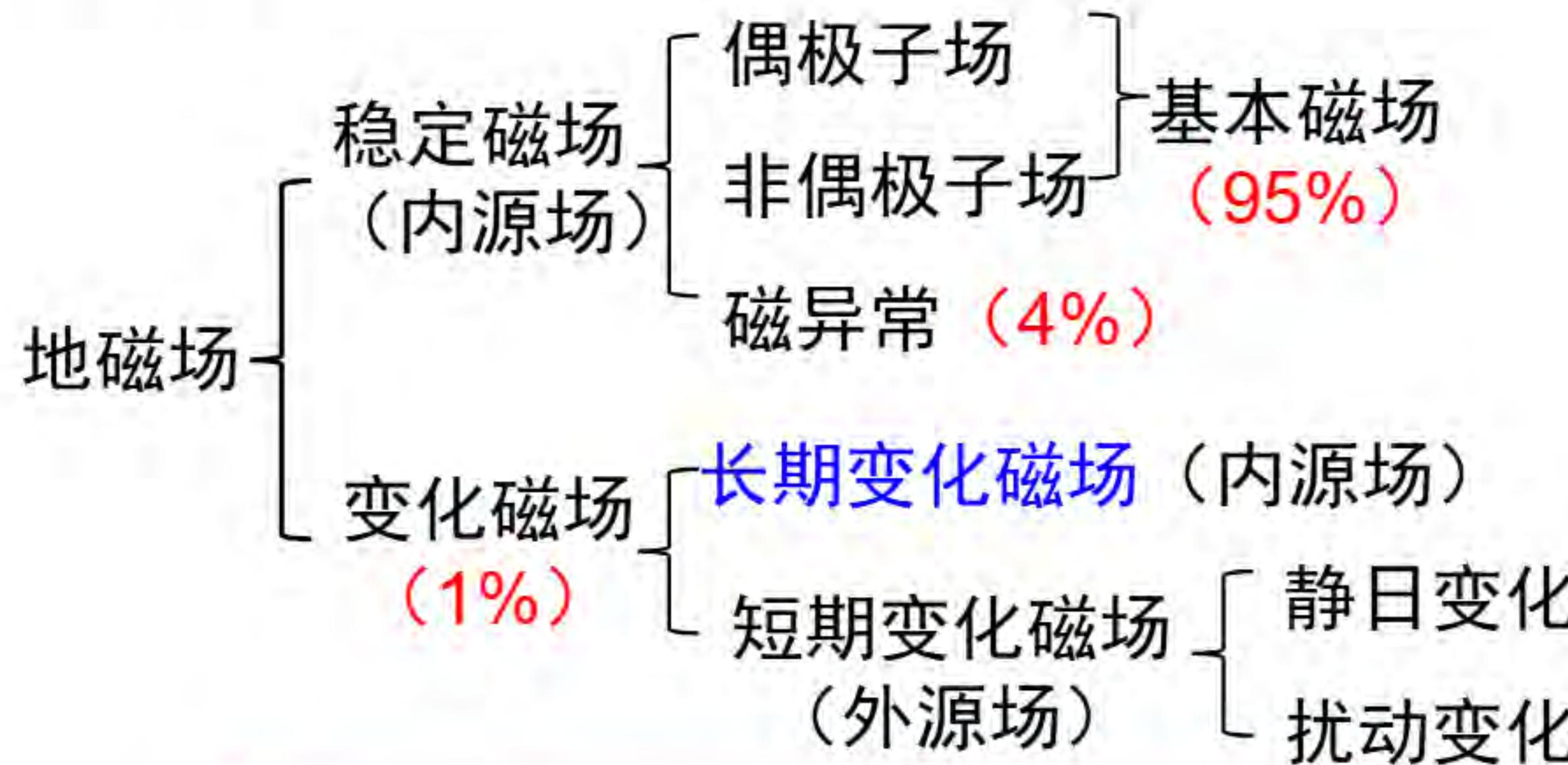
GeoGoku



1. 地球磁场

GeoGoku

■ 地磁场的组成



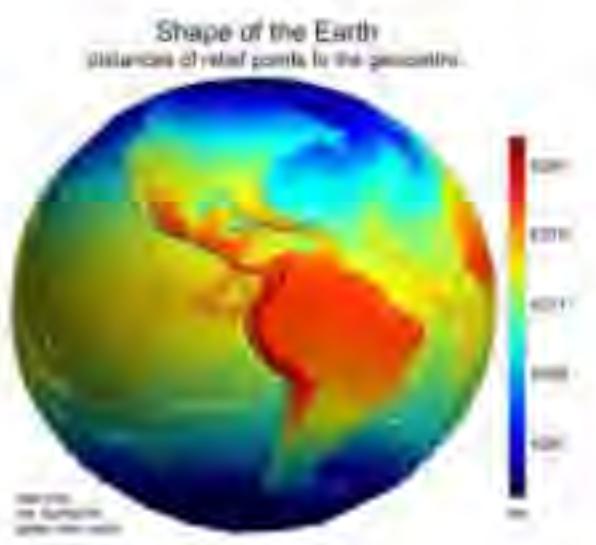
对应用地磁学，用4%的磁异常解决80%的应用问题

1. 地球磁场

GeoGoku

■ 地磁场的解析表示

$$\nabla^2 U = 0 \quad (\text{场源外})$$



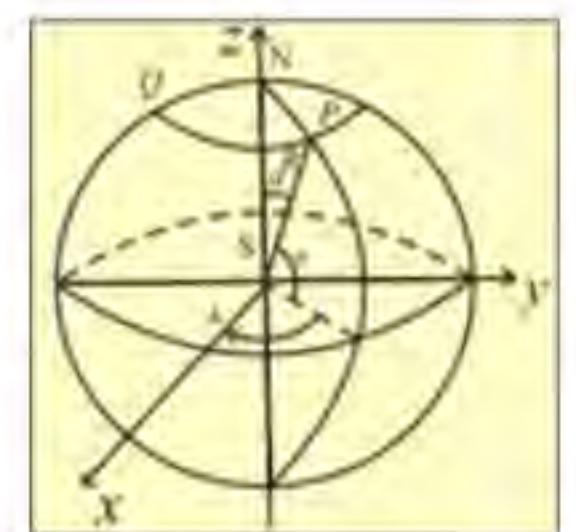
条件：球体，磁场的场源来自地球内部

在球坐标系下，通过分离变量法，可以推导出其
解析表达式

$$U = \frac{R}{\mu_0} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \bullet [g_n^m \cos(m\lambda) + h_n^m \sin(m\lambda)] \bullet \vec{P}_n^m(\cos\theta)$$

其中 g_n^m h_n^m 称为高斯球谐系数

U 推导出 X , Y , Z , ...



1. 地球磁场

GeoGoku

■ 地磁场的解析表示

IAGA Division V-MOD
Geomagnetic Field Modeling

IUGG > IAGA > Division V > Working Group V-MOD > IGRF Model

International Geomagnetic Reference Field

IGRF-12 is released. Download the latest IGRF model here : IGRF-12 coefficients ([text file](#), [excel spreadsheet](#))

[Fortran program](#) with IGRF-12 coefficients integrated into the source code, provided by BGS.

IGRF12 online calculators: ([NGDC IGRF-12 Calculator!](#)) ([BGS IGRF-12 Calculator!](#))

Geomag 7.0 C software and model is released! The updated igrf12.cof required by many users is now available along with the new Geomag 7.0 software. ([Windows version](#), [Linux tar file](#)). [License and copyright information](#) for the geomag 7.0 software.

The International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA) has released the 12th Generation International Geomagnetic Reference Field — the latest version of a standard mathematical description of the Earth's main magnetic field that is used widely in studies of the Earth's deep interior, its crust and its ionosphere and magnetosphere. The coefficients for this degree and order 13 main field model were finalized by a task force of IAGA in December 2014. The IGRF is the product of a collaborative effort between magnetic field modellers and the institutes involved in collecting and disseminating magnetic field data from satellites and from observatories and surveys around the world.

The IGRF is a series of mathematical models of the Earth's main field and its annual rate of change (secular variation). In source-free regions at the Earth's surface and above, the main field, with sources internal to the Earth, is the negative gradient of a scalar potential V which can be represented by a truncated series expansion:

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=-n}^{n} (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) P_n^m(\theta)$$

The 12th Generation IGRF coefficients were computed from candidate sets of coefficients produced by the participating members of IAGA Working Group V-MOD. Their

1. 地球磁场

GeoGoku

垂直梯度：沿垂直方向移动单位距离地磁要素的变化值

水平梯度：沿水平方向（x, 子午线方向）移动单位距离地磁要素的变化值

$$\frac{\partial Z}{\partial r} = -\frac{3\mu_0 M \cos \varphi}{4\pi R^4} = -\frac{3}{R} Z,$$

$$\frac{\partial H}{\partial r} = -\frac{6\mu_0 M \sin \varphi}{4\pi R^2} = -\frac{3}{R} H.$$

$$\frac{\partial Z}{R \partial \varphi} = \frac{\mu_0 M \sin \varphi}{2\pi R^4} = \frac{2}{R} H,$$

$$\frac{\partial H}{R \partial \varphi} = \frac{\mu_0 M \cos \varphi}{4\pi R^4} = -\frac{Z}{2R}.$$

由于Z和H与地磁经度无关，所以它们沿地磁东西方向的水平梯度等于零。

地磁场随地理坐标和高度的变化而变化。

2. 岩石的磁性

GeoGoku

- 地壳中岩石和矿体处在地球磁场中，从它们形成时起，就受其磁化而具有不同程度的磁性，其磁性差异在地表引起磁异常。
- 研究岩石磁性，其目的在于掌握岩石和矿物受磁化的原理，了解矿物与岩石的磁性特征及其影响因素，以便正确确定地磁学能够解决的地质任务，以及对磁异常作出正确的地质解释。
- 有关岩石磁性的研究成果，也可直接用来解决某些基础地质问题，如区域地层对比，构造划分等。

2. 岩石的磁性

GeoGoku

■ 表征磁性的物理量

- 磁化强度、感应磁化强度、剩余磁化强度、总磁化强度、磁化率

• 磁化强度 M

$$M = \kappa H$$

均匀无限磁介质，受外部磁场 H 作用，衡量物质被磁化程度的物理量。

- ✓ 感应磁化强度 M_i

$$M_i = \kappa H_i = \kappa(T/\mu_0)$$

感应磁化强度不仅取决于岩石本身的磁性，还取决于现今地磁场的强度和方向。地球主磁场随经纬度而变，同样的磁体在地球不同位置所产生的感应磁化强度是不同的。

感应磁化的纬度效应

2. 岩石的磁性

■ 表征磁性的物理量

• 磁化强度 M

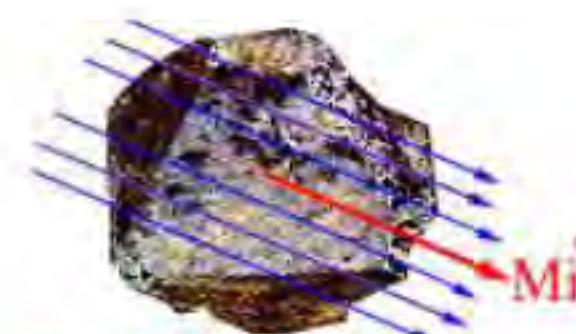
✓ 剩余磁化强度 M_r

岩矿石在生成时，处在一定的条件下，受当时的地磁场磁化、成岩后经历漫长的地质年代，所保留下来的磁化强度，记为

$$M_r$$

✓ 岩石的总磁化强度 由两部分组成

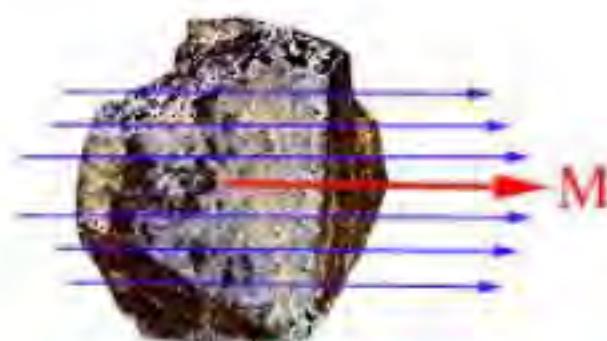
$$M = M_i + M_r = \kappa(T/\mu_0) + M_r$$



(a) 岩矿石受当时地磁场的作用



(b) 经历了构造变动
剩磁的方向变化



(c) 现代地磁场作用



(d) 悬磁化强度是 M_r 与 M_i 的合矢量

2. 岩石的磁性

GeoGoku

■ 表征磁性的物理量

• κ : 物质磁化率

表征物质受磁化的难易程度，是无量纲的物理量，但 κ 仍注以单位。

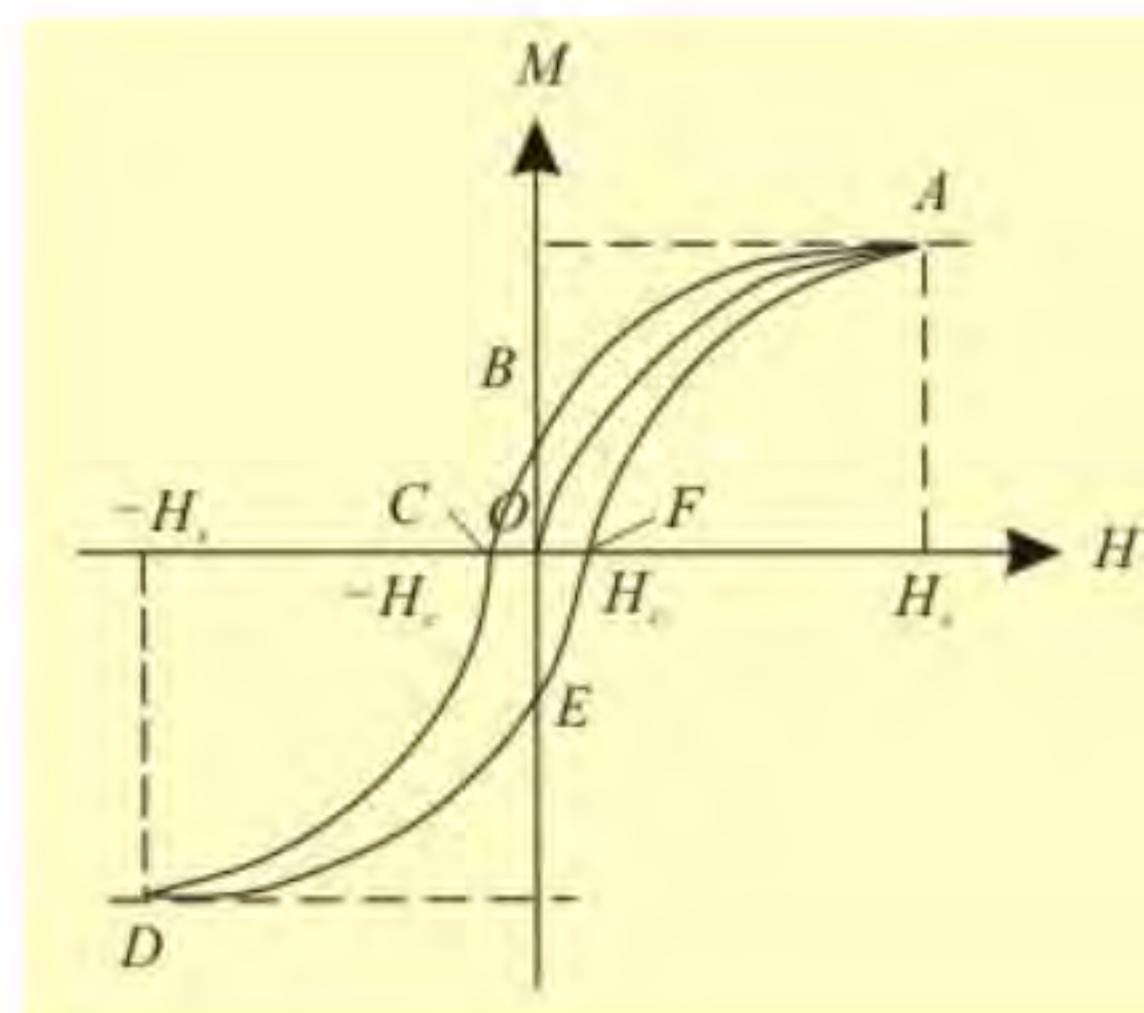
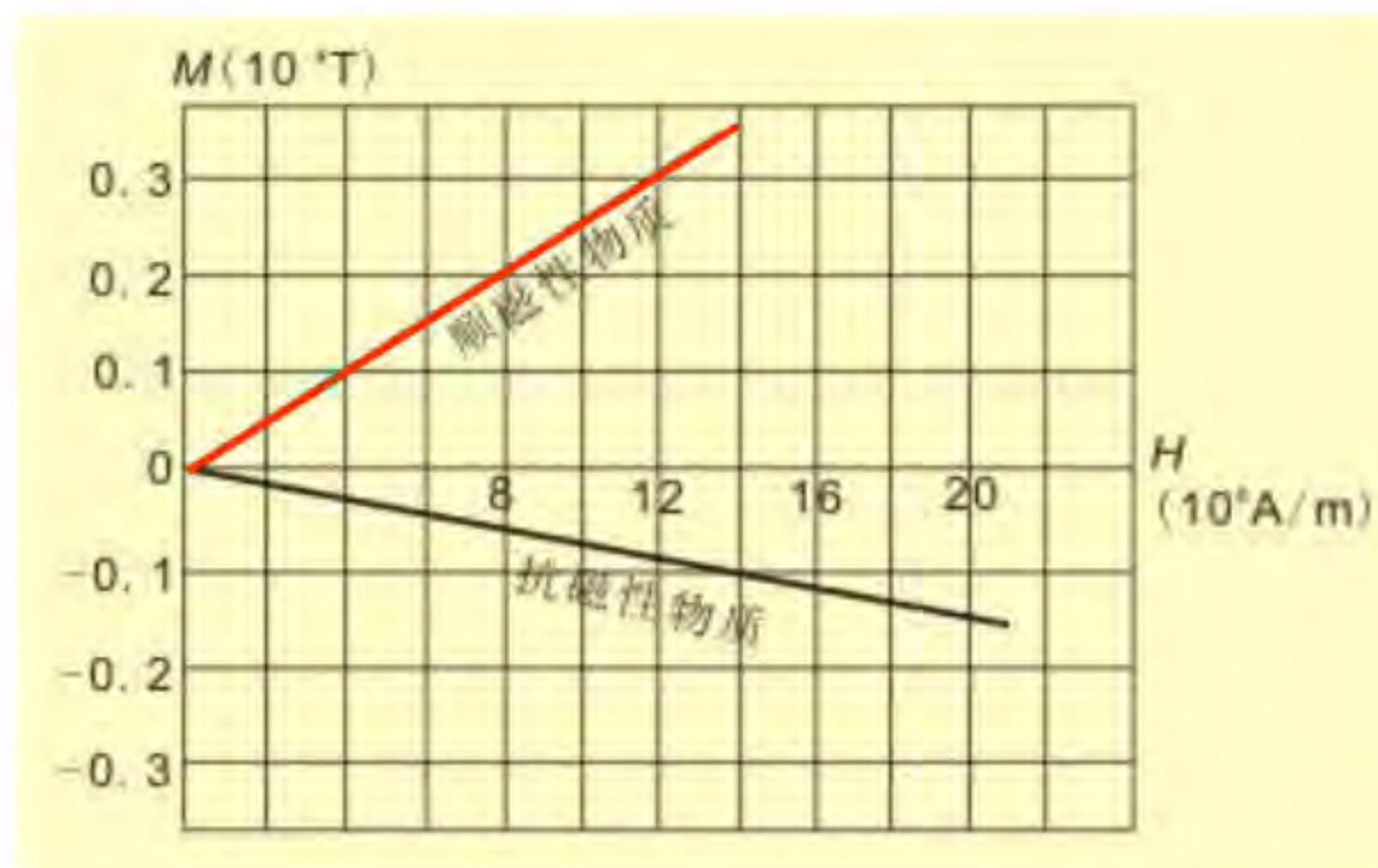
- 在SI制中: κ 单位注明为SI(κ)，磁化强度单位为A/m;
- 在CGSM制中: κ 单位注明为CGSM(κ)，磁化强度单位为CGSM(m)
- 两者关系: $1 \text{ SI}(\kappa) = 1/(4\pi) \text{ CGSM}(\kappa)$

2. 岩石的磁性

GeoGoku

■物质磁性

任何物质的磁性都是带电粒子运动的结果。
分为抗磁性、顺磁性、铁磁性。



2. 岩石的磁性

GeoGoku

■影响岩石磁性的主要因素

- 与铁磁性矿物含量关系

一般来说，岩石中铁磁性矿物含量愈多，磁性也愈强。

- 与磁性矿物颗粒大小结构关系

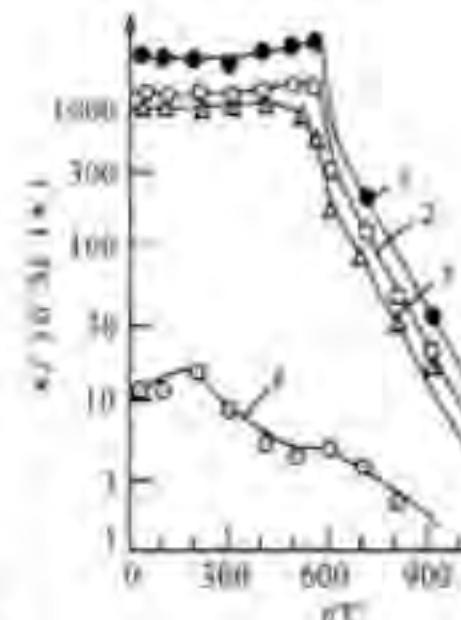
当磁性矿物相对含量、颗粒大小都相同，颗粒相互胶结的比颗粒呈分散状者磁性强。

- 与温度、压力的关系

A、顺磁性（居里定律）；

B、抗磁性（无关）；

C、铁磁性（可逆、不可逆）。



构造运动 + 各种力（拉伸力、压力、地震振动）

压力↑ ⇒ $K \downarrow$ (平行压力方向)

压力↑ ⇒ $K \uparrow$ (垂直压力方向)
(很小)

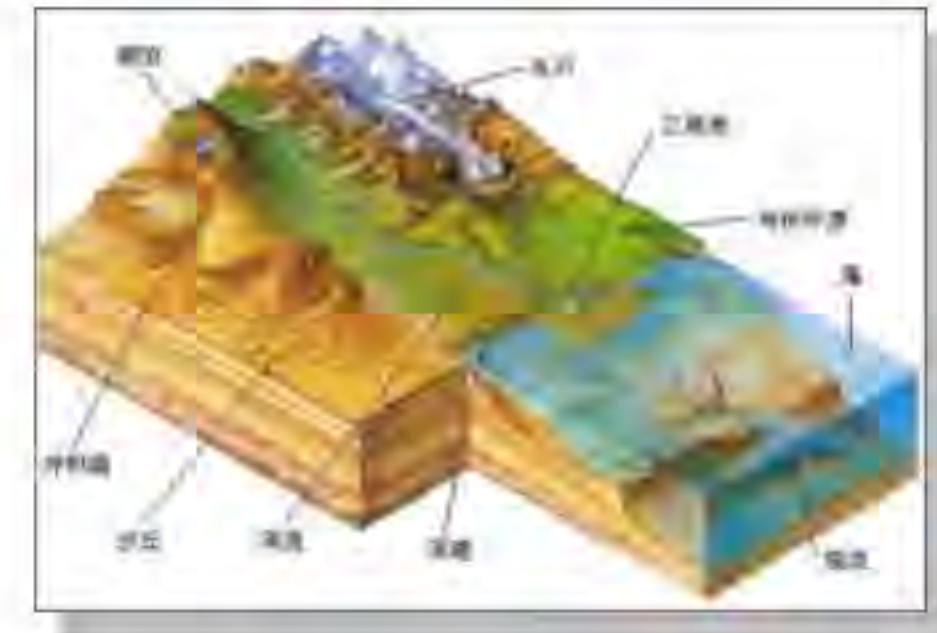
2. 岩石的磁性

GeoGoku

■三大岩类的磁性

•沉积岩的磁性

- ✓一般说来，沉积岩的磁性较弱。
- ✓沉积岩的磁化率主要决定于副矿物的含量和成分，它们是磁铁矿、磁赤铁矿、赤铁矿，以及铁的氢氧化物；其造岩矿物如石英、长石、方解石等，对磁化率无贡献。
- ✓沉积岩多数只有微弱的磁性，故磁场平静、单调。有些砂岩、页岩或含有磁铁矿的大理岩，因含有少量磁铁矿物而出现磁异常。有的盐丘，因其组成矿物具有逆磁性而有数十纳特的负磁异常。



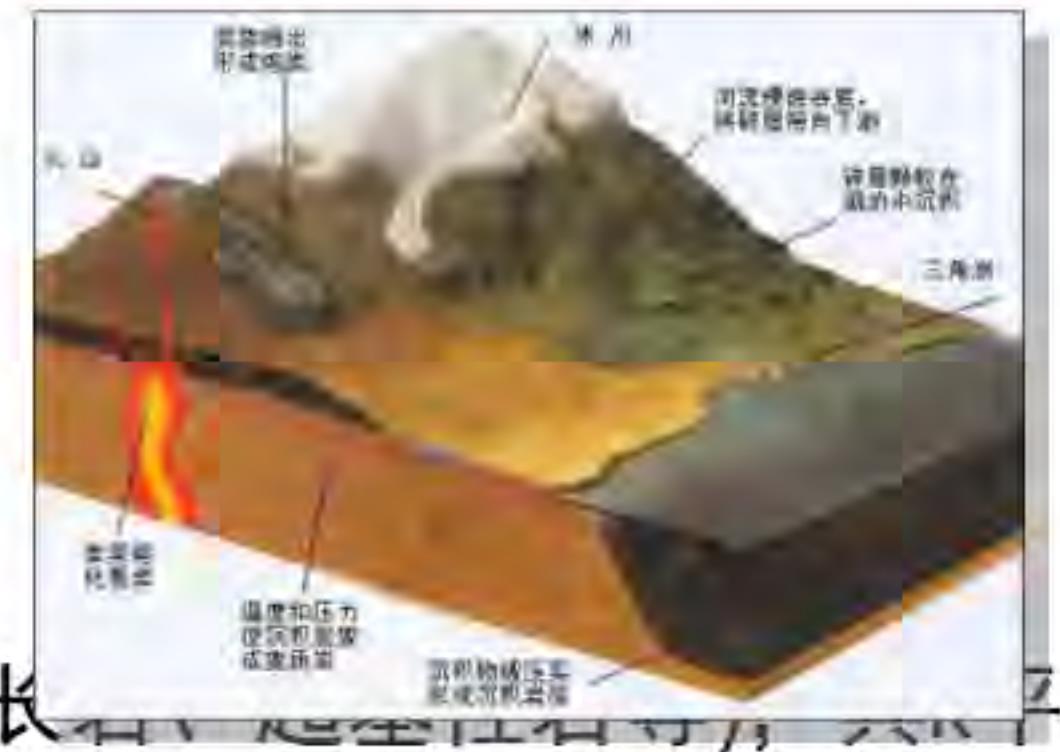
2. 岩石的磁性

GeoGoku

■三大岩类的磁性

•火成岩的磁性

- ✓ 依据火成岩的产出状态，又可分为侵入岩和喷出岩。
- ✓ 侵入岩的不同岩石组(花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩、辉长岩等)均值随岩石基性增强而增大。
- ✓ 超基性岩是火成岩中磁性最强的。超基性岩体在蛇纹石化时，辉石被分解形成蛇纹石和磁铁矿，使磁化率急剧增大，可达几个SI(κ)单位。
- ✓ 基性、中性岩，一般来说其磁性较超基性岩次之。
- ✓ 火成岩具有明显的天然剩余磁性，其 $Q = Mr/Mi$ 称作柯尼希斯贝格比。不同岩石组的Q值范围，可在0~10或更大范围变化。



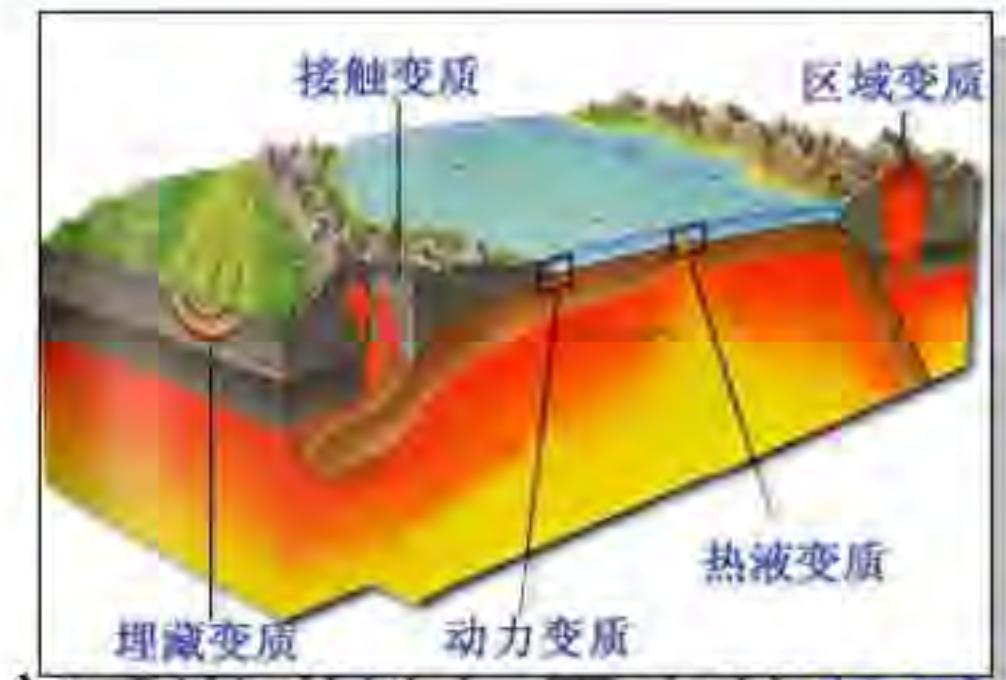
2. 岩石的磁性

GeoGoku

■三大岩类的磁性

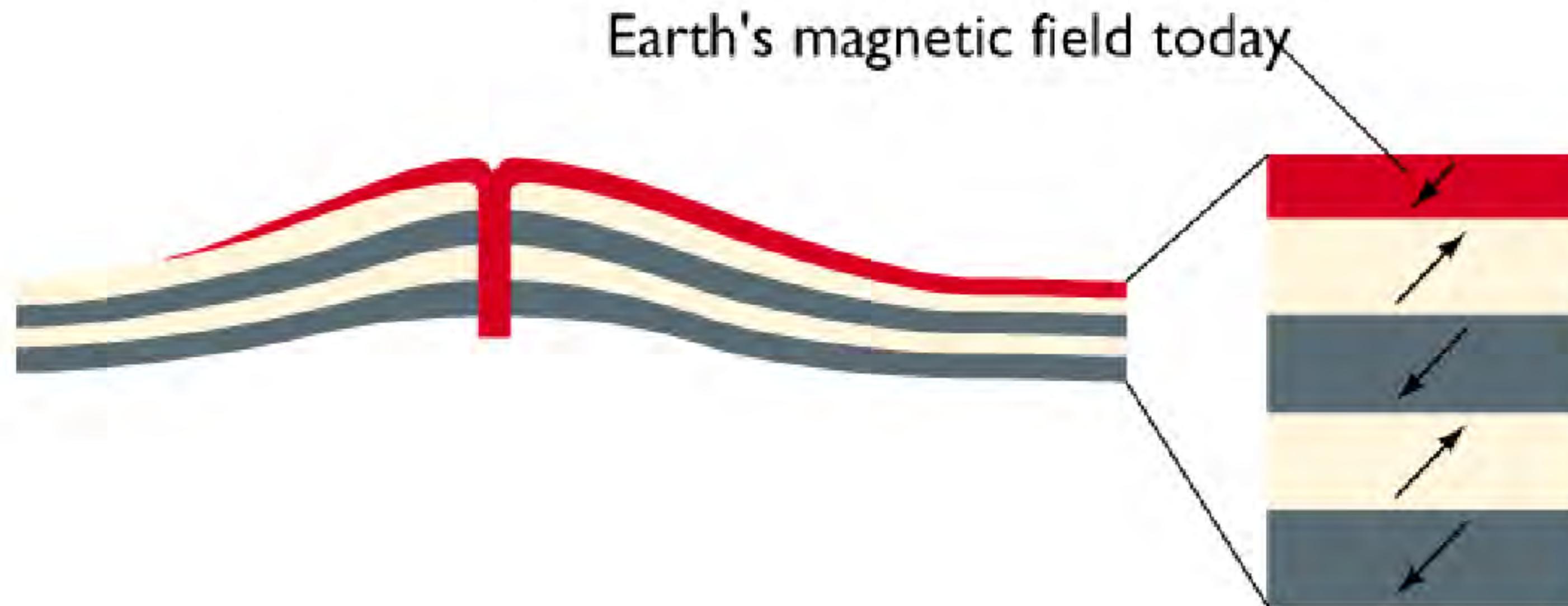
• 变质岩的磁性

- ✓ 变质岩的磁化率和天然剩余磁化强度，其变化范围很大。变质岩磁性与原来的**基质**有关，也**与其生成条件**有关。
- ✓ 具有层状结构的变质岩，表现有**磁各向异性**。即沿不同方向的磁化率不相等。
- ✓ 由沉积岩变质生成的，称水成变质岩，其磁性特征一般具有铁磁-顺磁性。**沉积岩形成的变质岩一般磁性微弱，磁场平静**。
- ✓ 由岩浆岩变质生成的，称火成变质岩，其磁性有铁磁—顺磁性与铁磁性两组。由火山岩形成的变质岩异常与中酸性岩体异常相近。含铁石英岩情况特殊，往往形成有明显走向的**强磁异常**。



2. 岩石的磁性

■岩石的剩余磁性



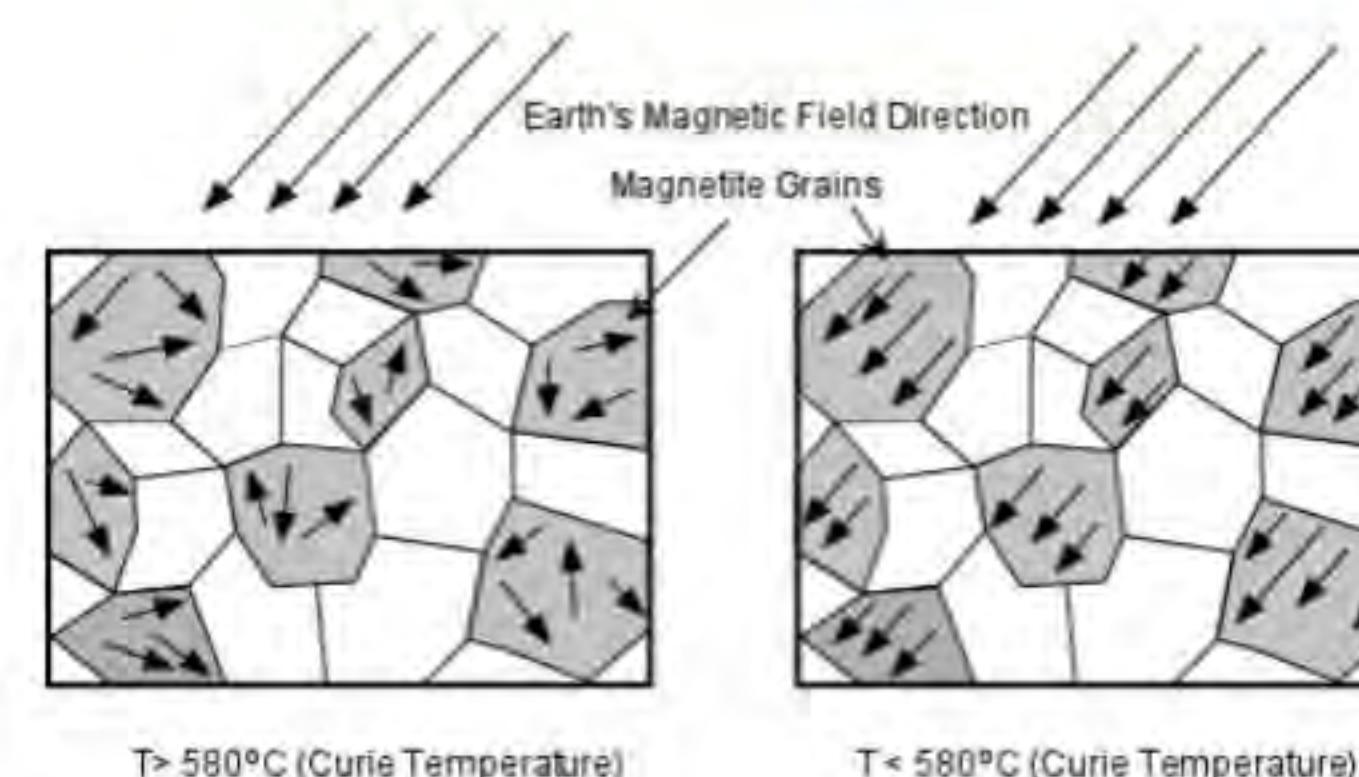
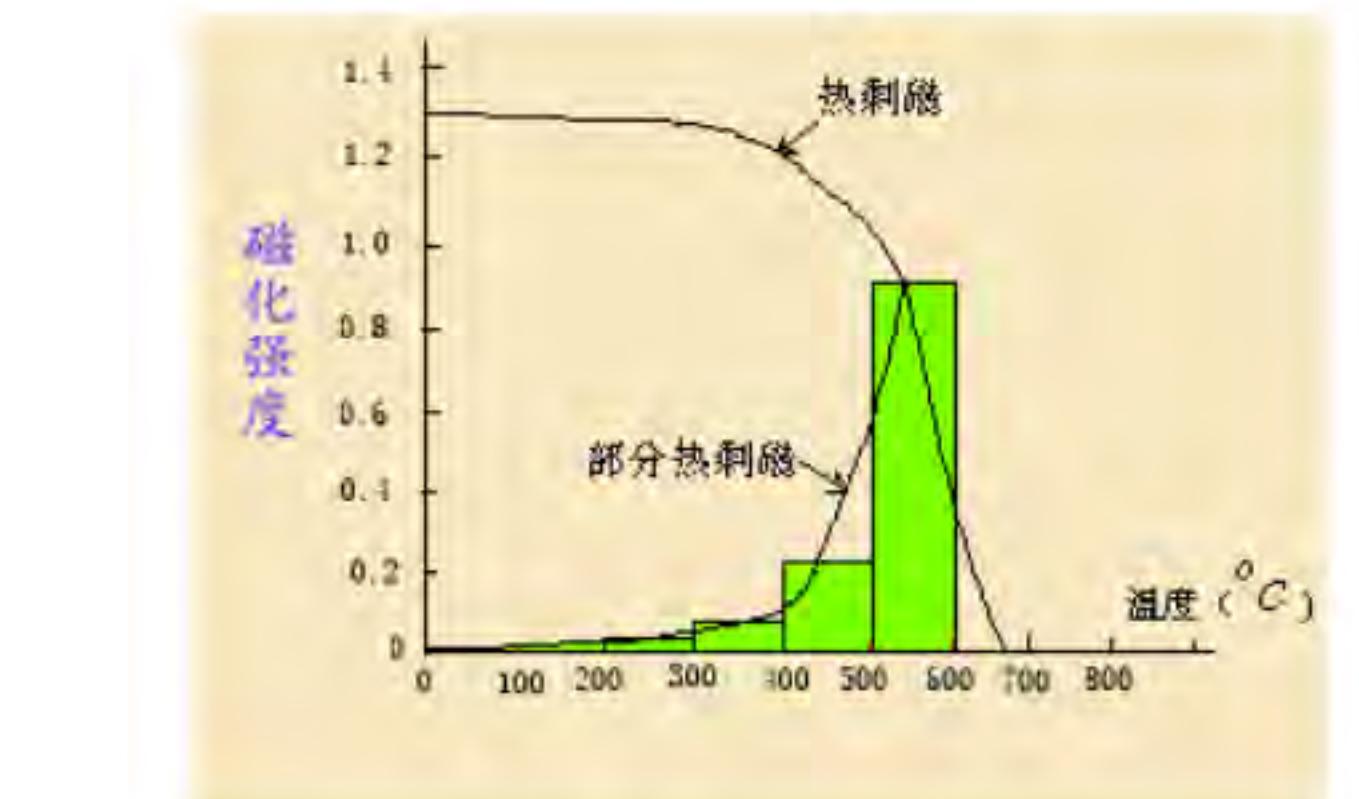
2. 岩石的磁性

■岩石的剩余磁性

• 热剩余磁性(TRM)

- 在恒定磁场作用下，岩石从居里点以上温度逐渐冷却到居里点以下，在这个过程中受磁化所获得的剩磁。

- 强度大；稳定（磁性弛豫时间长）；总热剩磁是各部分热剩磁之和（叠加定律）；热退磁也服从叠加定律。



2. 岩石的磁性

GeoGoku

■岩石的剩余磁性

• 碎屑剩余磁性(DRM)

沉积物固积成岩后，按其碎屑的磁化方向保留下来的磁性。

- 强度正比于定向排列的磁性颗粒数目；比较稳定；强度小。

• 化学剩余磁性(CRM)

在一定磁场中，某些物质在低于居里温度的条件下，经过相变和化学过程所获得的剩磁。

- 剩磁强度正比于外磁场；比较稳定；强度小。

■岩石的剩余磁性

• 粘滞剩余磁性(VRM)

岩石生成之后，长期处于地磁场作用下，原来走向排列磁畴驰豫到地磁场方向上，所形成的剩磁。

- 强度与时间的对数呈正比；随温度增高强度增大。

• 等温剩磁(IRM)

- 在常温下，岩石受外部磁场作用（如闪电等）所获得的剩磁。
- 不稳定。

2. 岩石的磁性

GeoGoku

■岩石的剩余磁性

原生剩磁

热剩磁 (TRM) 在恒定磁场作用下，岩石从居里点以上温度逐渐冷却到居里点以下，在通过居里温度时受磁化所获得的剩磁。

碎屑剩磁 (DRM) 沉积物固结成岩后，按其碎屑的磁化方向保留下来的磁性。

化学剩磁 (CRM) 在一定磁场中，某些物质在低于居里温度的条件下，经过相变和化学过程所获得的剩磁。

次生剩磁

粘滞剩磁 (VRM) 岩石生成之后，长期处于地磁场作用下，原来走向排列磁畴驰豫到地磁场方向上，所形成的剩磁。

等温剩磁 (IRM) 在常温下，岩石受外部磁场作用（如闪电等）所获得的剩磁。

2. 岩石的磁性

GeoGoku

■岩石的剩余磁性

- 火成岩剩磁成因

热剩磁是形成火成岩原生剩磁的原因。

- 沉积岩剩磁成因

沉积岩剩磁是通过沉积作用和成岩作用两个过程形成的，因而是碎屑剩磁和化学剩磁。

- 变质岩剩磁成因

变质岩的剩磁与其原岩有关，由火成岩变质生成的正变质岩，它可能有热剩磁。由沉积岩变质生成的副正变质岩，它可能有碎屑剩磁和化学剩磁。

粘滞剩磁和等温剩磁都有可能参与岩石的形成

第一节 重力知识回顾

第二节 磁法知识回顾

第三节 电法知识回顾

1. 电磁场

GeoGoku

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho$$

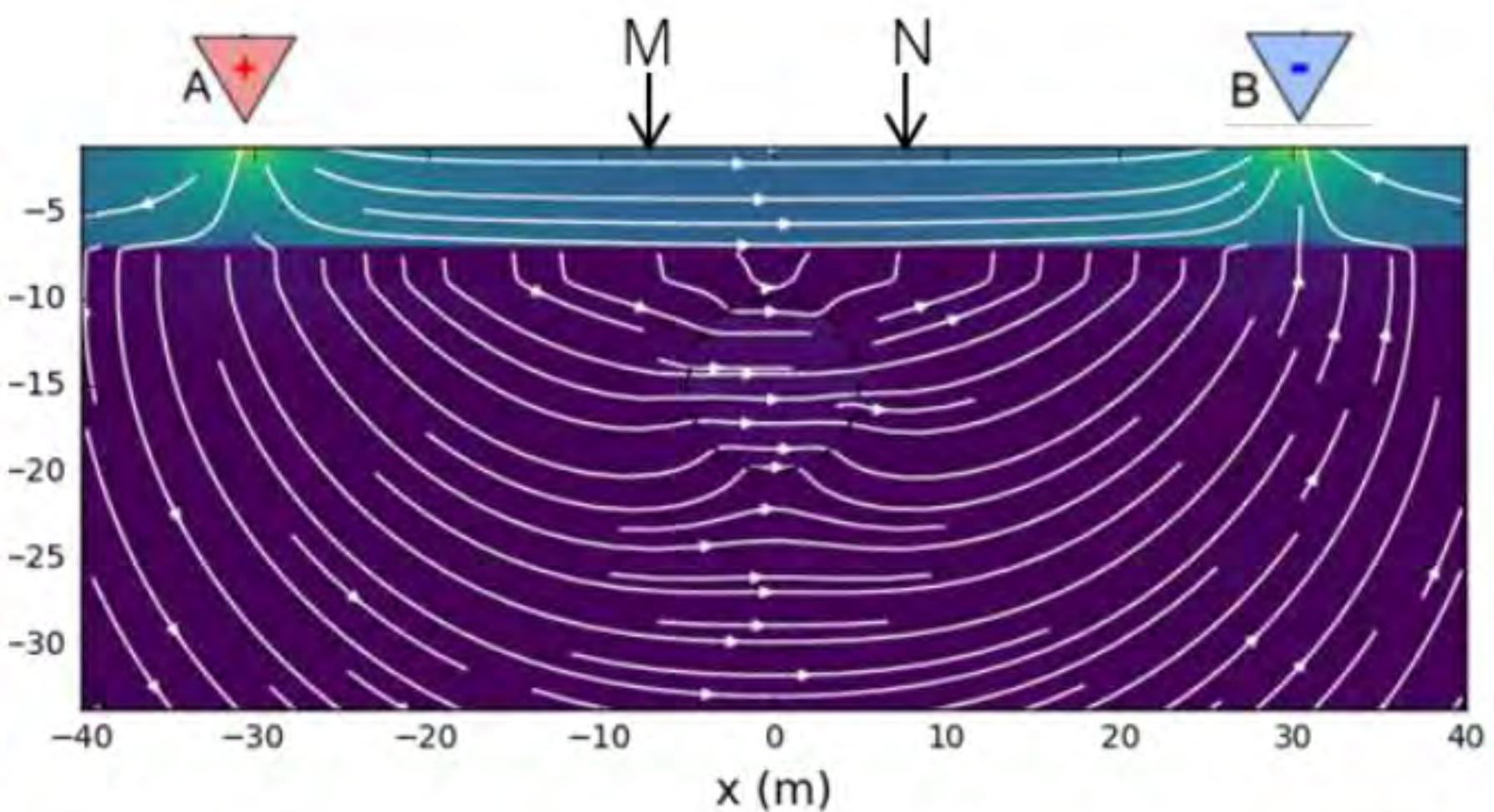
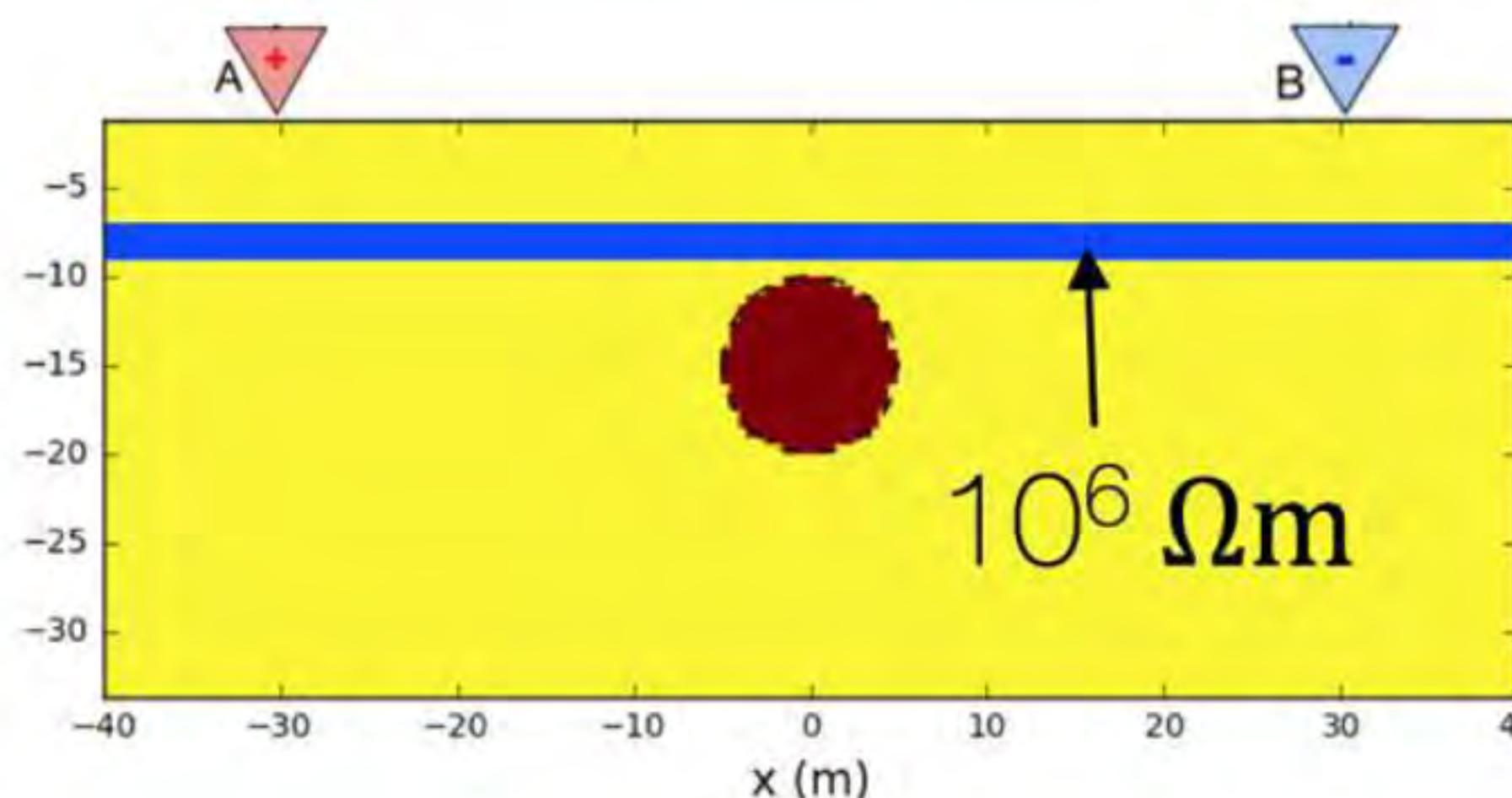
$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$$

1. 电磁场

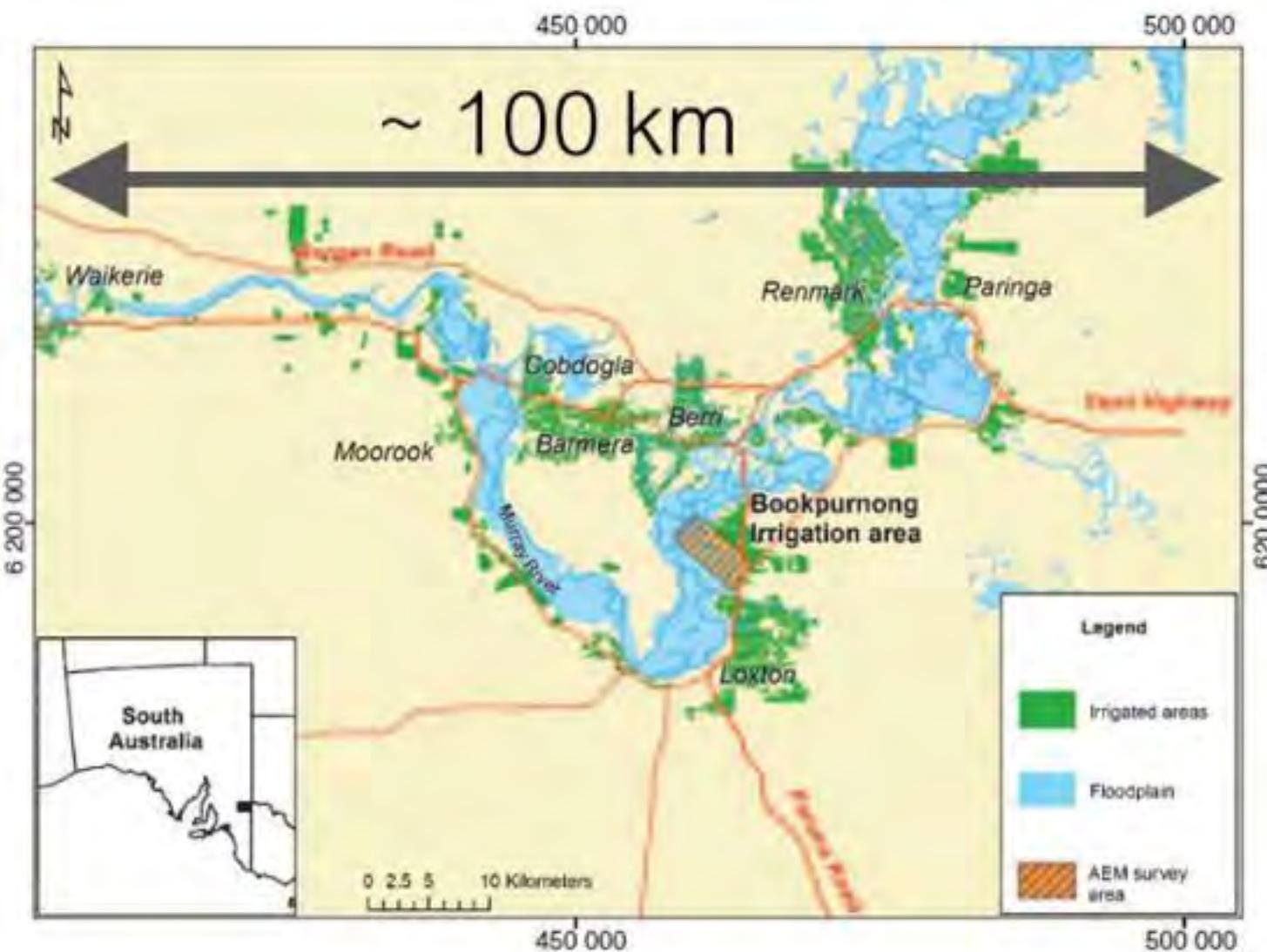
Resistive layer “shields” target



1. 电磁场

GeoGoku

Large areas to be covered



Rugged terrain

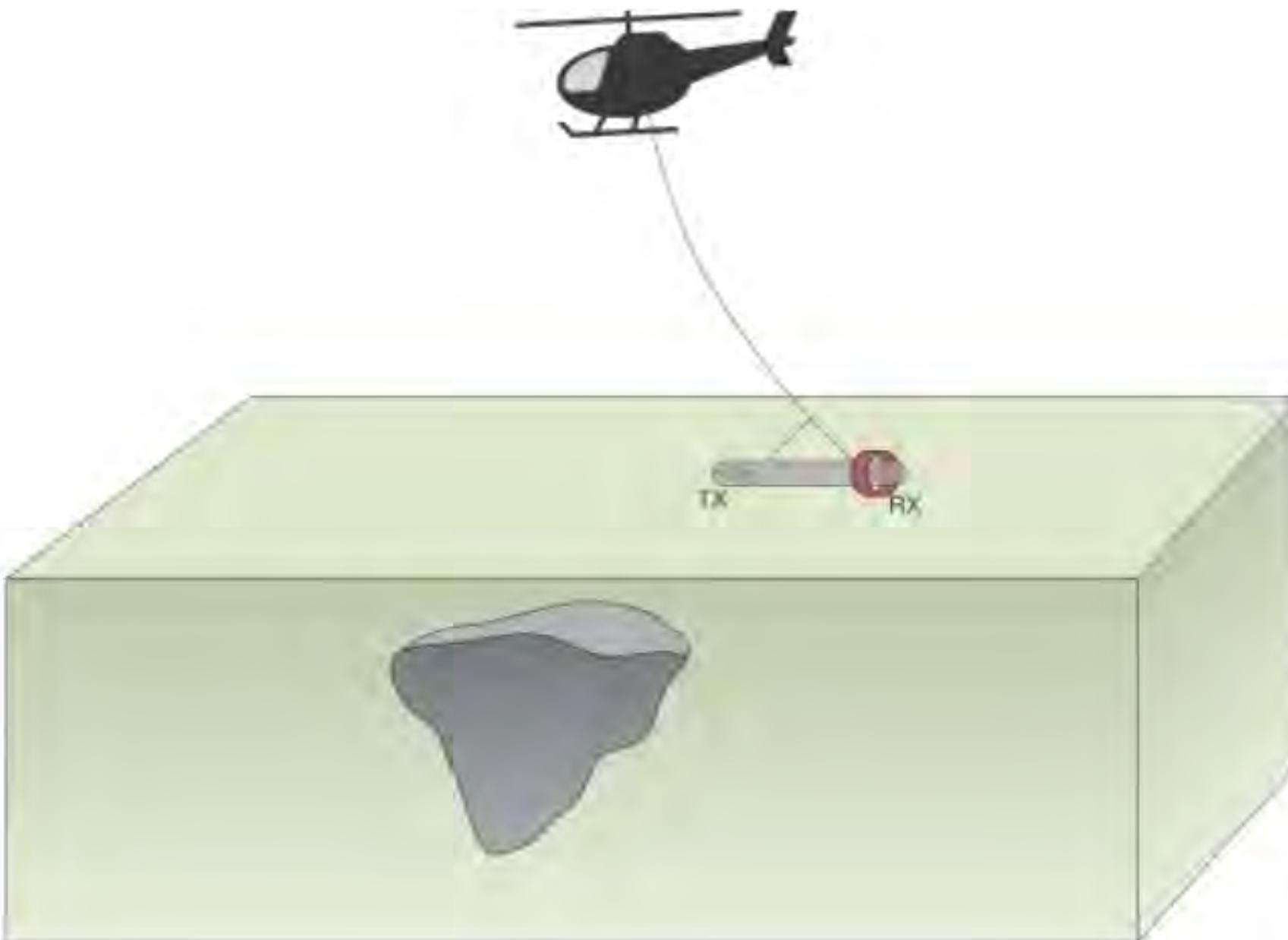


Hard to inject



1. 电磁场

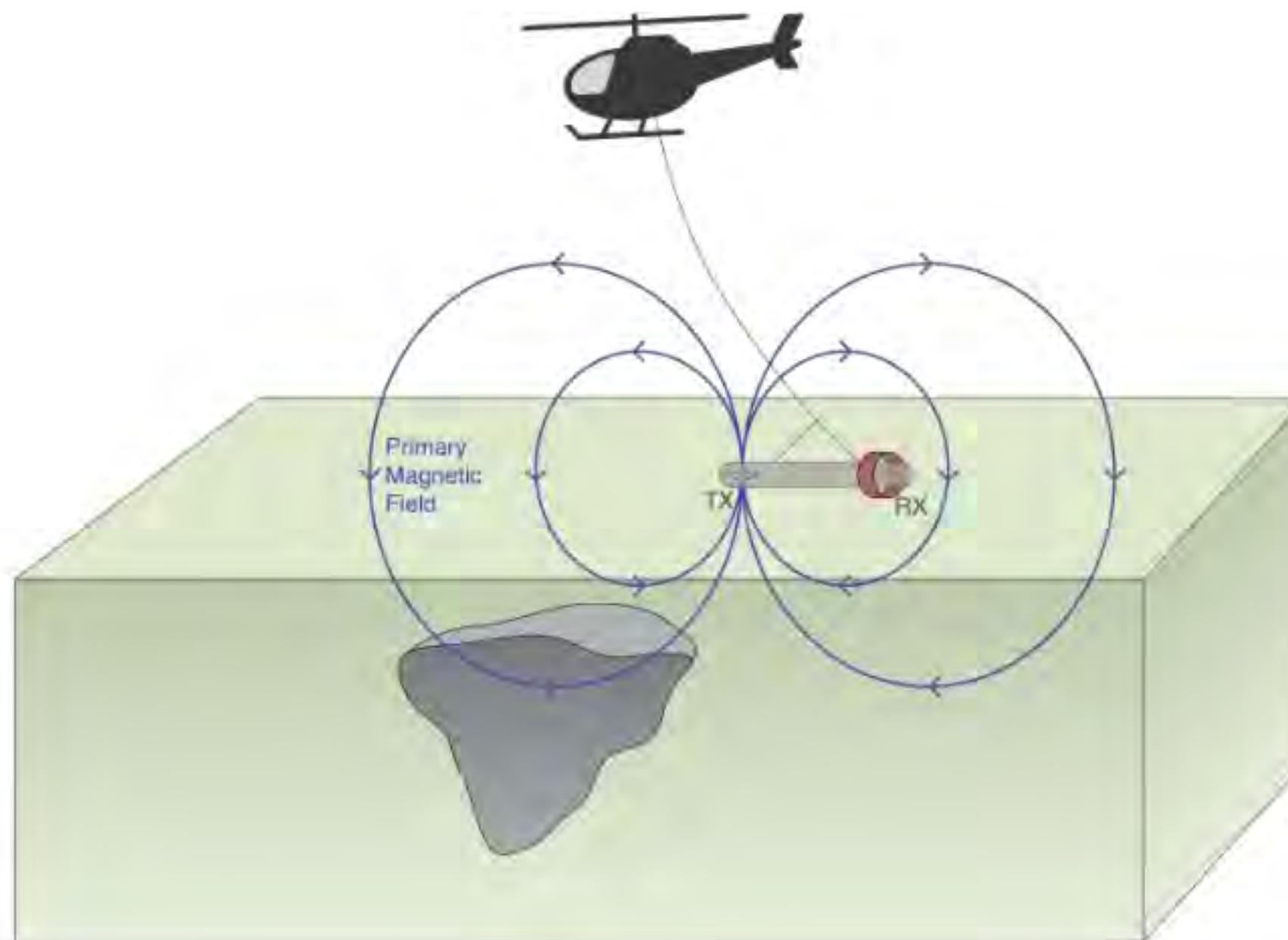
- **Setup:**
 - transmitter and receiver are in a towed bird



1. 电磁场

GeoGoku

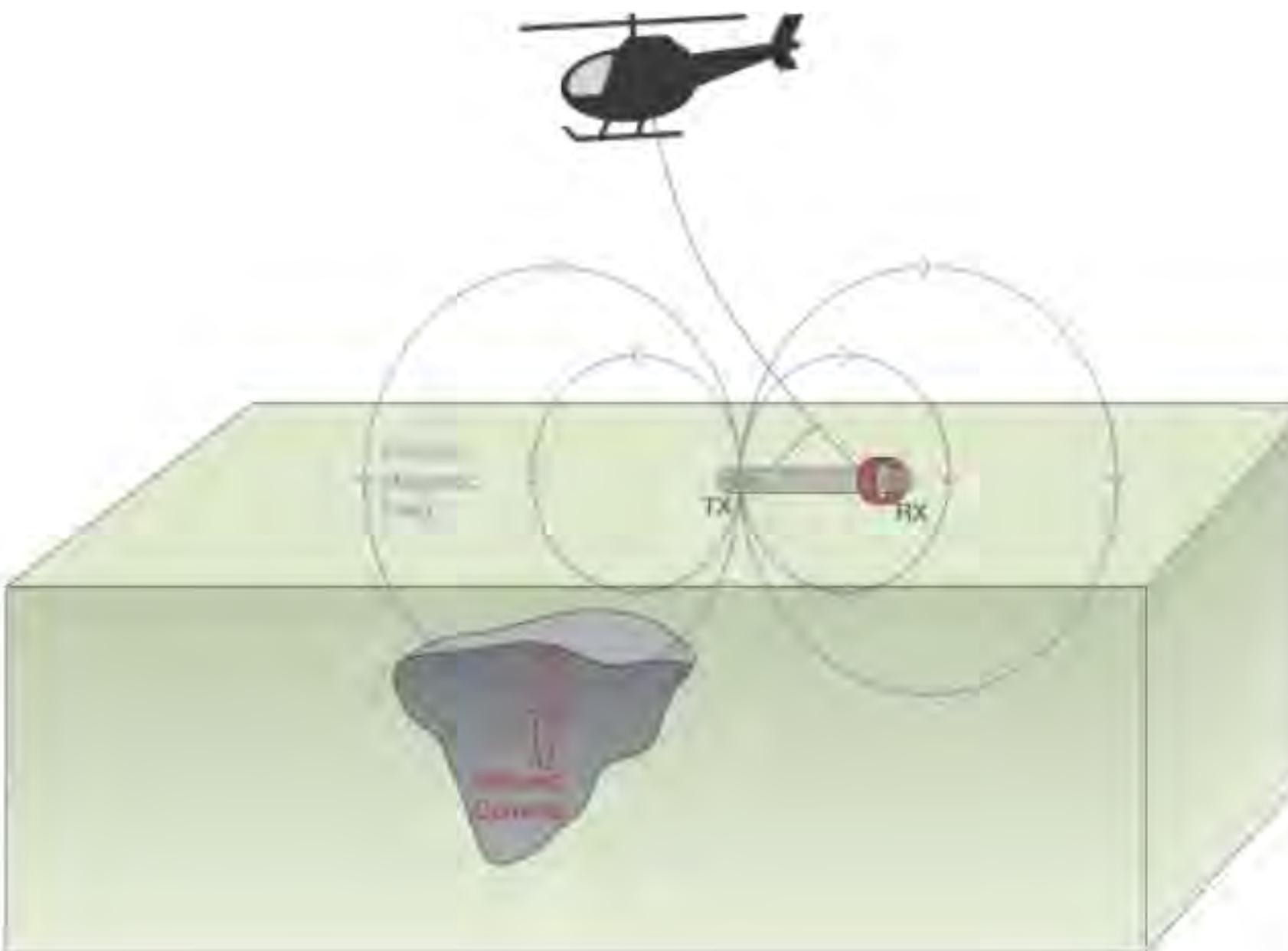
- **Setup:**
 - transmitter and receiver are in a towed bird
- **Primary:**
 - Transmitter produces a primary magnetic field



1. 电磁场

GeoGoku

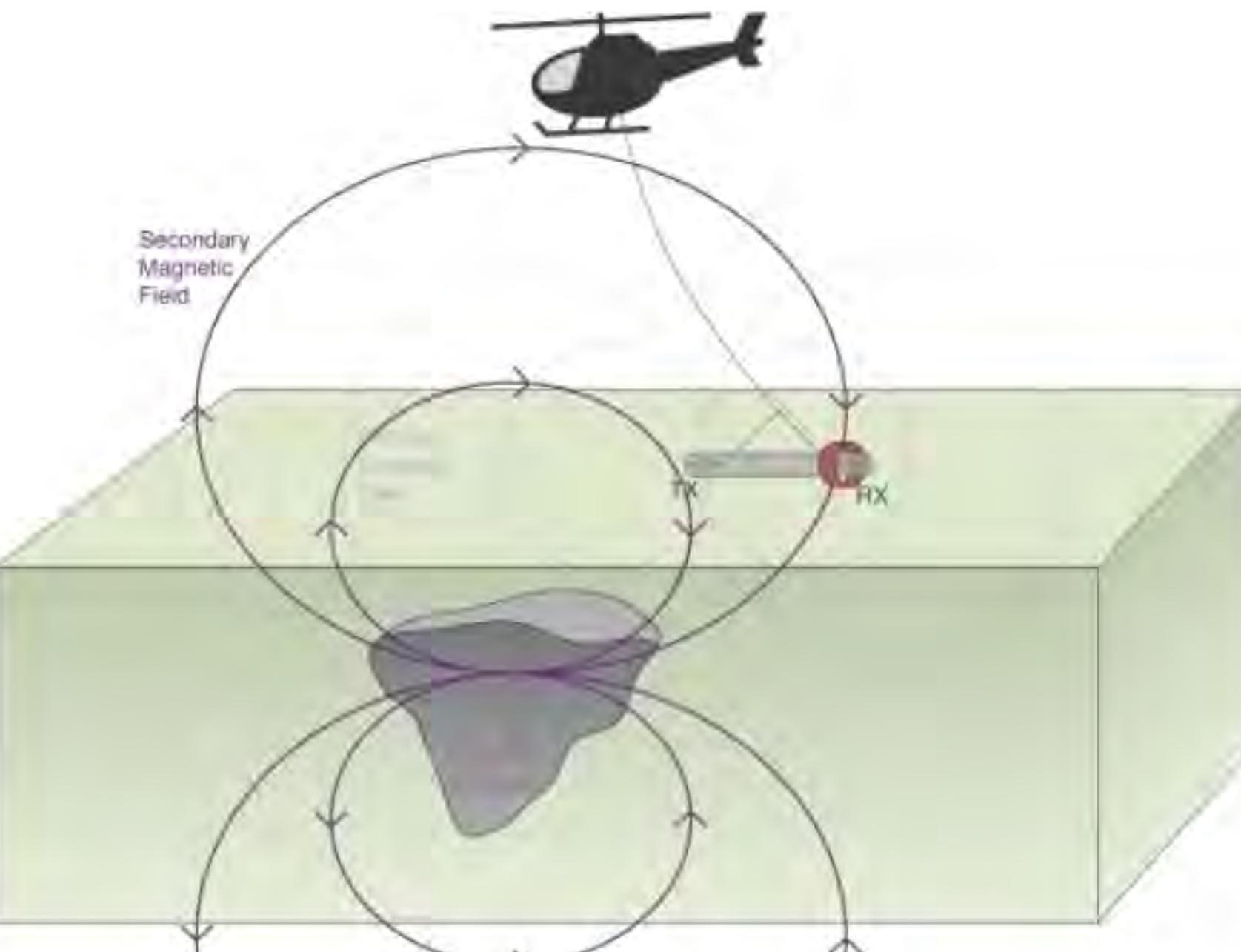
- **Setup:**
 - transmitter and receiver are in a towed bird
- **Primary:**
 - Transmitter produces a primary magnetic field
- **Induced Currents:**
 - Time varying magnetic fields generate electric fields everywhere and currents in conductors



1. 电磁场

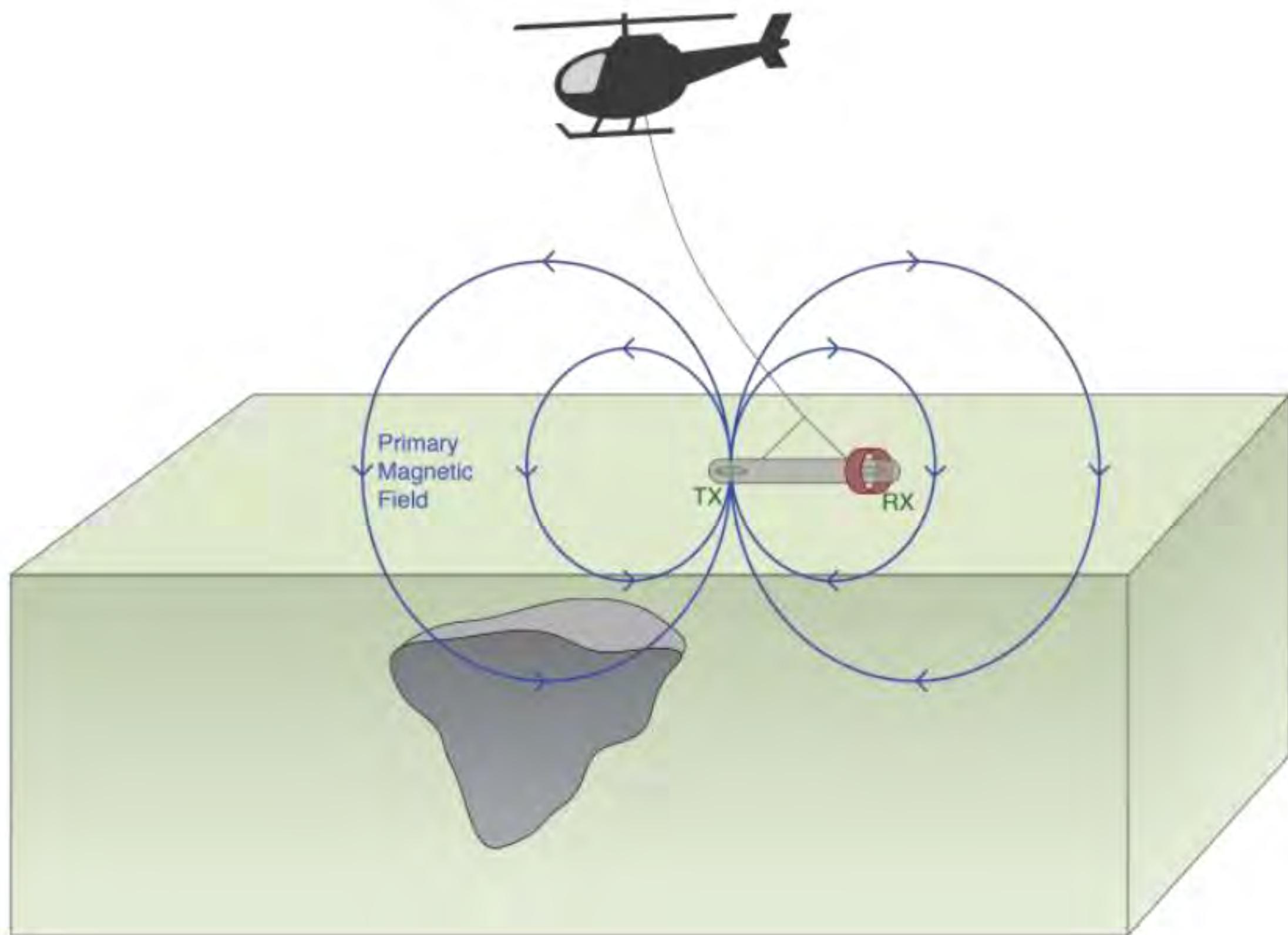
GeoGoku

- **Setup:**
 - transmitter and receiver are in a towed bird
- **Primary:**
 - Transmitter produces a primary magnetic field
- **Induced Currents:**
 - Time varying magnetic fields generate electric fields everywhere and currents in conductors
- **Secondary Fields:**
 - The induced currents produce a secondary magnetic field.

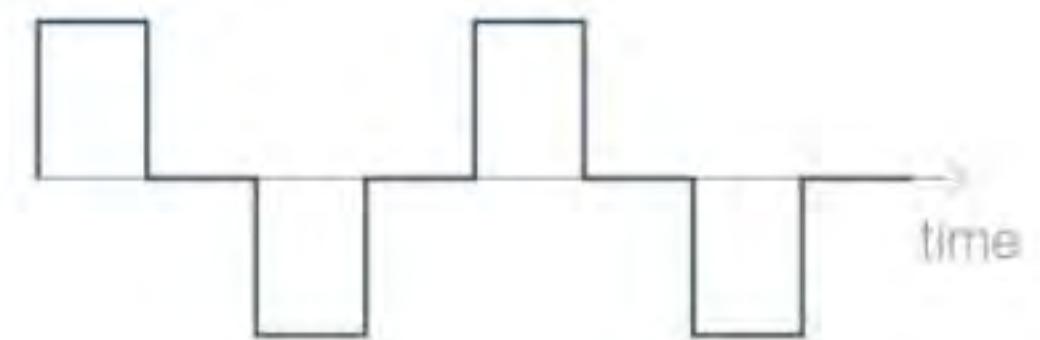


1. 电磁场

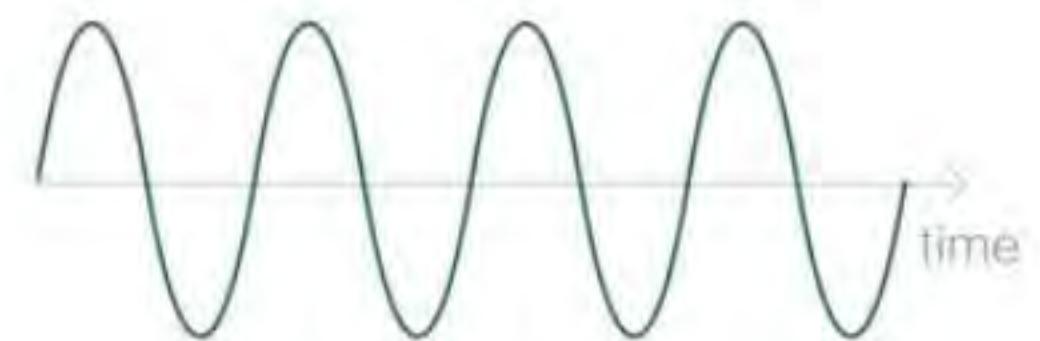
GeoGoku



waveform



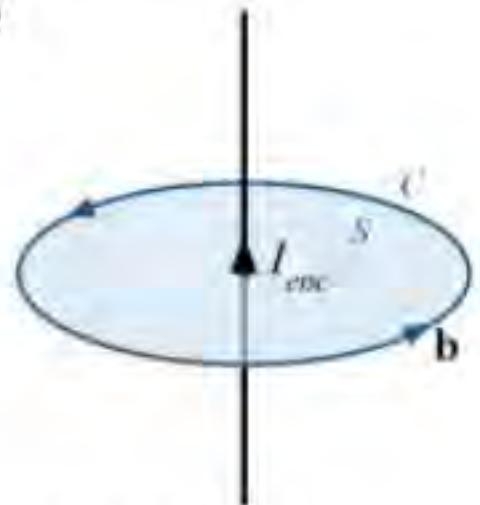
or



1. 电磁场

GeoGoku

Wire



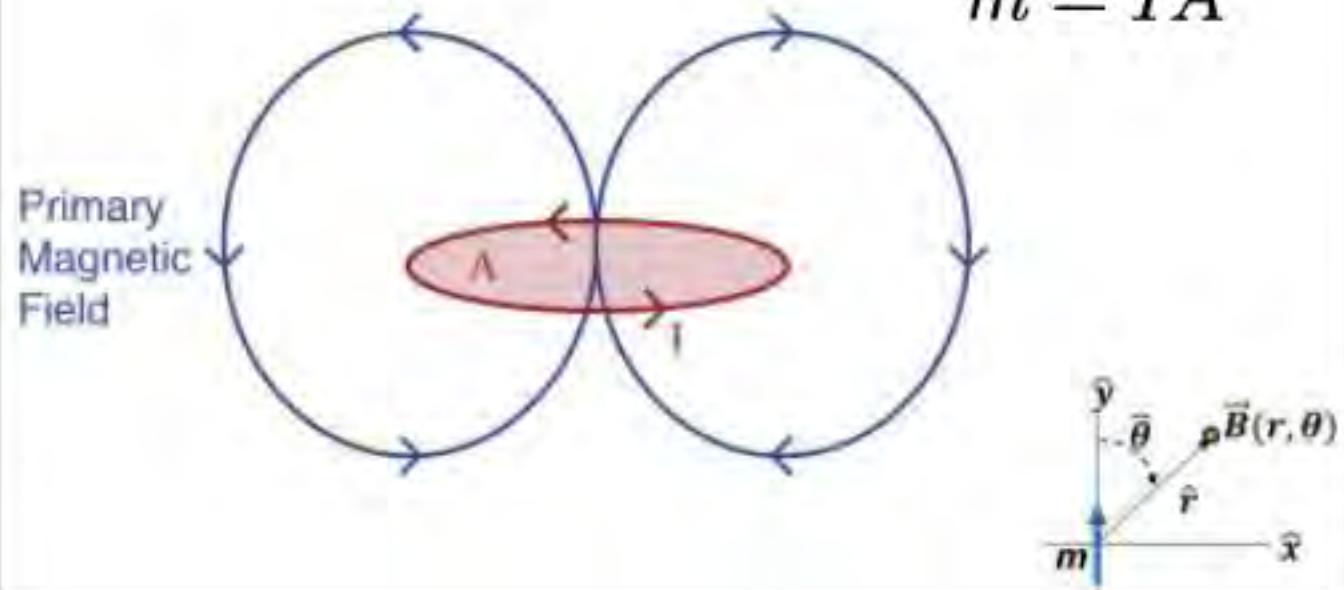
$$\mathbf{B} = \frac{\mu_0 I_{enc}}{2\pi r} \hat{\phi}$$

右手准则

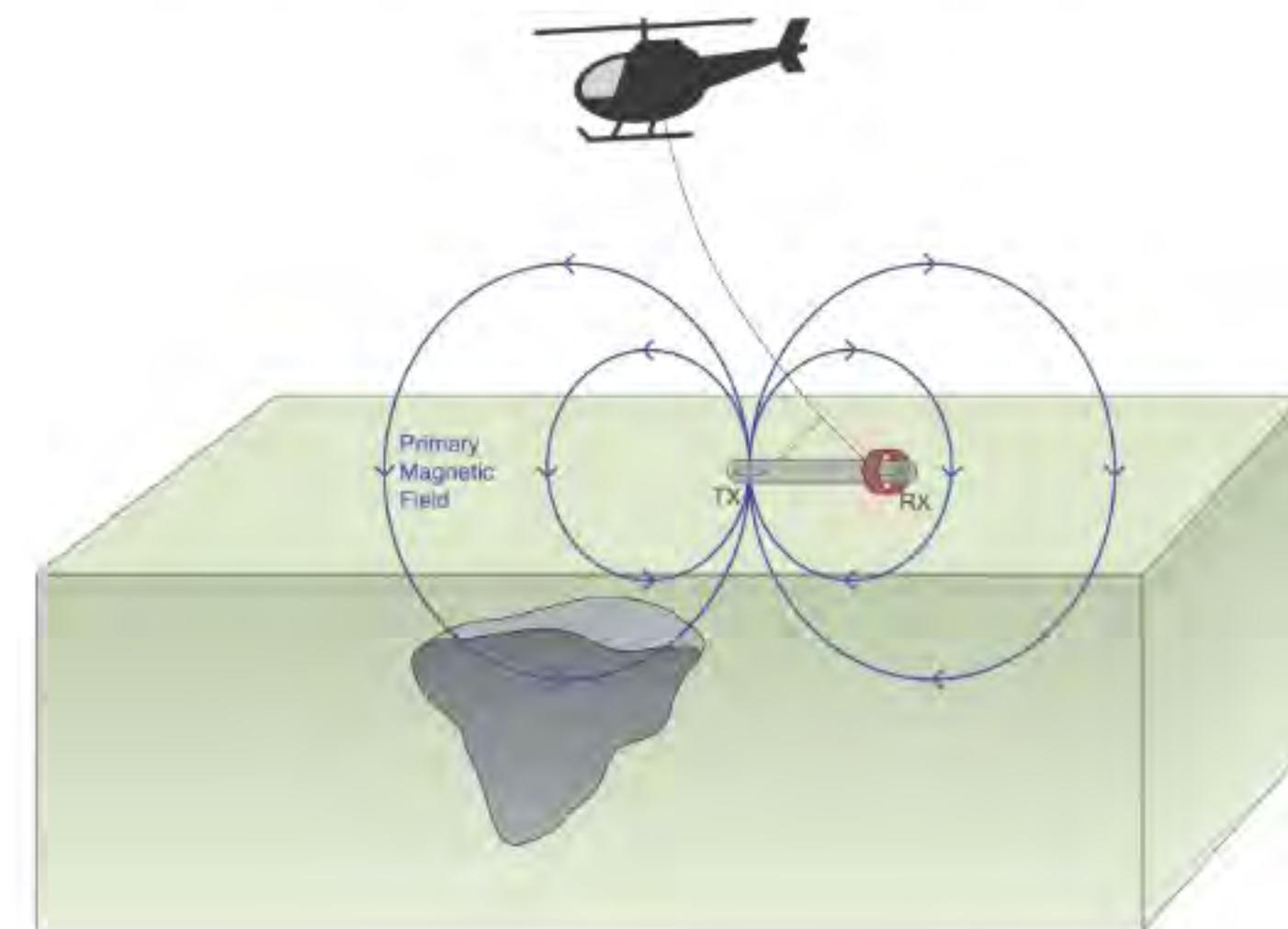
Current loop

$$\mathbf{B} = \frac{\mu_0 m}{4\pi r^3} (2 \cos \theta \hat{\mathbf{r}} + \sin \theta \hat{\boldsymbol{\theta}})$$

$$m = IA$$



Ampere's Law



$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J}$$

1. 电磁场

GeoGoku

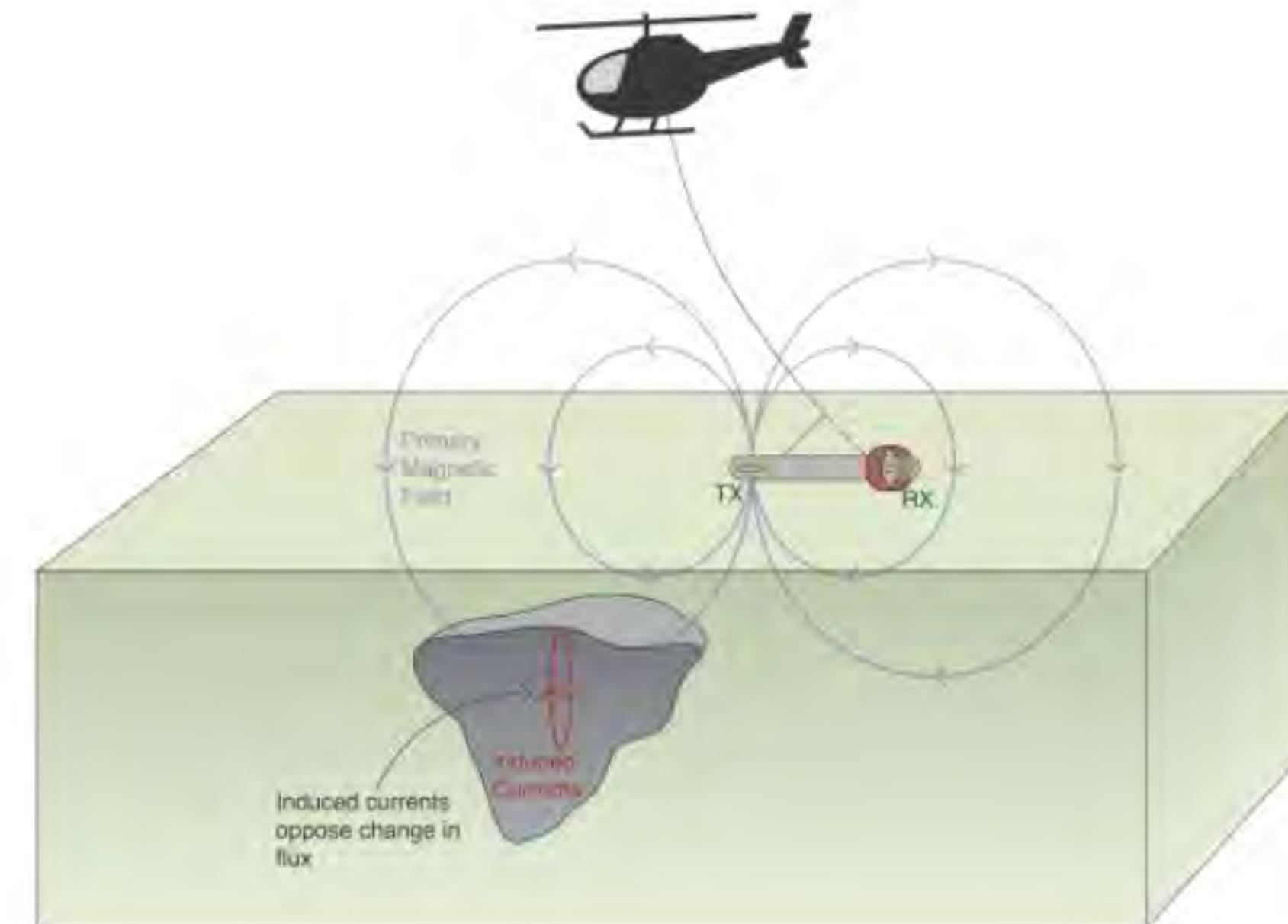
$$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t}$$

Lenz's Law

Ohm's Law

$$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e}$$

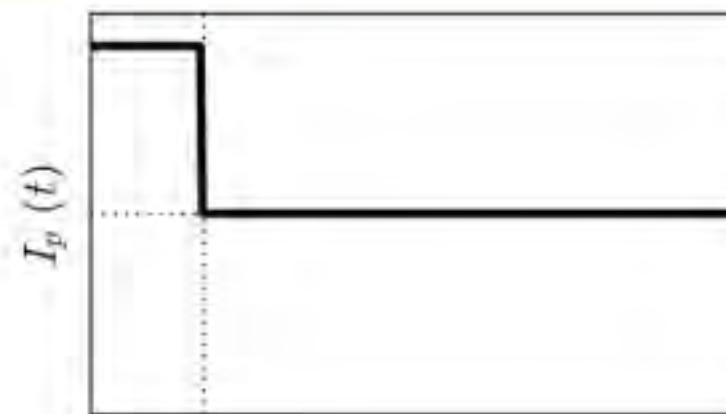
Faraday's Law



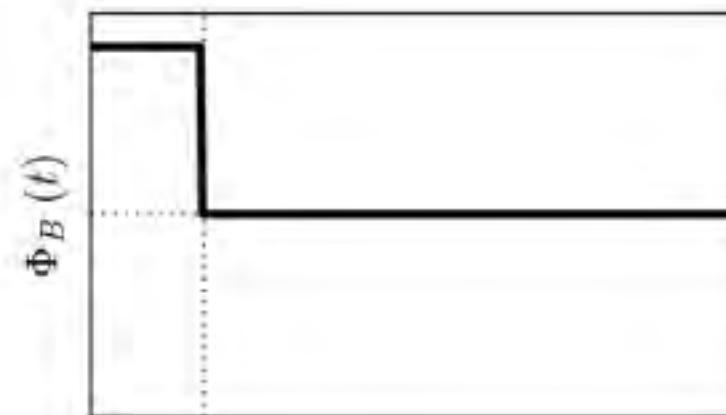
1. 电磁场

GeoGoku

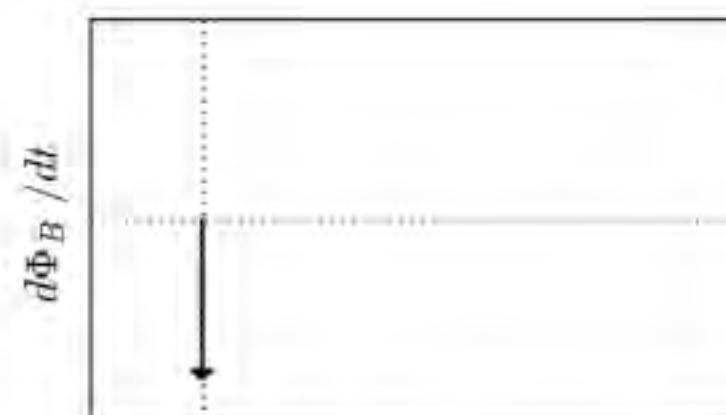
Primary currents



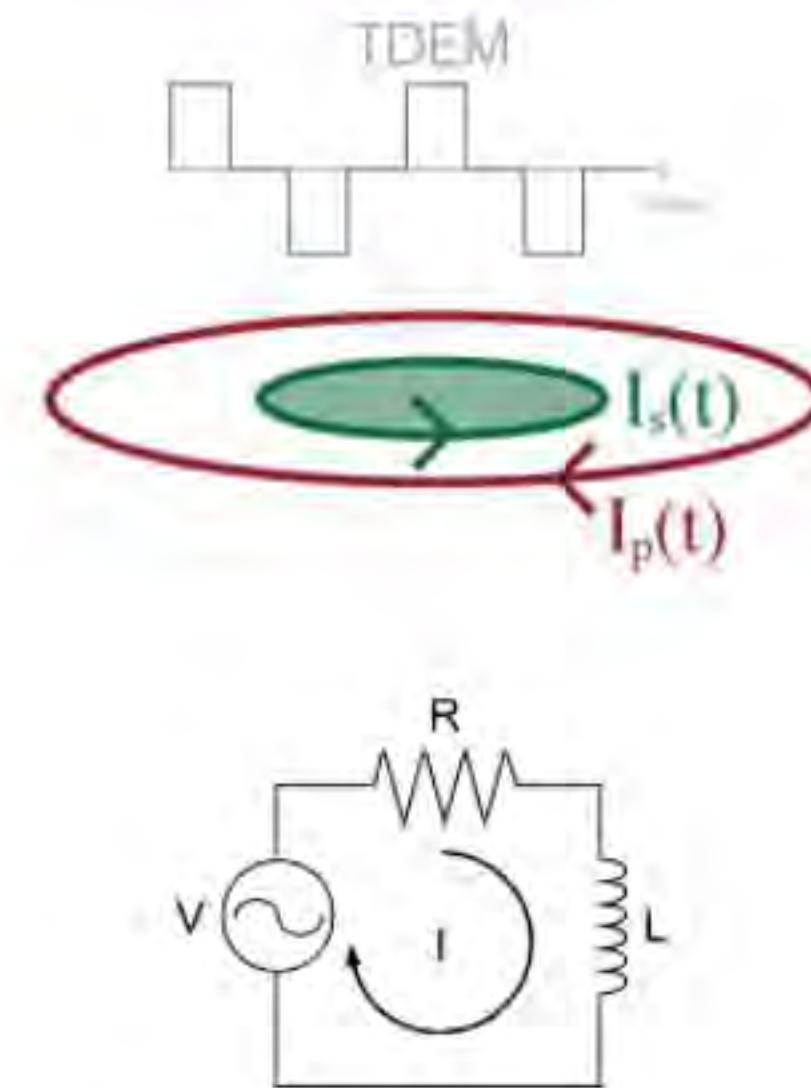
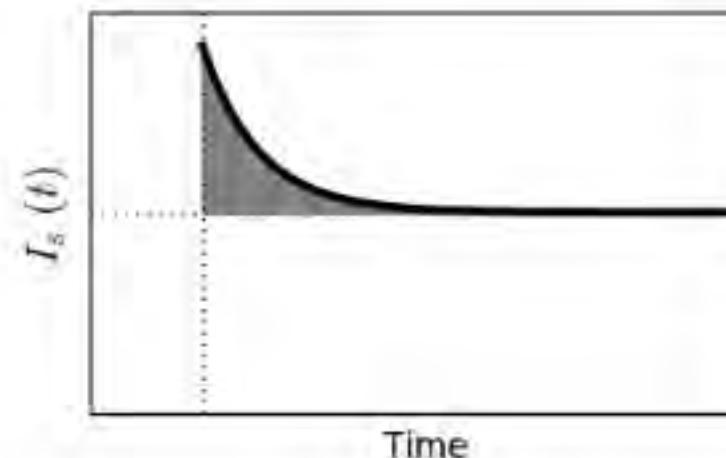
Magnetic flux



Time-variation of magnetic flux



Secondary currents



$$I_s(t) = I_s e^{-t/\tau}$$

$$\tau = L/R$$

1. 电磁场

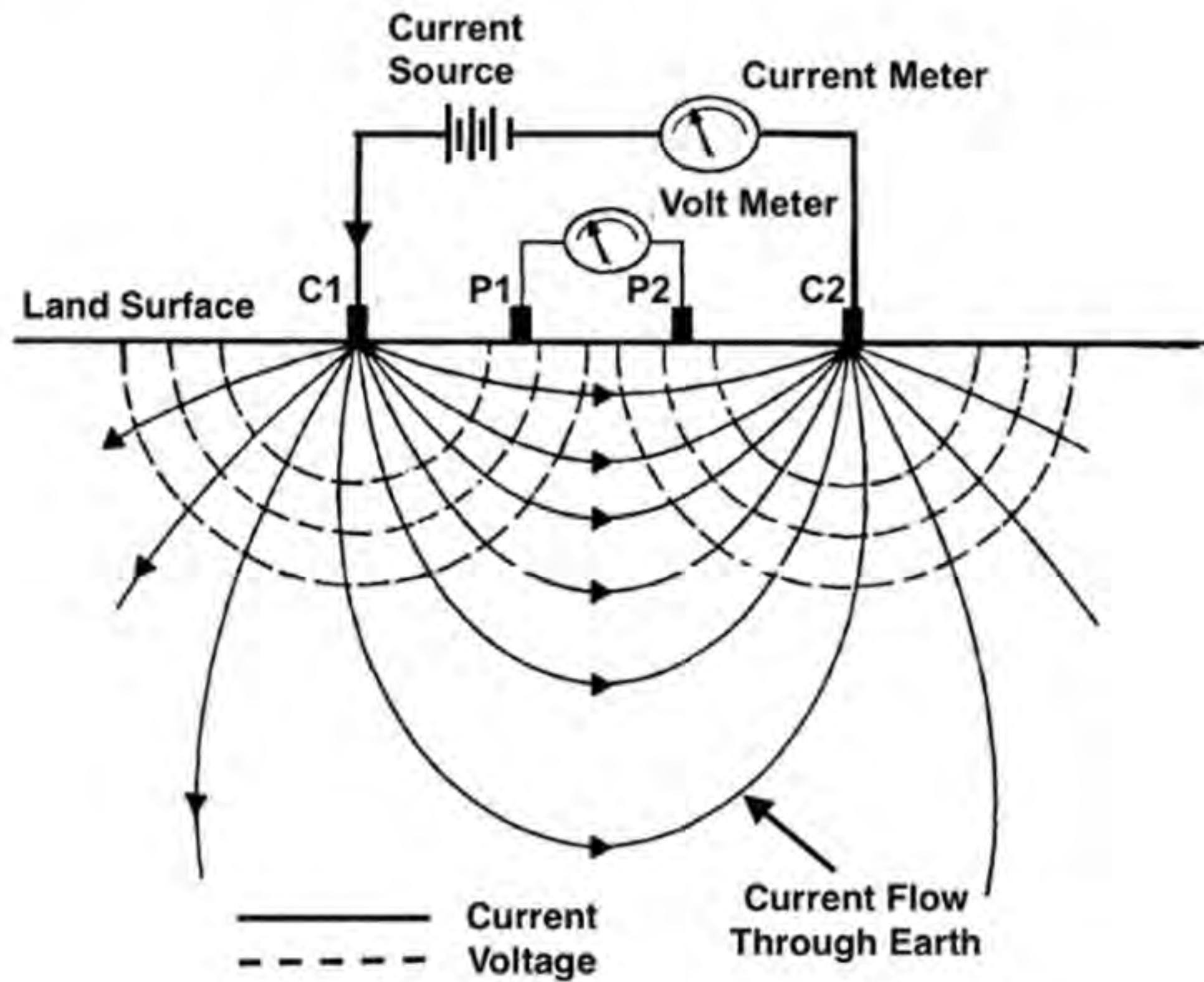
GeoGoku

	Time	Frequency
Faraday's Law	$\nabla \times \mathbf{e} = -\frac{\partial \mathbf{b}}{\partial t}$	$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega \mathbf{B}$
Ampere's Law	$\nabla \times \mathbf{h} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{d}}{\partial t}$	$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + i\omega \mathbf{D}$
No Magnetic Monopoles	$\nabla \cdot \mathbf{b} = 0$	$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$
Constitutive Relationships (non-dispersive)	$\mathbf{j} = \sigma \mathbf{e}$ $\mathbf{b} = \mu \mathbf{h}$ $\mathbf{d} = \epsilon \mathbf{e}$	$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$ $\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$ $\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}$

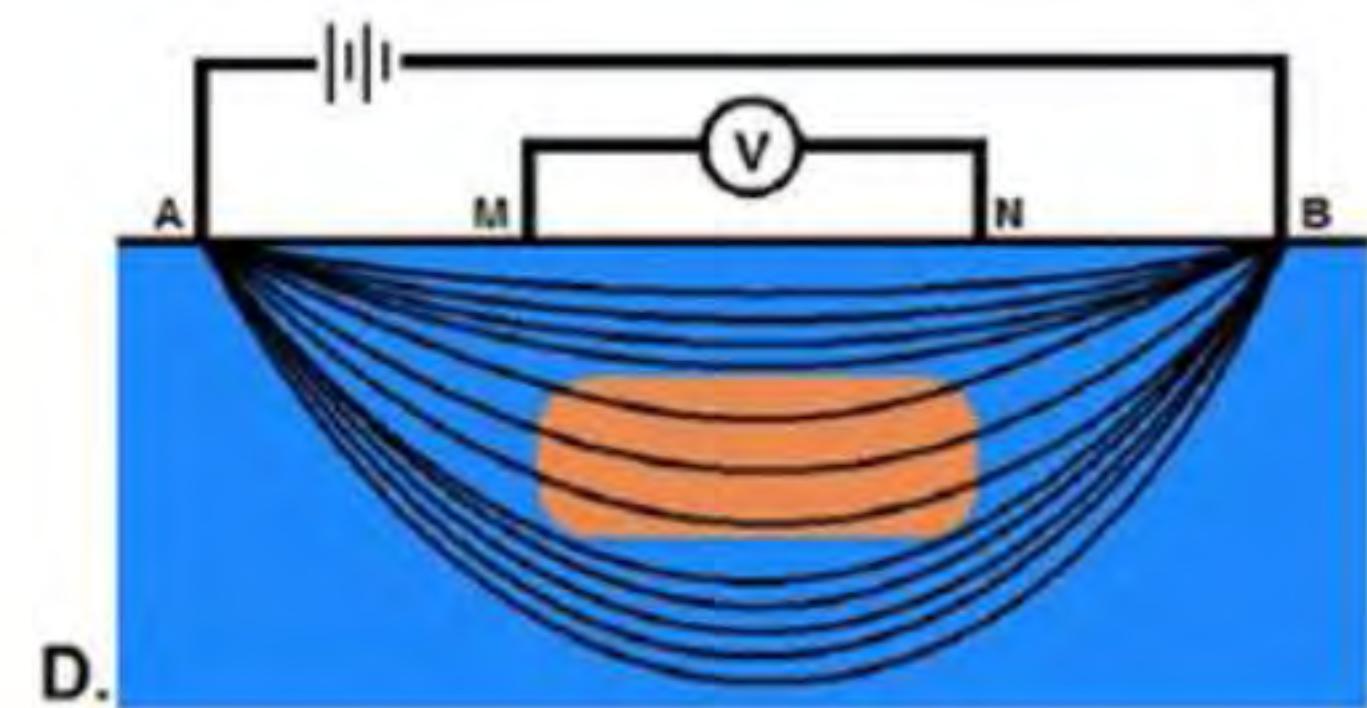
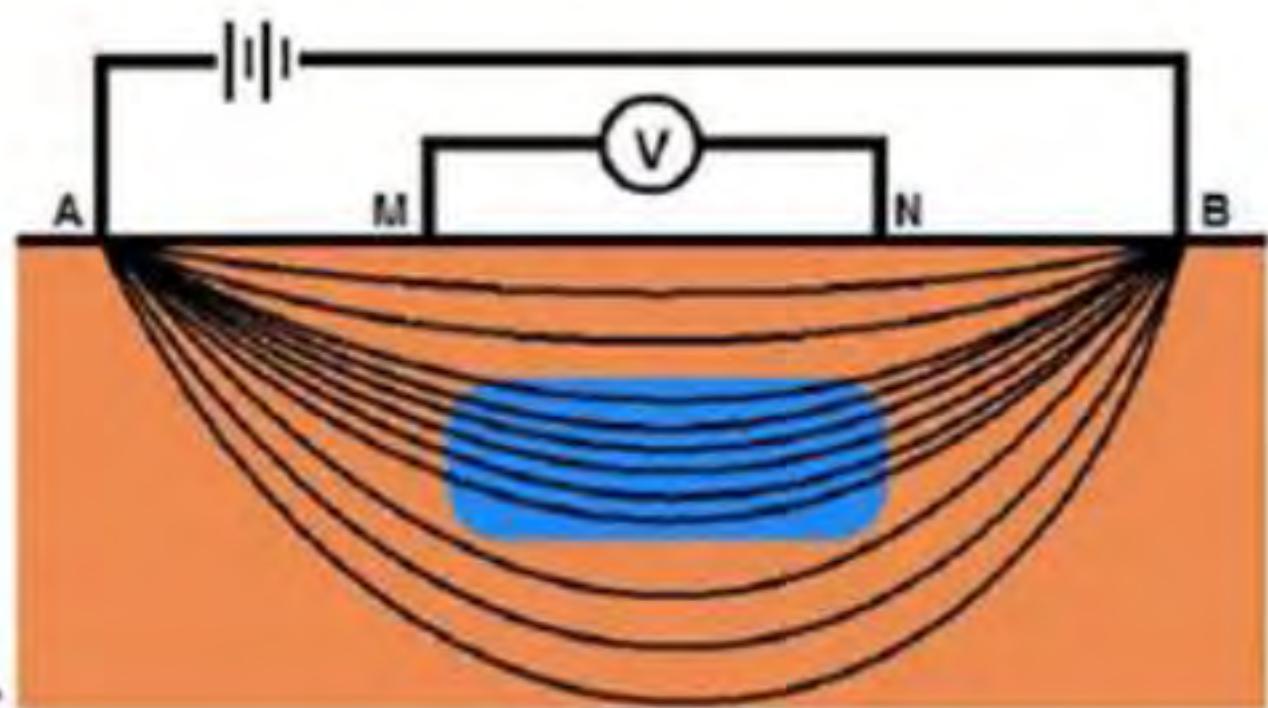
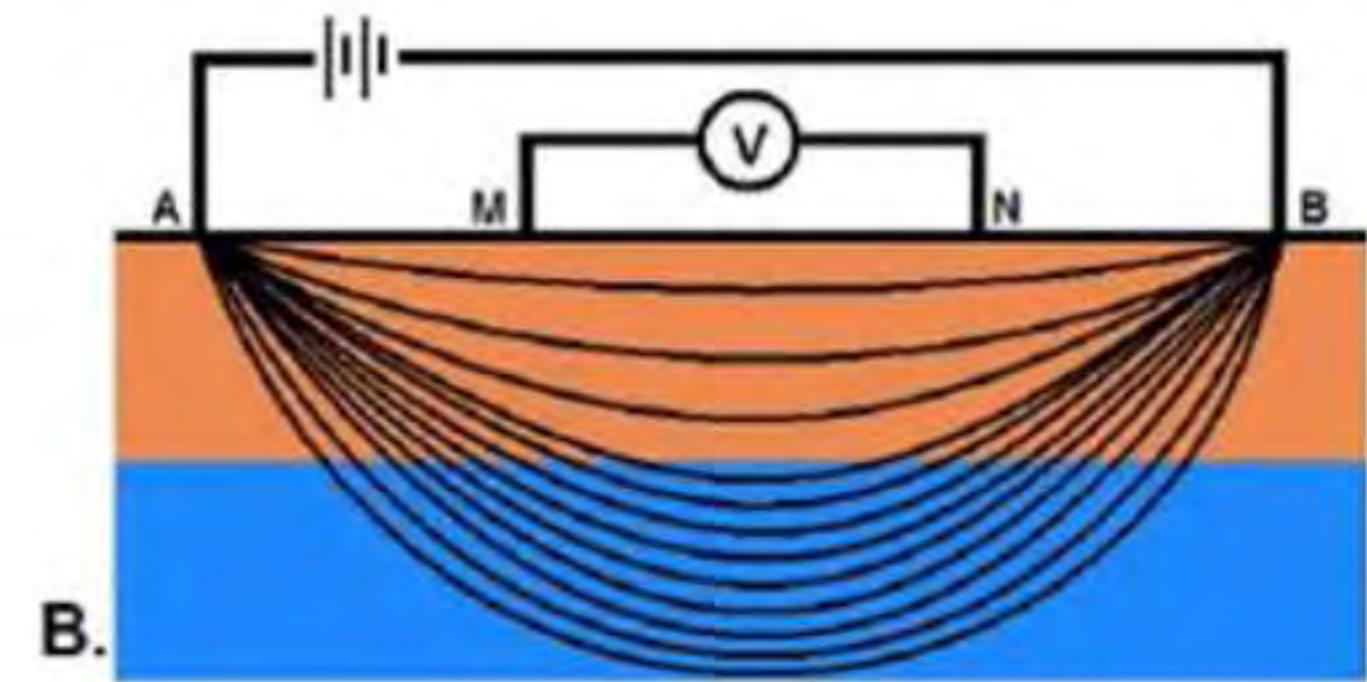
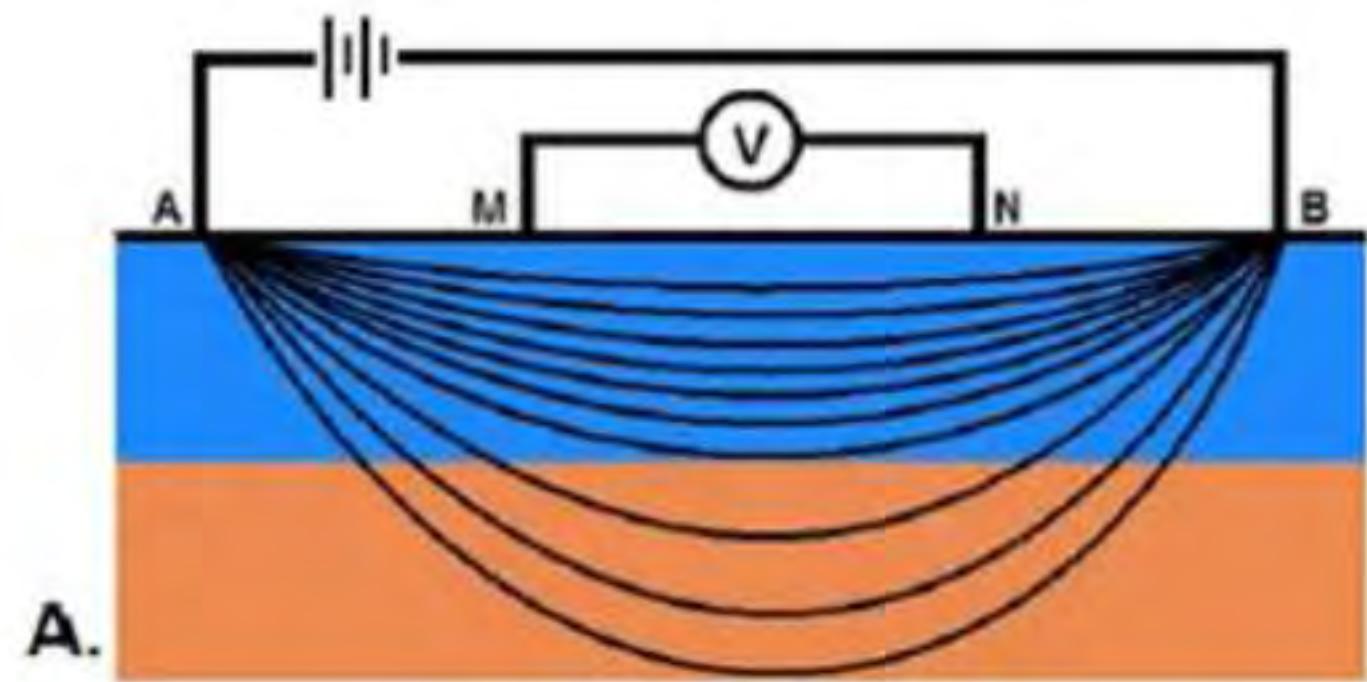
* Solve with sources and boundary conditions

2. 直流电场

GeoGoku

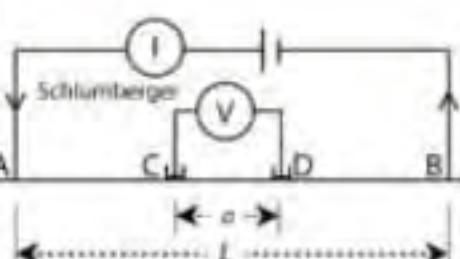
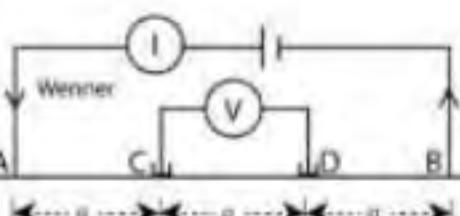
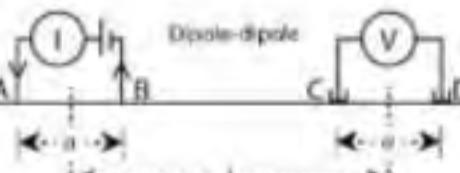


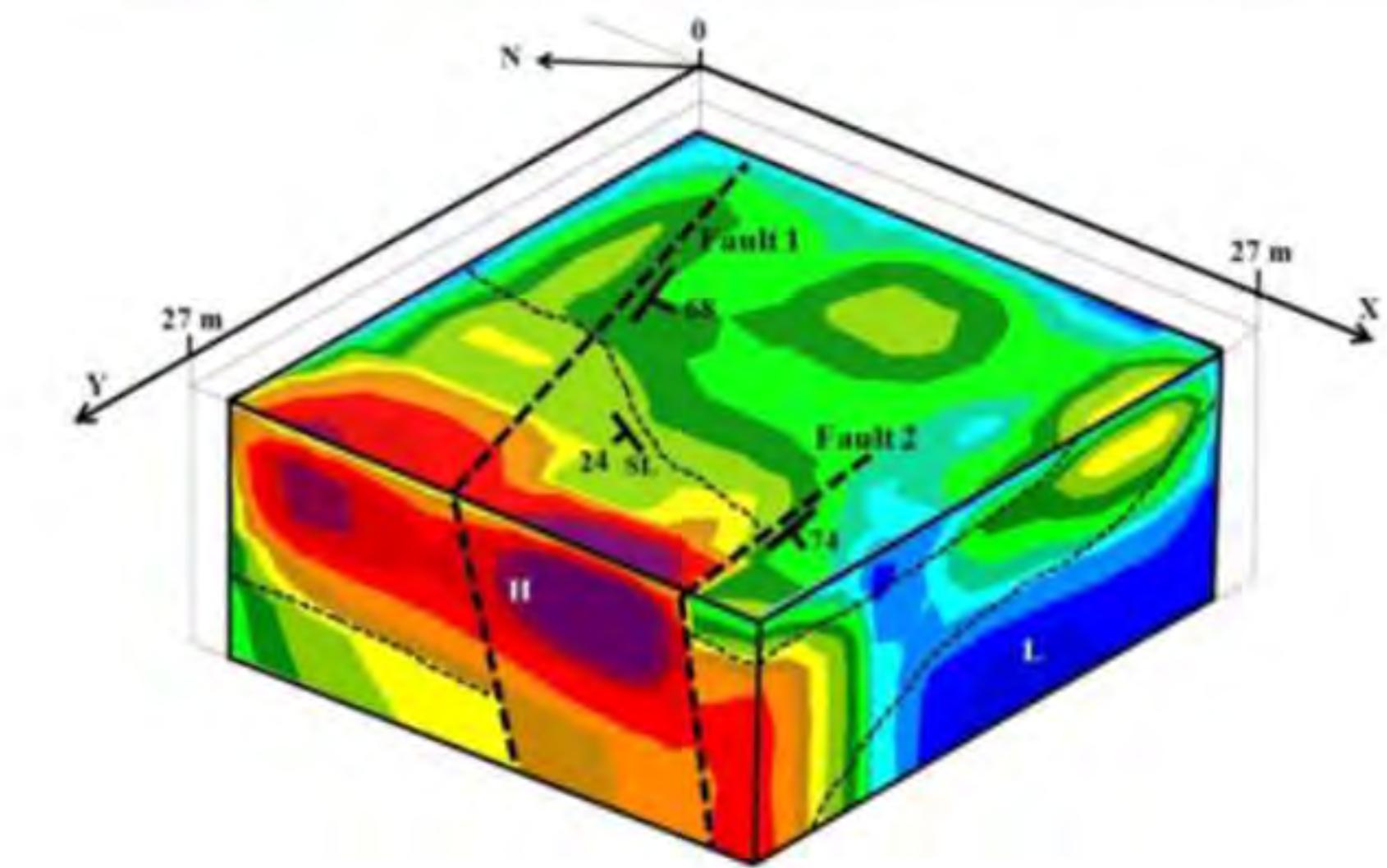
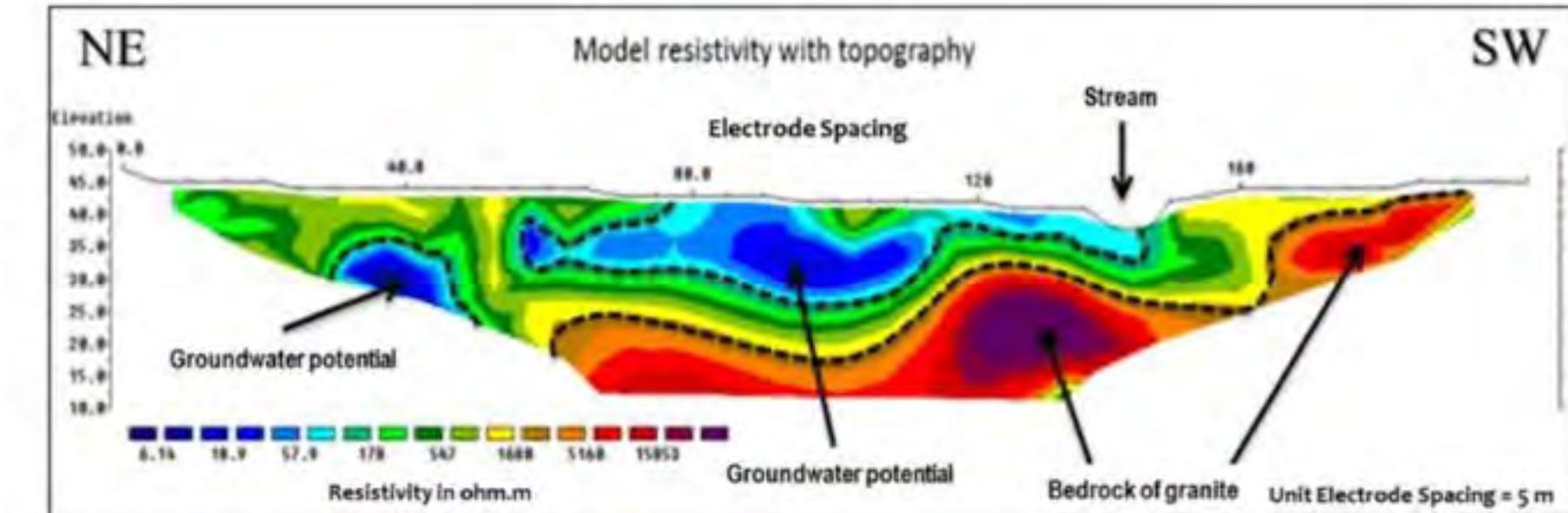
2. 直流电场



2. 直流电场

GeoGoku

Array	Electrode Configuration	Mode	Strengths	Weaknesses
Schlumberger		Sounding	<ul style="list-style-type: none"> Good vertical resolution. Slightly greater probing depth and resolution than Wenner array for equal electrode spacing. Requires less manpower than Wenner array. Near-surface, lateral inhomogeneities have less effect than on Wenner array. 	<ul style="list-style-type: none"> Less reliable data at the edges.
Wenner		Sounding and Profiling	<ul style="list-style-type: none"> Resistant to noise impacts. Good vertical resolution. 	<ul style="list-style-type: none"> Less sensitive to horizontal variation. Investigation depth is half the array length.
Dipole-Dipole		Sounding and Profiling	<ul style="list-style-type: none"> Good horizontal resolution. More sensitive to temperature and chemical variation. Relatively short AB and CD lines can explore large depths, reducing field labor. 	<ul style="list-style-type: none"> More susceptible to noise. Expertise is needed to interpret dipole data.
Pole-Dipole		Sounding and Profiling	<ul style="list-style-type: none"> Good horizontal resolution. Better for limited electrode survey. 	<ul style="list-style-type: none"> More susceptible to noise.



3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

应用电法利用的岩石电磁学性质主要有：导电性、导磁性、

介电性、极化性（电化学活动性）

一般情况下，研究目标（或介质）与其周围介质的电磁性差异愈大，在其周围空间产生的电（磁）场的变化愈明显，即异常明显。

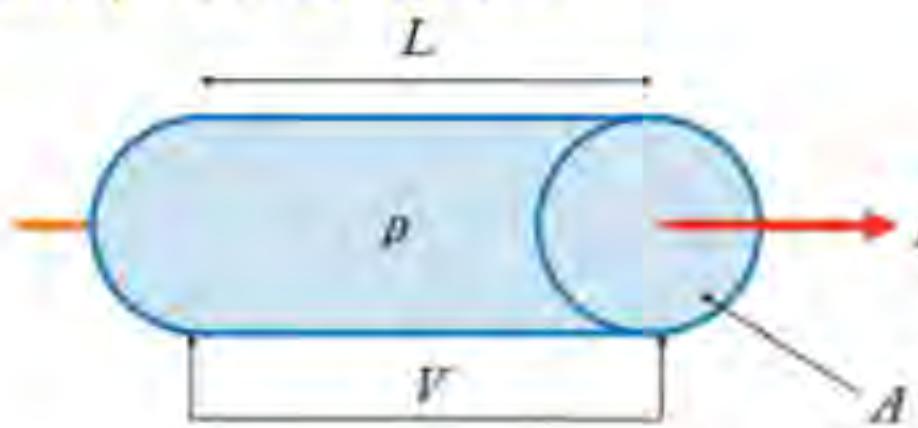
3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 电阻率/电导率

在电法勘探中表征物质导电性的参数是电阻率 ρ 或电导率 σ

$$R = \rho \frac{L}{S} \quad \rho = \frac{1}{\sigma}$$



当: $L=1\text{ m}$, $S=1\text{ m}^2$ 时: $R = \rho$

某种物质的电阻率被定义为电流垂直流过 1 m^3 的立方体均匀物质时，所表现的电阻 (Ω) 值。电阻率的单位为欧姆·米，记作 $\Omega\cdot\text{m}$ 。电导率为电阻率的倒数，其单位为西门子/米，记作 S/m ，物质的导电性越好，其电阻率值便越小，电导率便越大，反之亦然。

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 电阻率/电导率

固体矿物导电机理	金属导体	各种天然金属均属于金属导体 自然金 ($2 \times 10^{-8} \Omega \cdot m$) 自然铜 ($1.2-30 \times 10^{-8} \Omega \cdot m$)
	半导体	大多数金属矿物均属于半导体 ($10^{-6}-10^6 \Omega \cdot m$)
	固体电介质 (绝缘体)	绝大多数造岩矿物 (大于 $10^6 \Omega \cdot m$) 如：辉石、长石、石英、云母、方解石等

按载流子的性质，导体又可以分为电子导电的金属导体和离子导电的固体电解质两类。

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 电阻率/电导率

岩石和矿石都是矿物组成，按导电机制不同，固体矿物可分为三种类型，即**金属导体、半导体和固体电解质**。

✓ **金属导体**: 各种天然金属: 自然金、自然铜; 石墨

具有很小的电阻率 (小于 $10^{-6} \Omega \cdot m$)

✓ **半导体**: 大多数金属矿物, 电阻率变化范围较大 ($10^{-6} \sim 10^6 \Omega \cdot m$)

✓ **固体电解质**: 绝大多数造岩矿物, 如辉石、长石、石英、云母、方解石等, 均属于固体电解质, 其电阻率都很高 (大于 $10^6 \Omega \cdot m$)

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 电阻率/电导率

常见半导体矿物的电阻率值

矿物名称	电阻率 ($\Omega \cdot m$)	矿物名称	电阻率 ($\Omega \cdot m$)
斑铜矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	赤铁矿	$10^{-3} \sim 10^6$
磁铁矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	锡石	$10^{-3} \sim 10^6$
磁黄铁矿	$10^{-6} \sim 10^{-3}$	辉锑矿	$10^0 \sim 10^3$
黄铜矿	$10^{-3} \sim 10^0$	软锰矿	$10^0 \sim 10^3$
黄铁矿	$10^{-3} \sim 10^0$	菱铁矿	$10^0 \sim 10^3$
方铅矿	$10^{-3} \sim 10^0$	铬铁矿	$10^0 \sim 10^6$
辉铜矿	$10^{-3} \sim 10^0$	闪锌矿	$10^3 \sim 10^6$
辉钼矿	$10^{-3} \sim 10^0$	钛铁矿	$10^3 \sim 10^6$

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 电阻率/电导率

常见岩石电阻率



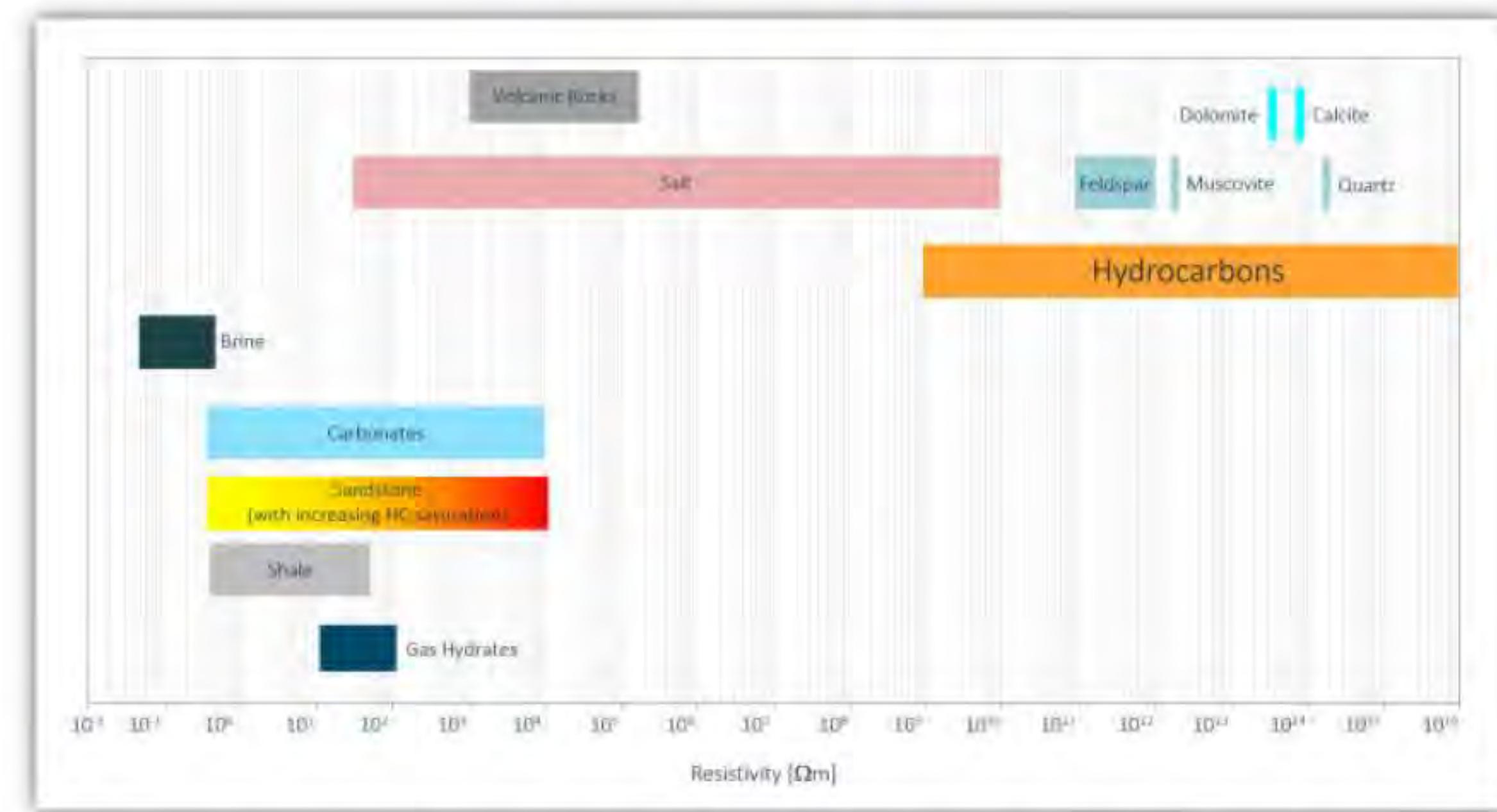
矿物电阻率值是在一定范围内变化的，同种矿物可有不同的电阻率值，不同矿物也可有相同的电阻率值。因此，由矿物组成的岩石和矿石的电阻率也必然有较大的变化范围。

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 电阻率/电导率

油气勘查中的电导率



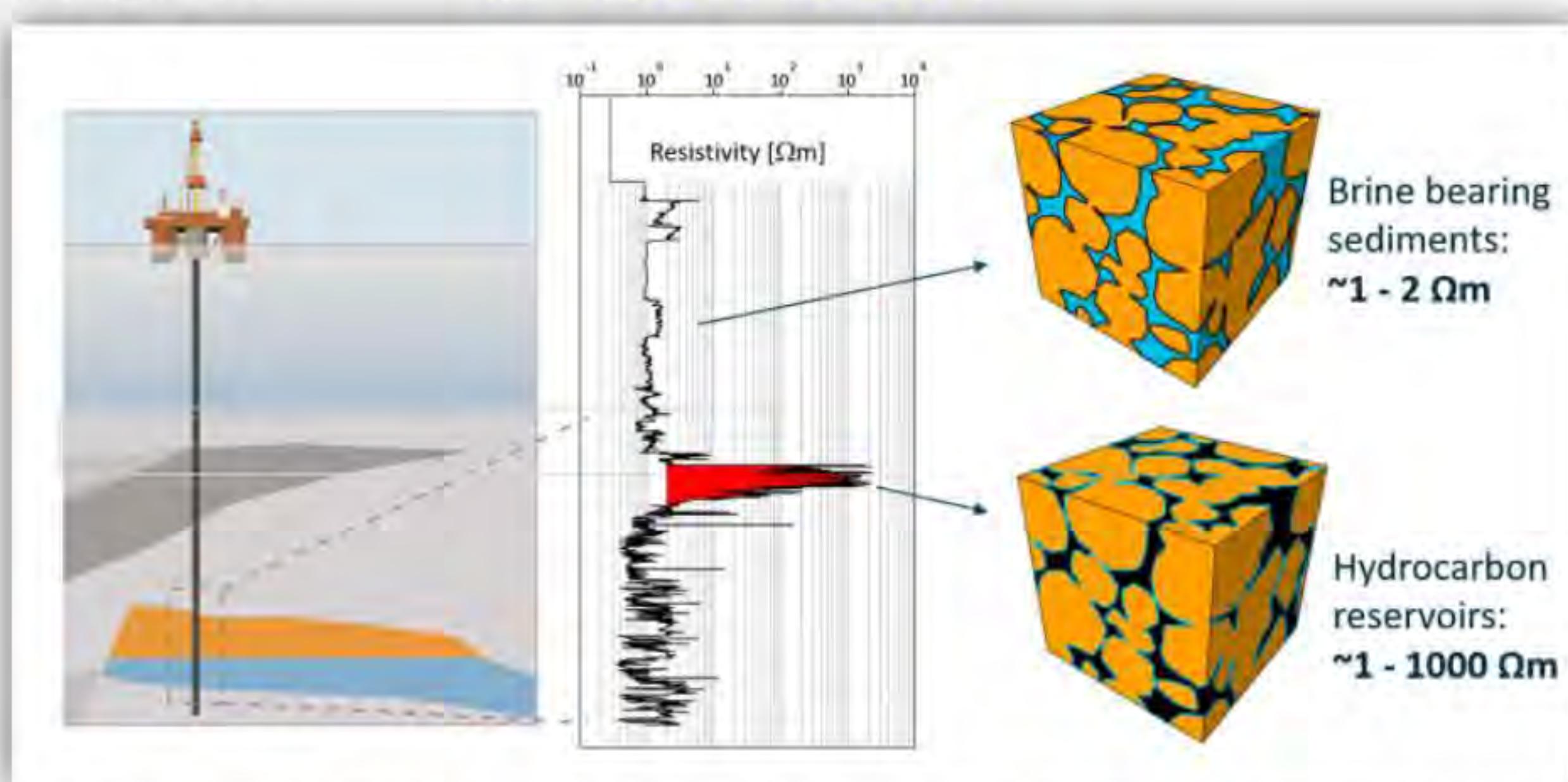
Commercial oil & gas discoveries are predominantly highly resistive when contrasted to the background.

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 电阻率/电导率

油气勘查中的电导率



与含咸水沉积物相比，含油气沉积物具有显著更高的电阻率特性，这种电阻率异常可通过电磁法进行探测。结合井筒资料、地震数据等其他地球物理资料，海洋电磁法已成为油气勘探中强有力的勘探手段。

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 电阻率/电导率

影响岩矿石电阻率的因素



3. 岩矿石的电磁性质

■ 磁导率

磁导率 (μ) 用来表征岩矿石的导磁性，它是磁感应强度B与磁场强度H之间的比例系数。

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$$

$$\mu = \mu_0 \mu_r$$

其中 $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$ 为真空磁导率， μ_r 为相对磁导率

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 磁导率

表 1-1-9 常见矿物的 μ_r 值

矿 物	μ_r	矿 物	μ_r
磁 铁 矿	5	黄 铁 矿	1. 0015
磁黄铁矿	2. 55	方 解 石	0. 999987
钛 铁 矿	1. 55	石 英	0. 999985
赤 铁 矿	1. 05	角 闪 石	1. 00015

除少数**铁磁性矿物外**（磁铁矿、磁黄铁矿和钛铁矿），其他矿物的磁导率都与1近似，相当于真空磁导率

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 磁导率

影响岩矿石磁导率的因素

矿物的磁性可分为三类：抗磁性、顺磁

性和铁磁性。前两类的相对磁导率均约

等于1，铁磁性的相磁导率数值约为2-5。

考虑电磁法的工作对象时，一般可以认

为介质是无磁性的，并且在进行电磁法

的数值模拟的时候，磁导率一般也是取

真空磁导率。

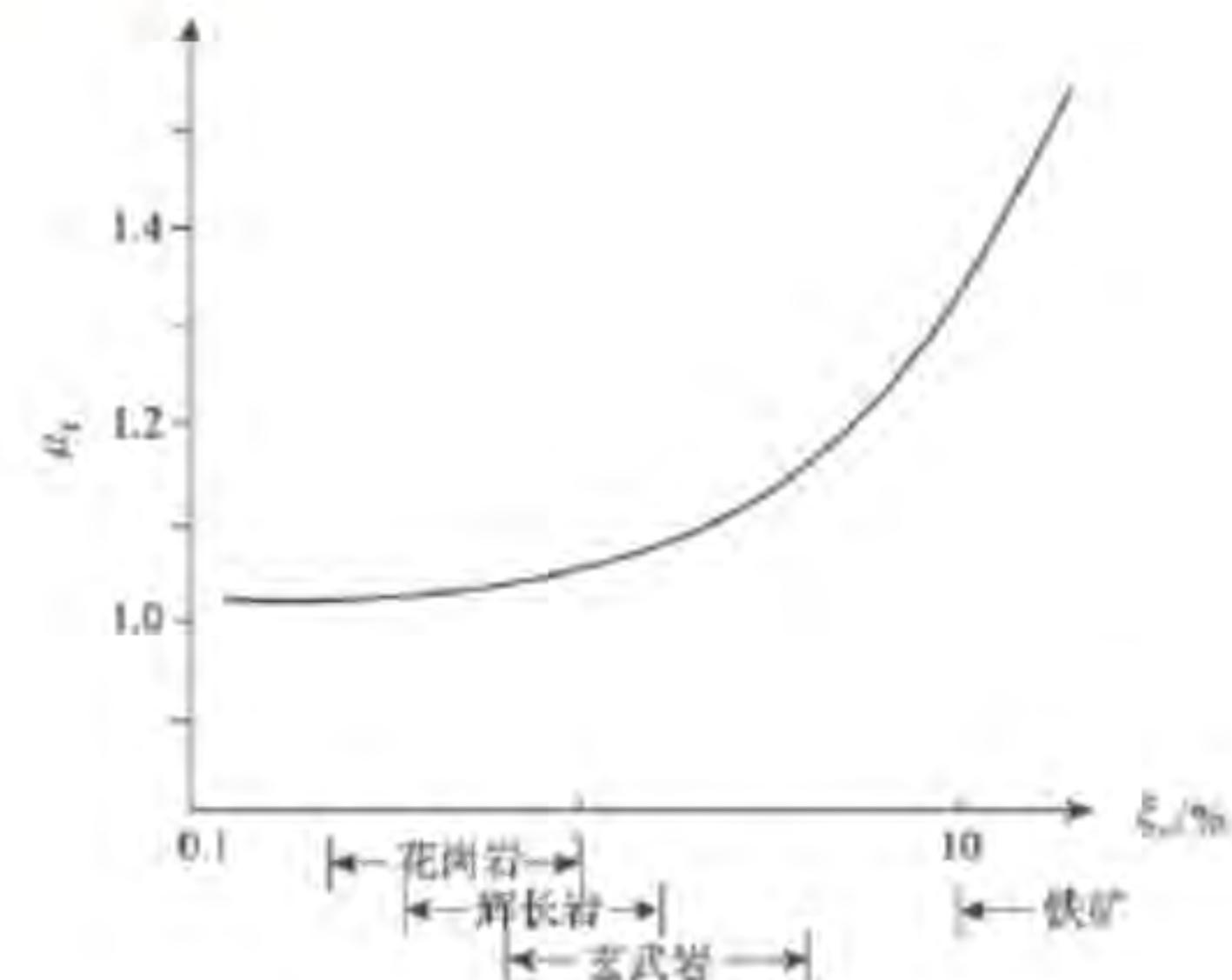


图 1-1-10 岩矿石的相对磁导率 μ_r 与
磁铁矿体积含量 ξ_v 之间的关系

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■介电常数

介电常数 (ϵ) 用来表征物质的介电性，在高频电磁法中，有着重要的作用。

$$D = \epsilon E$$

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$$

其中 $\epsilon_0 = \frac{1}{36\pi} 10^{-9} \text{ F/m}$ 为真空介电常数， ϵ_r 为介质的相对介电常数，量纲为一，它与物质成分、结构、湿度及外场频率有关。

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■介电常数

表 1-1-7 常见矿物和纯水等的相对介电常数值

矿物名称	ϵ_r	矿物名称	ϵ_r	矿物名称	ϵ_r
普通辉石	6.9 ~10.3	磷灰石	7.4 ~10.5	方铅矿	17.9
硬石膏	5.5 ~6.3	重晶石	7.0 ~12.2	闪锌矿	7.9 ~69.7
长石	4.5 ~6.2	钾盐	4.8	锡石	23
白云母	6.2 ~8.0	石膏	5.0 ~11.6	铝钒	50 ~74
黑云母	6.2 ~9.3	刚玉	11.0 ~13.2	纯水	80
石英	4.2 ~5.0	绢云母	19.6 ~25.4	冰	3 ~4.3
方解石	7.8 ~9.5	赤铁矿	25.0	石油	2.0 ~2.7

表 1-1-8 常见岩石的相对介电常数值

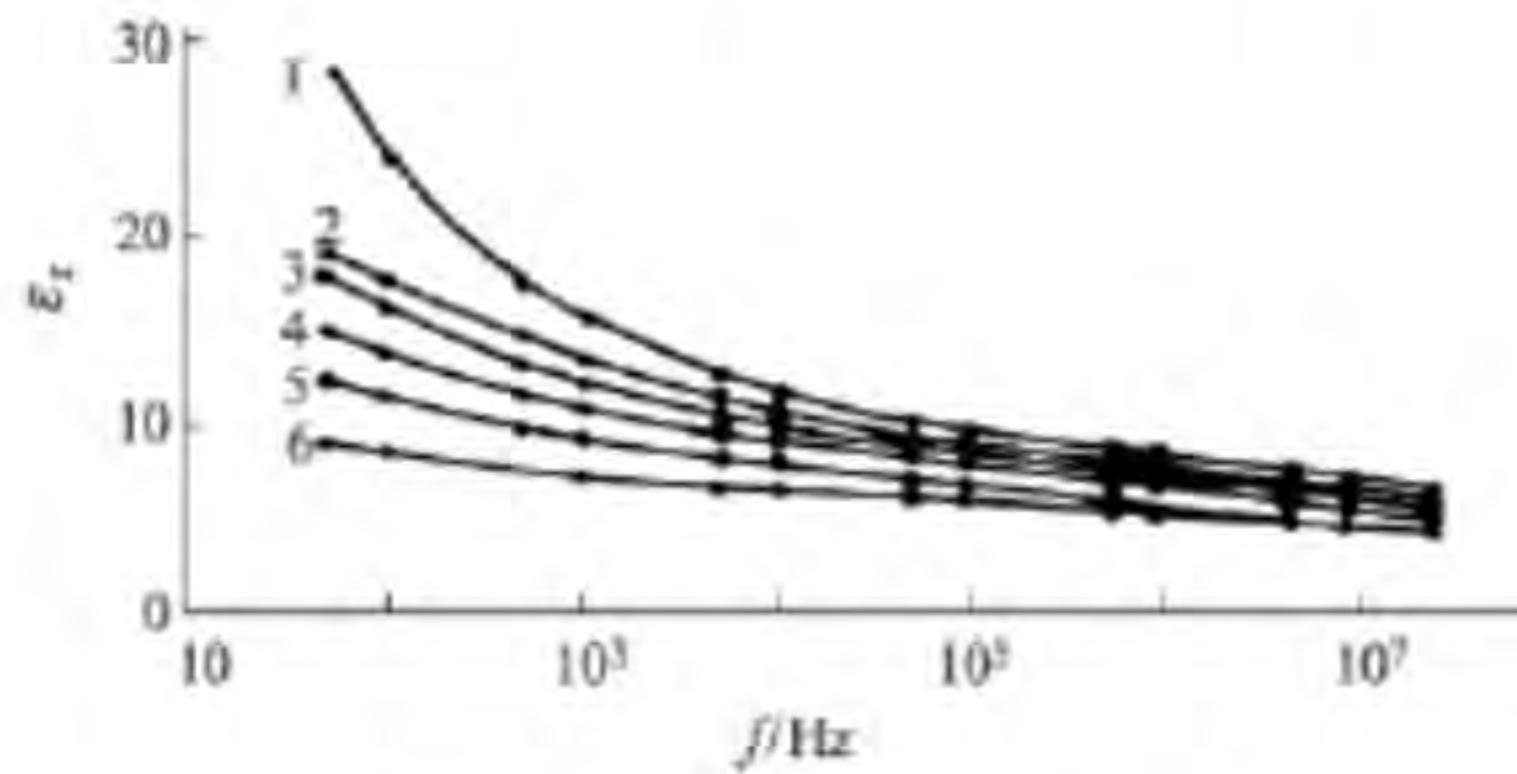
种类	岩石	ϵ_r	种类	岩石	ϵ_r
火成岩	花岗岩	7 ~12	变质岩	片麻岩	8 ~15
	正长岩	13 ~14		大理岩	3
	闪长岩	8 ~9	沉积岩	石灰岩	15
	橄榄岩	10 ~11		砂岩	9 ~11
	玄武岩	12		土壤	2 ~32

3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

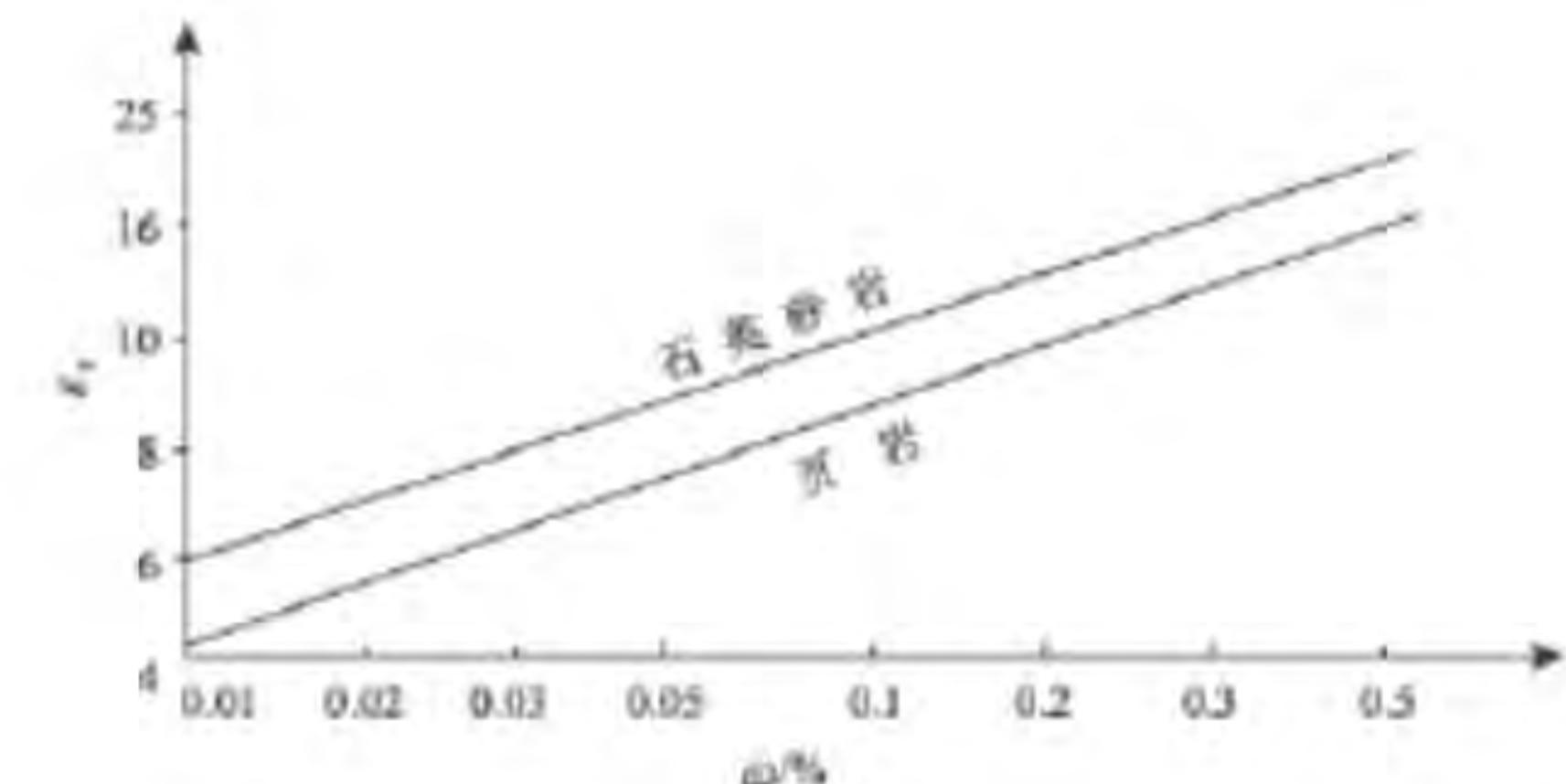
■介电常数

影响岩矿石介电常数的因素



$f < 10^6 \text{ Hz}$, ϵ_r 随频率增加减小

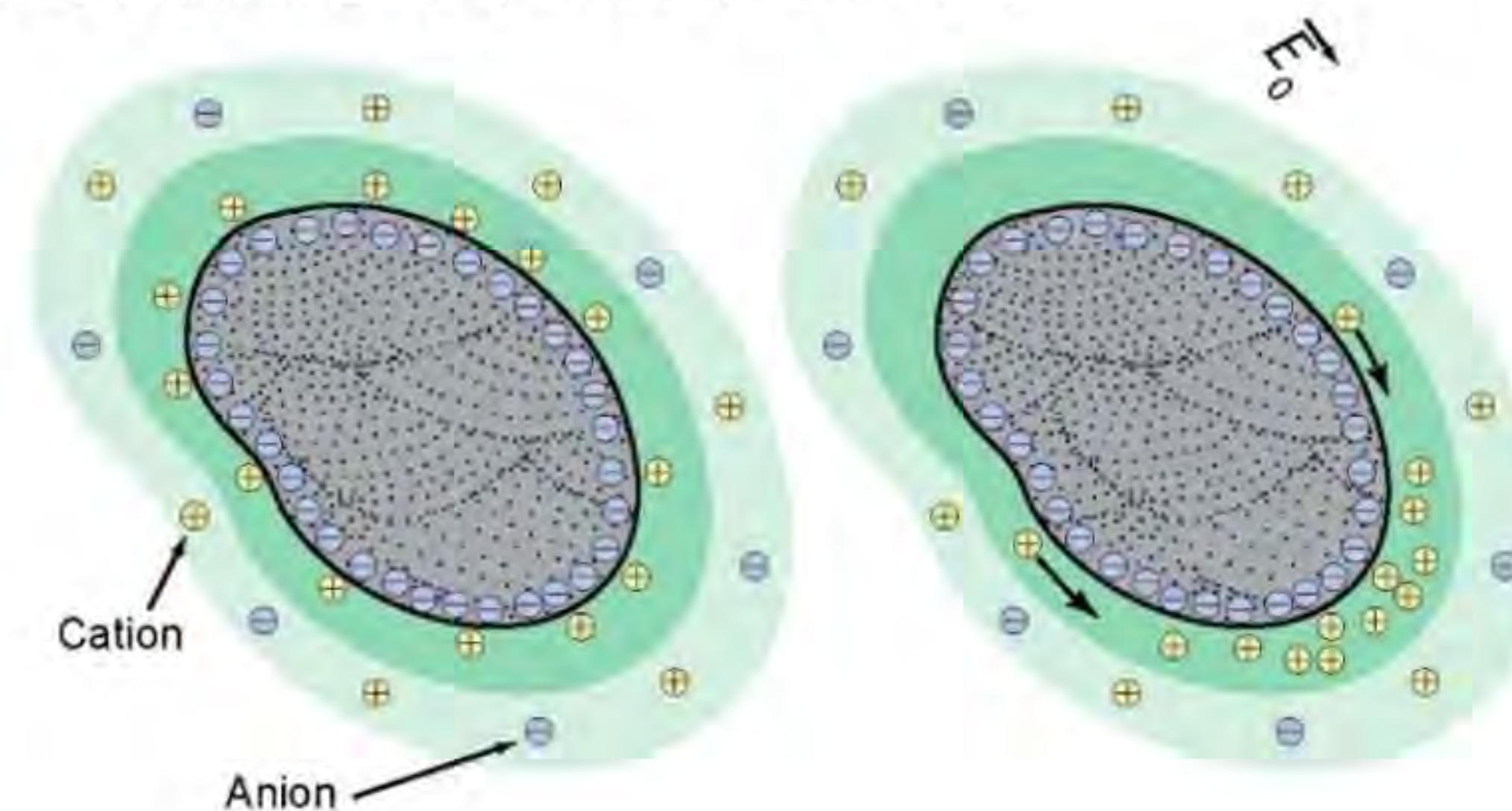
$f > 10^6 \text{ Hz}$, ϵ_r 与频率无关



3. 岩矿石的电磁性质

■ 极化率/复电阻率

感应极化 (IP) 效应是在直流 (DC) 电阻率调查期间发现的材料的电响应。电流注入地下后，测得的电压不会立即归零，而是会随着时间的推移而衰减。这种行为的发生是由于地下材料的电容，它允许电荷在电流注入过程中极化，并在电流关闭后释放电荷 (Dobrin, 1960)。

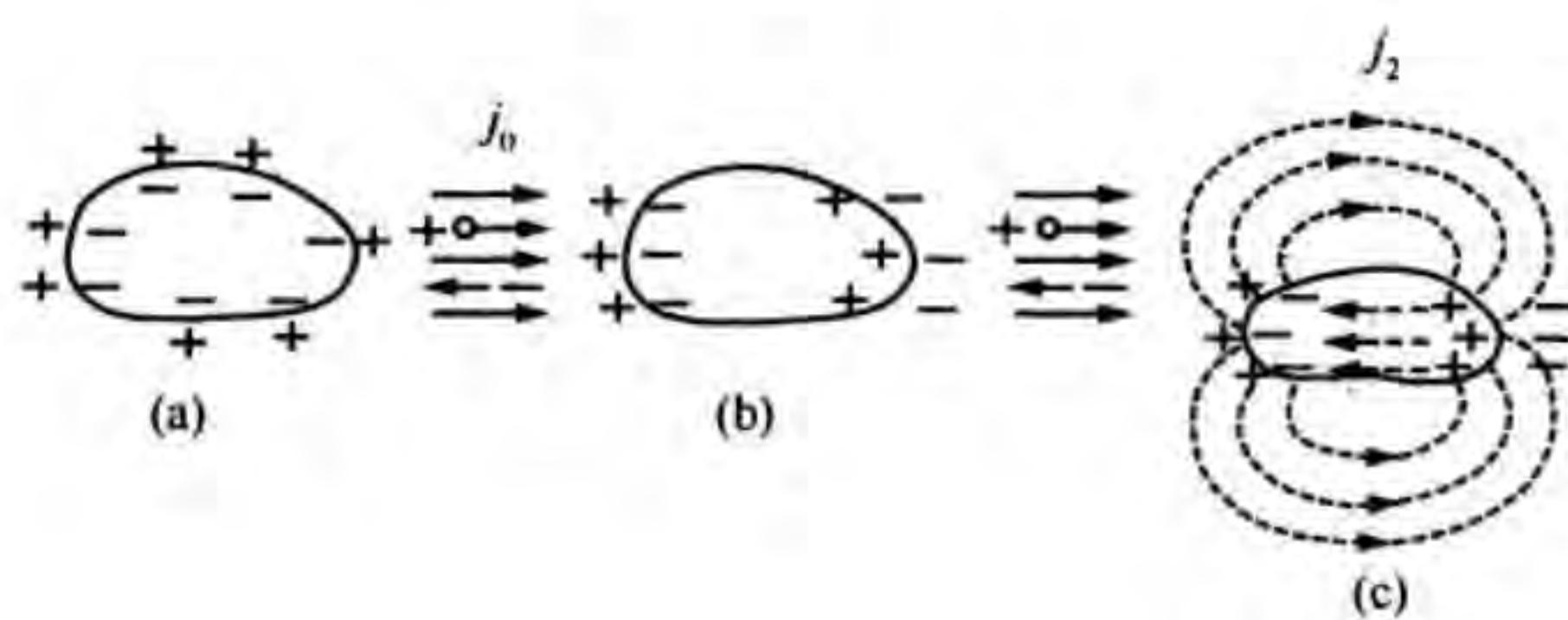
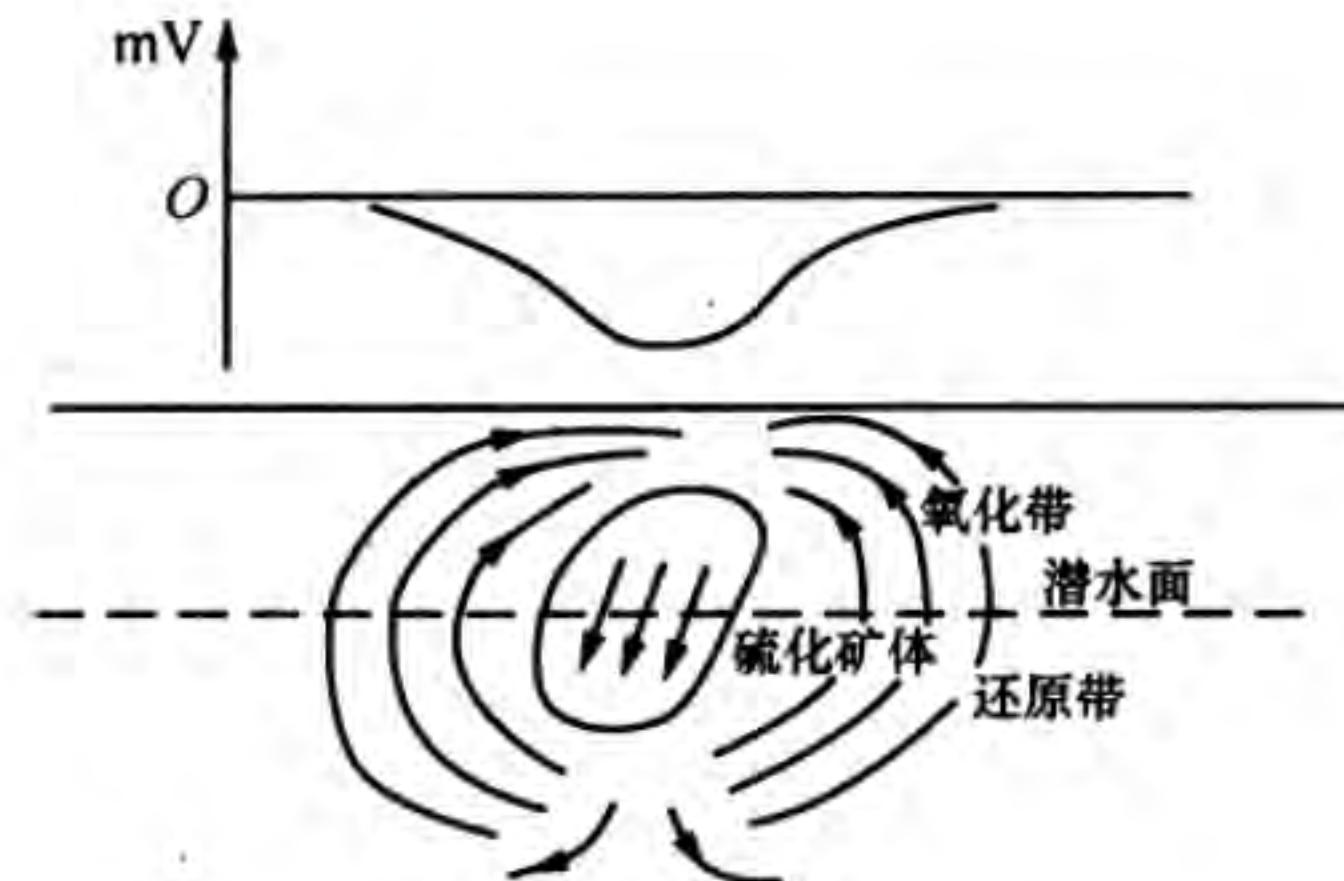
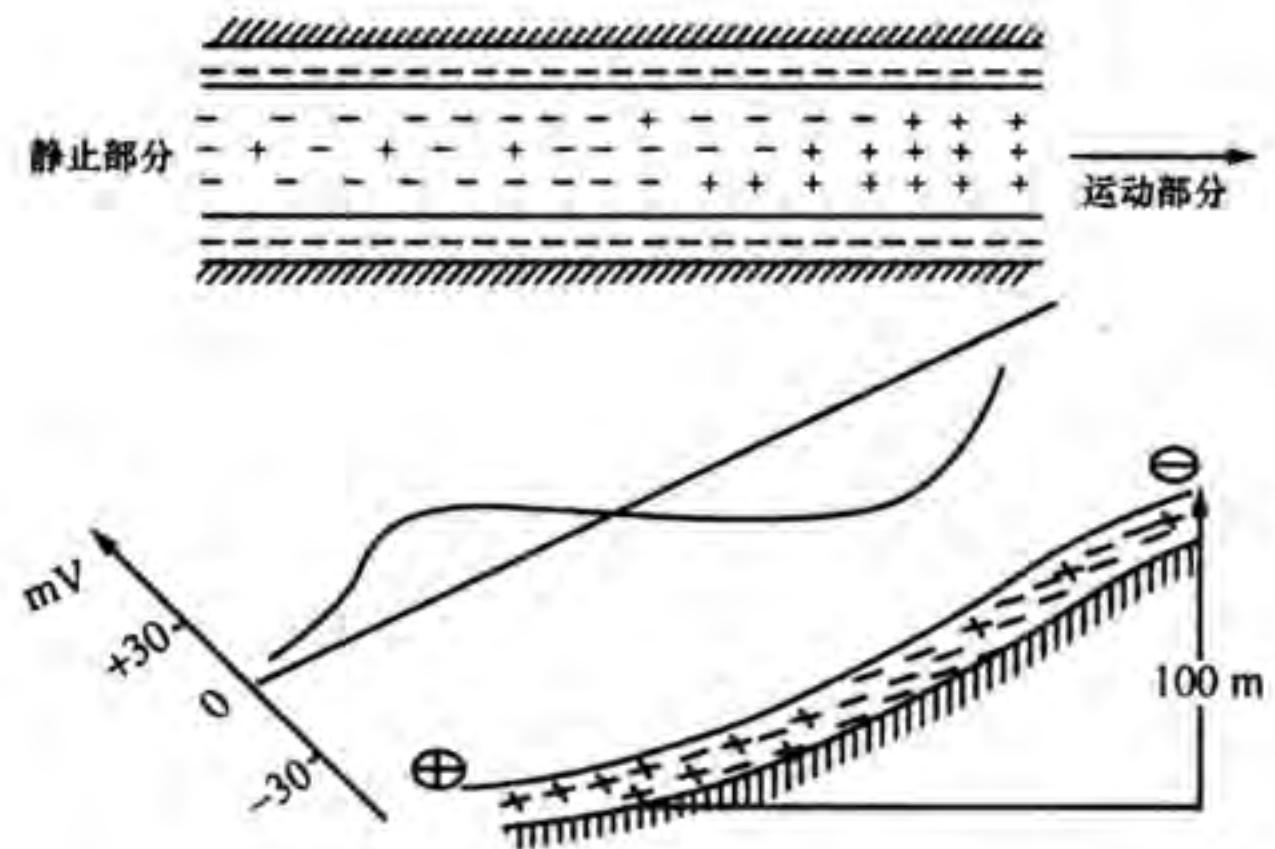


3. 岩矿石的电磁性质

GeoGoku

■ 极化率/复电阻率

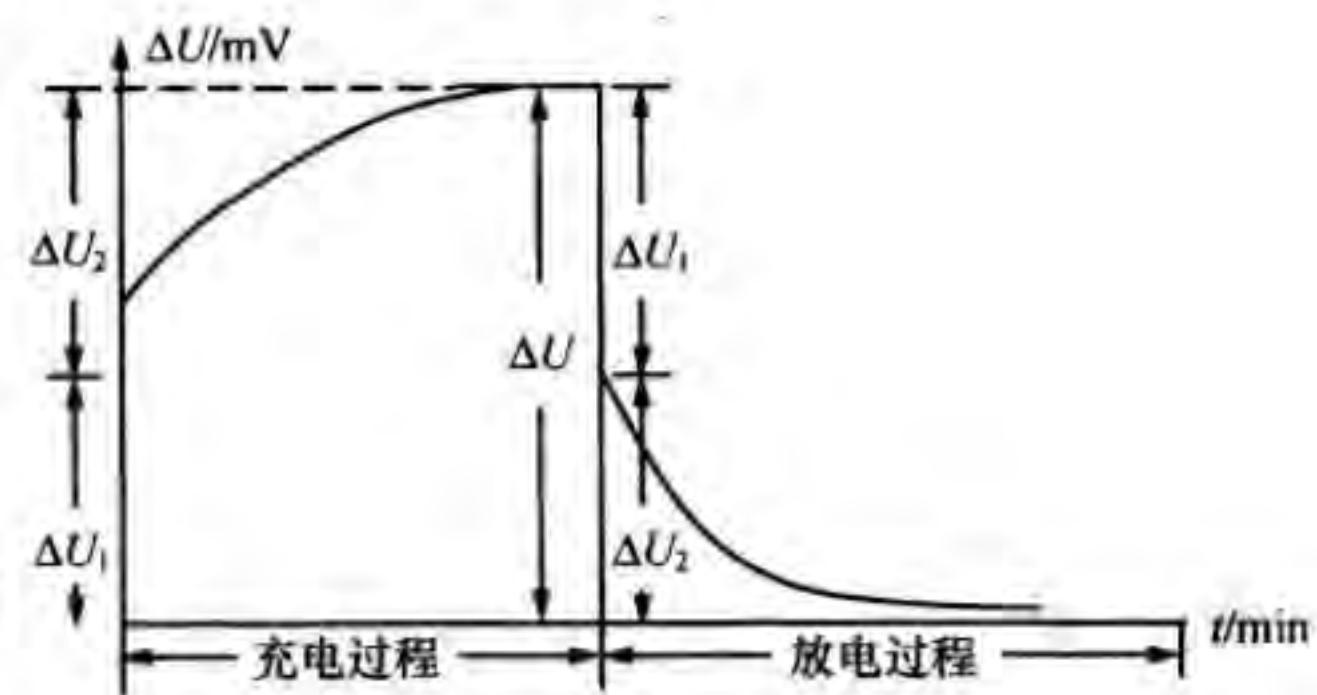
- ✓ 岩矿石的自然极化特性
- ✓ 岩矿石的激发极化特性
- ✓ 岩矿石的压电和震电效应



3. 岩矿石的电磁性质

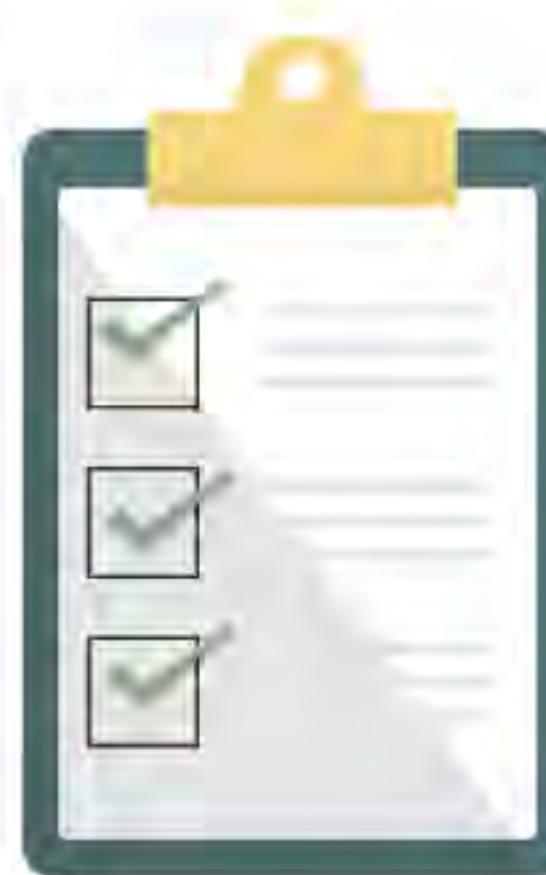
■ 极化率/复电阻率 影响岩矿石极化性质的因素

除充、放电时间之外，体极化岩矿石的极化率还与岩矿石的成分、含量、结构及含水性等多种因素有关。我国物探工作者对大量矿化岩矿石标本作了系统观测，研究了多种因素对岩矿石极化率的作用规律。结果表明在诸多因素中，影响地下矿化岩石或矿石极化率的主要因素是岩矿石中电子导电矿物的含量和岩矿石的结构、构造。



$$\eta(T,t) = \frac{\Delta U_2(T,t)}{\Delta U(T)} \times 100\%$$

- 地球重力场
- 地球磁场
- 电磁场
- 岩矿石的密度、
磁性、电磁特性



- 不同地球物理场对应的岩石物理性
质都是什么
- 电法和电磁法那种方法比较好



课程结束

陈涛

图片来自沈金松