

Gravimétrie

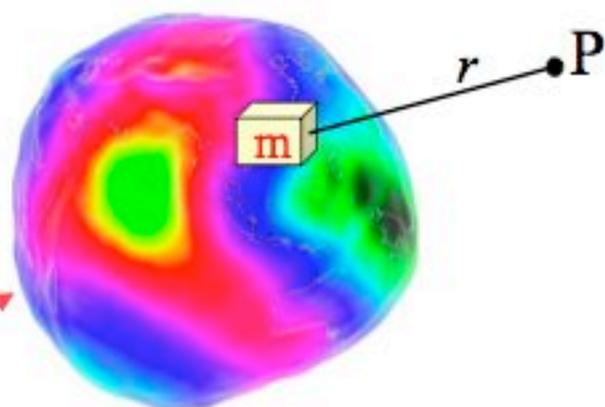
Sources internet: G.Balmino, NASA,
M.Wieczorek

Rappel de quelques notions

- Toute masse crée une attraction gravitationnelle
- La Terre sphérique crée une attraction gravitationnelle à symétrie sphérique dépendant de r uniquement
 - Lois de Kepler
$$\frac{r^3}{T^2} = \frac{GM}{4\pi^2}$$
 - Conservation du moment cinétique des satellites et de la géométrie de l'orbite
 - Mais les satellites ne se mettent pas toujours en orbite.....

Le phénomène physique fondamental qui régit la forme d'une planète est la pesanteur (et sa rotation)

Potentiels et champs de gravitation et de gravité (*pesanteur*)



**géoïde =
équipotentielle
particulière du
potentiel de
pesanteur**

GRAVITATION

Potentiel en P : Gm / r

Champ en P : Gm / r^2



Somme sur toute la planète

+

Prise en compte de la rotation
(potentiel et accélération centrifuges)

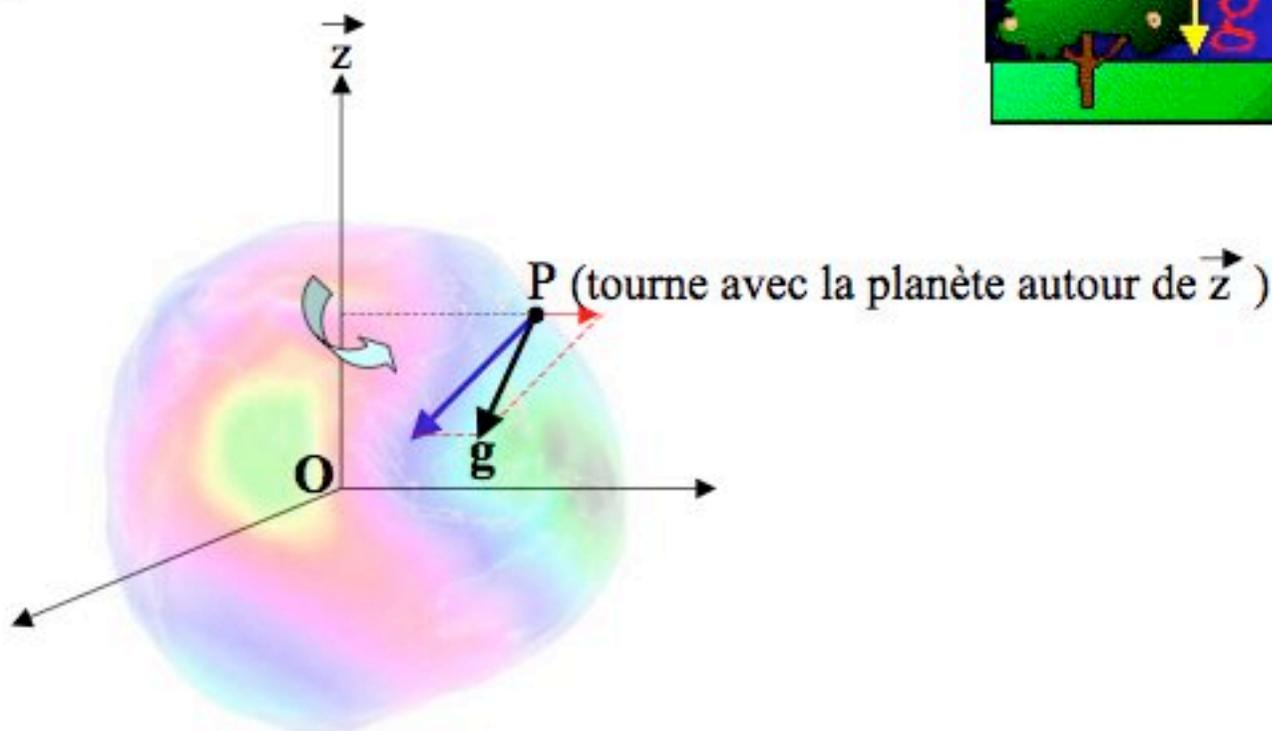


Potentiel

Champ

de GRAVITE = Pesanteur

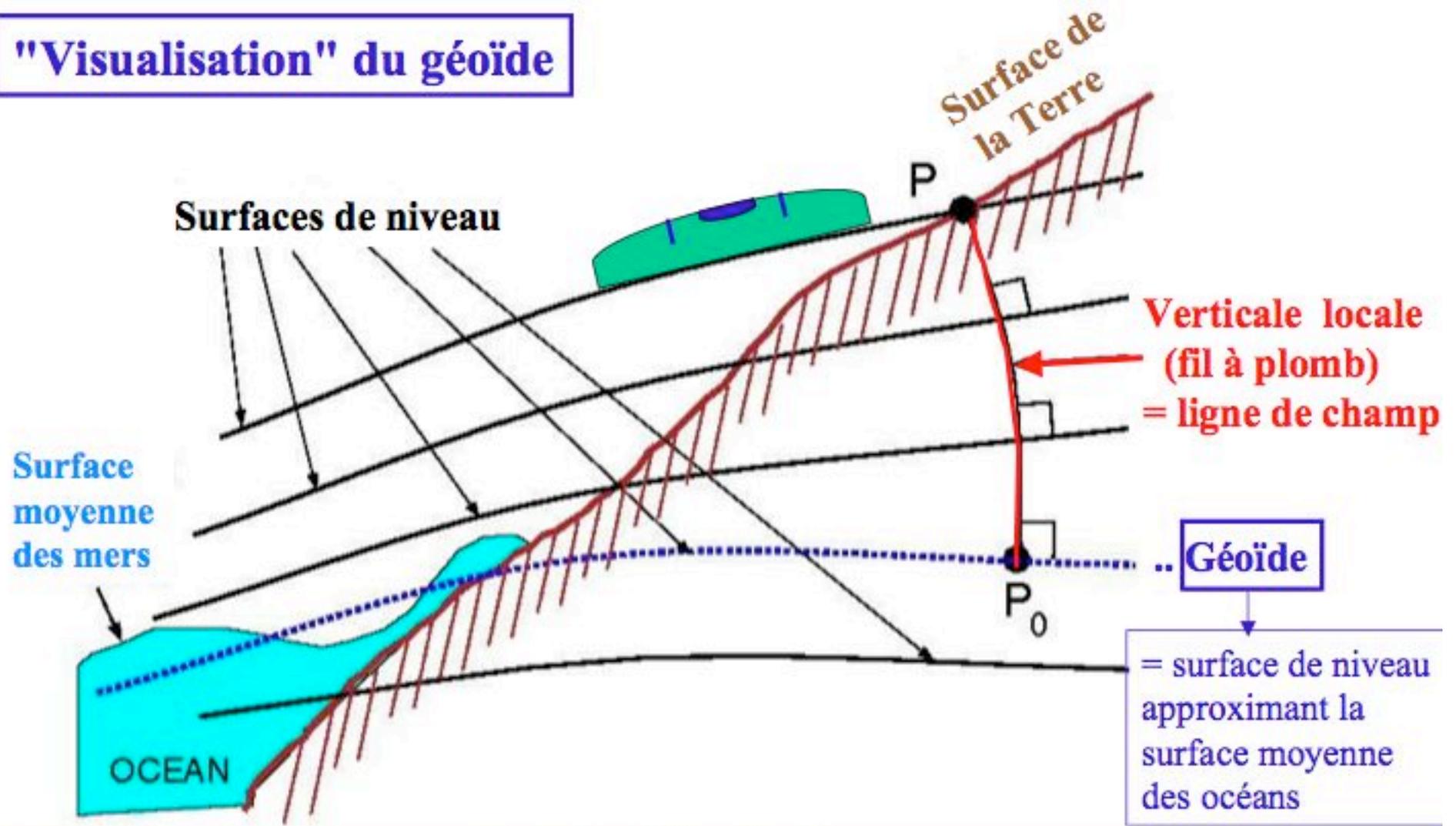
LA PESANTEUR



- accélération gravitationnelle (variations dues à la distance OP et à la structure de la planète)
- **accélération centrifuge** (très exagérée sur le schéma) : **varie avec la latitude**
- résultante = **pesanteur g** : varie de $\sim 9.78 \text{ m/s}^2$ à l'équateur à $\sim 9.83 \text{ m/s}^2$ aux pôles | *Terre*

Attention : la pesanteur n'est pas constante sur le géoïde (c'est le potentiel qui l'est) !

"Visualisation" du géoïde



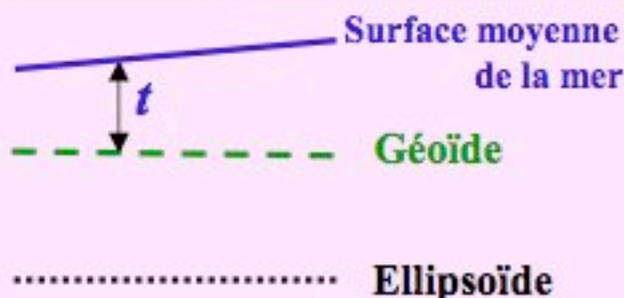
Surface de niveau = surface équipotentielle...
(... du potentiel de pesanteur :
attraction gravitationnelle + accél. centrifuge)

H : altitude orthométrique = distance $\widehat{P_0P}$ le long de la ligne de champ

→ Le **géoïde** :

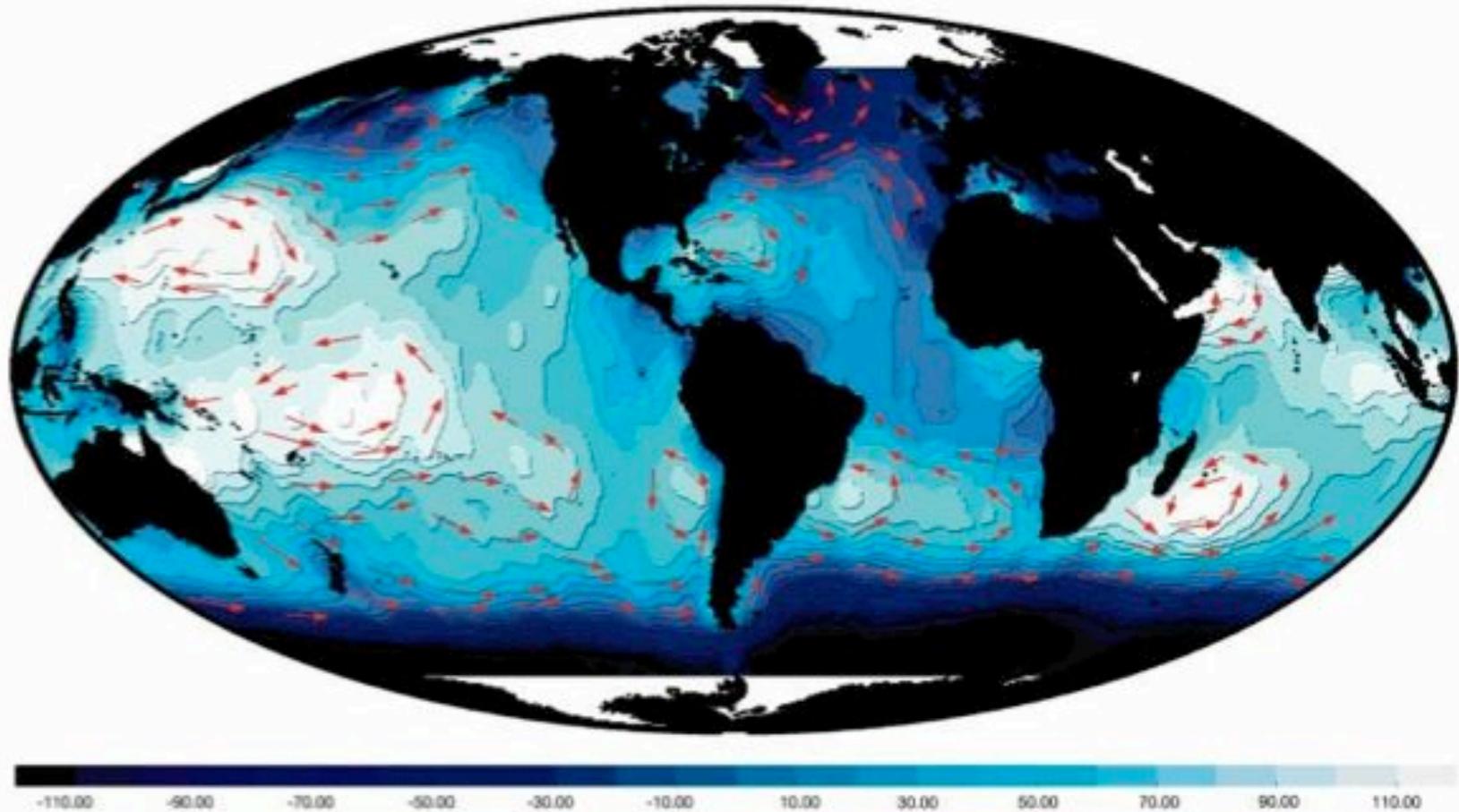
- sert à définir les **altitudes physiques**
(liées au champ de pesanteur de la Terre)
- sert (ainsi que toute autre surface de niveau)
à définir/prévoir le **sens dans lequel coule l'eau**
→ en particulier : description de la **circulation océanique**

Même moyennée sur un temps très long, la surface (moyenne) de la mer n'est pas une surface de niveau !



t est dû : . à l'excitation par le vent
. aux écarts de densité
(température, salinité variables)
. aux ondes de gravité dues aux marées

La circulation océanique



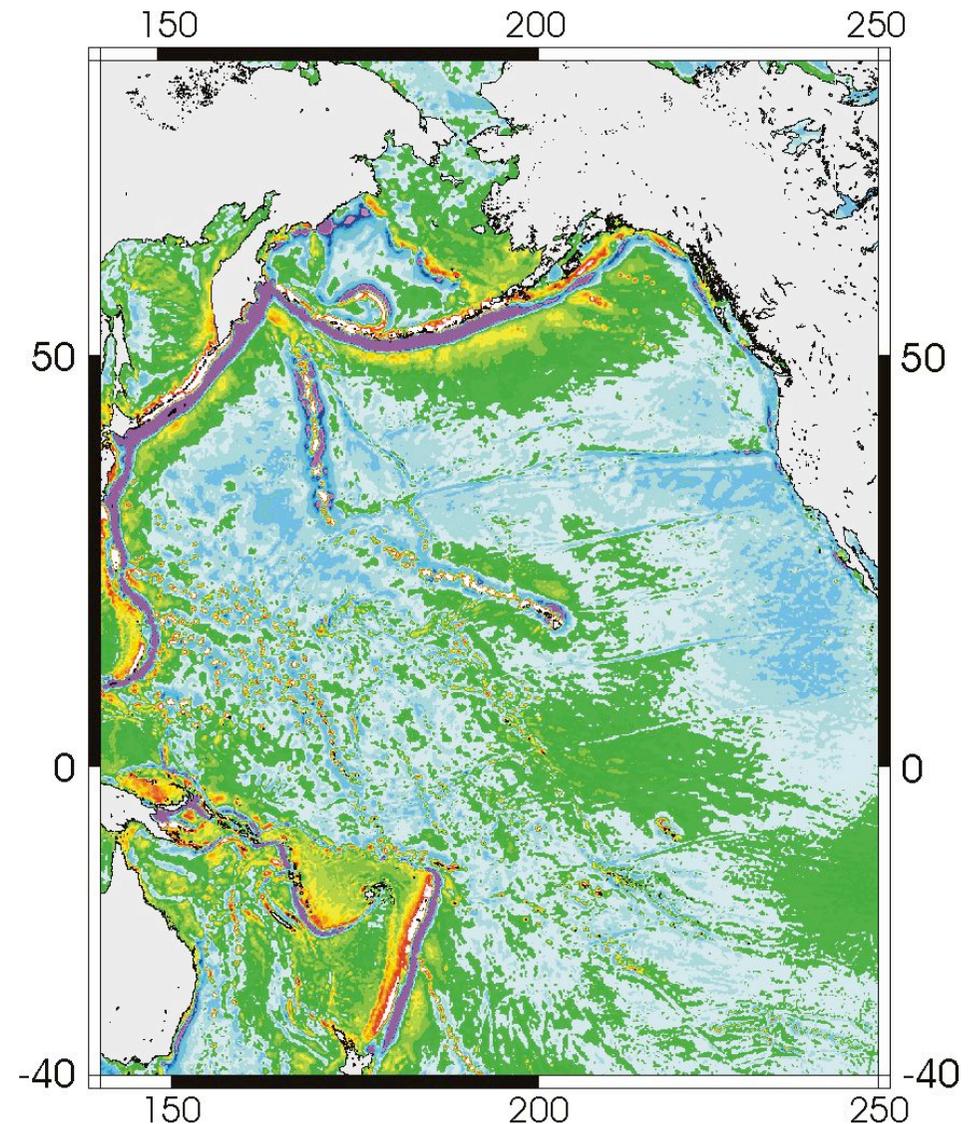
Ecart entre surface moyenne de la mer et surface du géoïde
(= topographie dynamique moyenne)

Anomalie du géoïde dans l'océan pacifique

- Echelle de couleur
- 3 m pour le violet
+1 m pour le rouge

Notez la trainée associée à la chaîne Hawaï-Empereur provenant d'un point chaud

Notez les zones de subduction reliée à la ceinture de feu autour de l'océan pacifique



La mesure la plus
simple...Masse

Les fly-bye en planétologie

- Mars... Mariner 9, 1971
- Jupiter... et Saturne
 - Pionner et Voyager (flybye uniquement)
 - Galileo (orbiteur)
 - Lancement Oct. 18, 1989
 - Venus flyby: Feb. 10, 1990
 - First Earth flyby: Dec. 8, 1990
 - Second Earth flyby: Dec. 8, 1992
 - Arrival at Jupiter: Dec. 7, 1995
 - End of mission: Sept. 21, 2003
 - Et (en passant....)

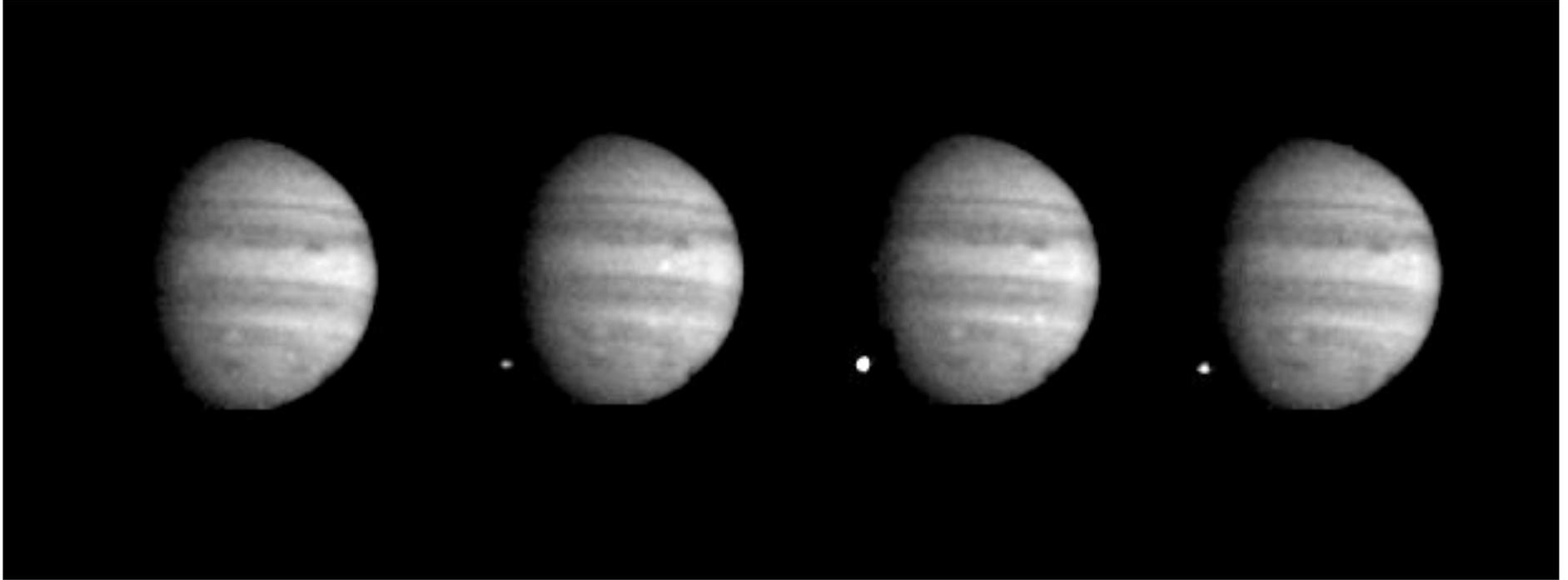




IDA et Dacthyl



GASPRA



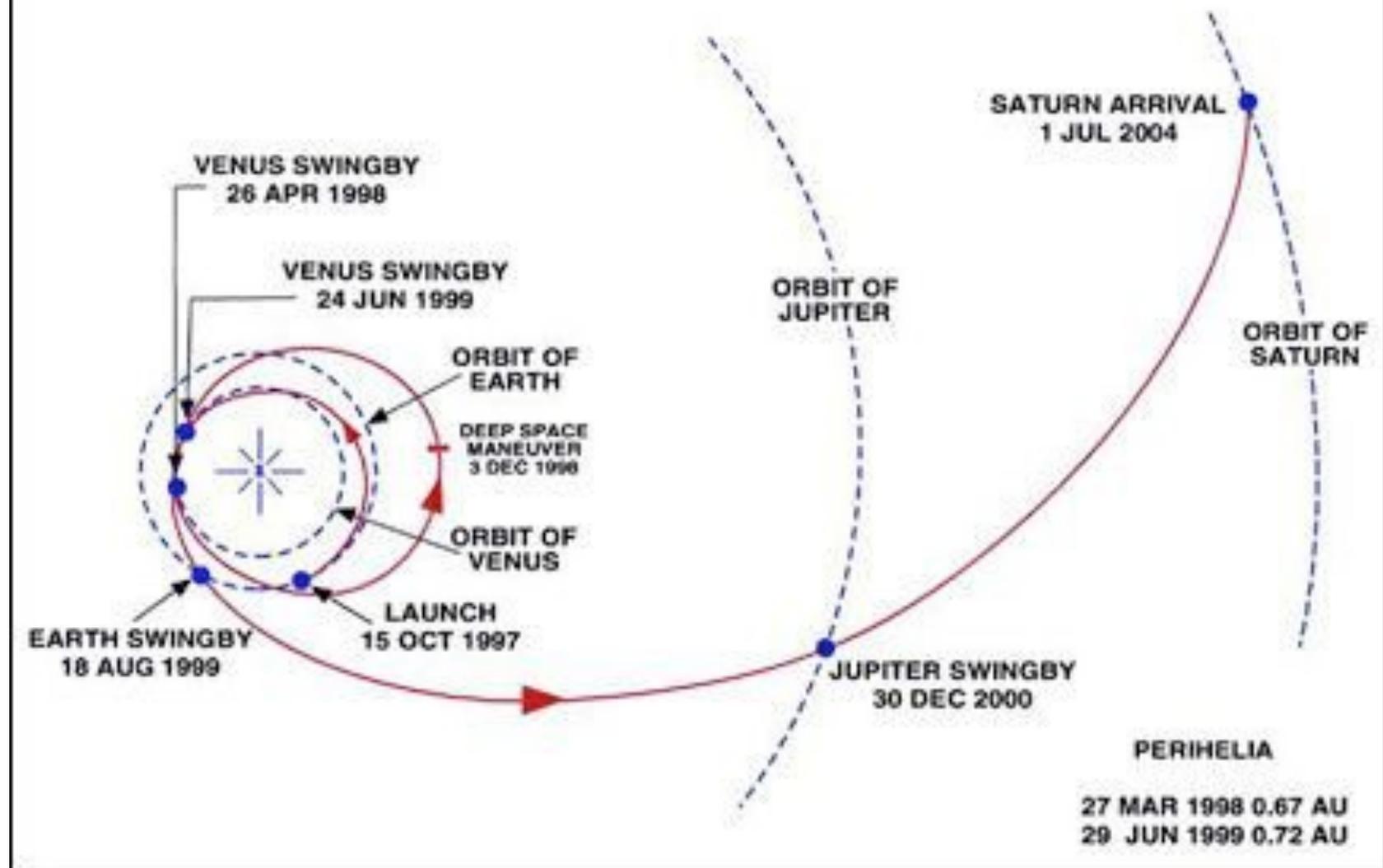
Impact de la comète Shoemaker-
Levy 9

Les fly-bye en planétologie

- Mars... Mariner 9, 1971
- Jupiter... et Saturne
 - Pionner et Voyager (flybye uniquement)
 - Galileo (orbiteur)
 - Lancement Oct. 18, 1989
 - Venus flyby: Feb. 10, 1990
 - First Earth flyby: Dec. 8, 1990
 - Second Earth flyby: Dec. 8, 1992
 - Arrival at Jupiter: Dec. 7, 1995
 - End of mission: Sept. 21, 2003
 - Et (en passant....)
 - Cassini (orbiteur, depuis 1er Juillet 2004)
- Mercure
 - Flybye, Mariner 10
 - Orbiter, Messenger (MOI: Mars 2011)
- Pluton
 - Lancement, 1/2006, Flybye: 2016

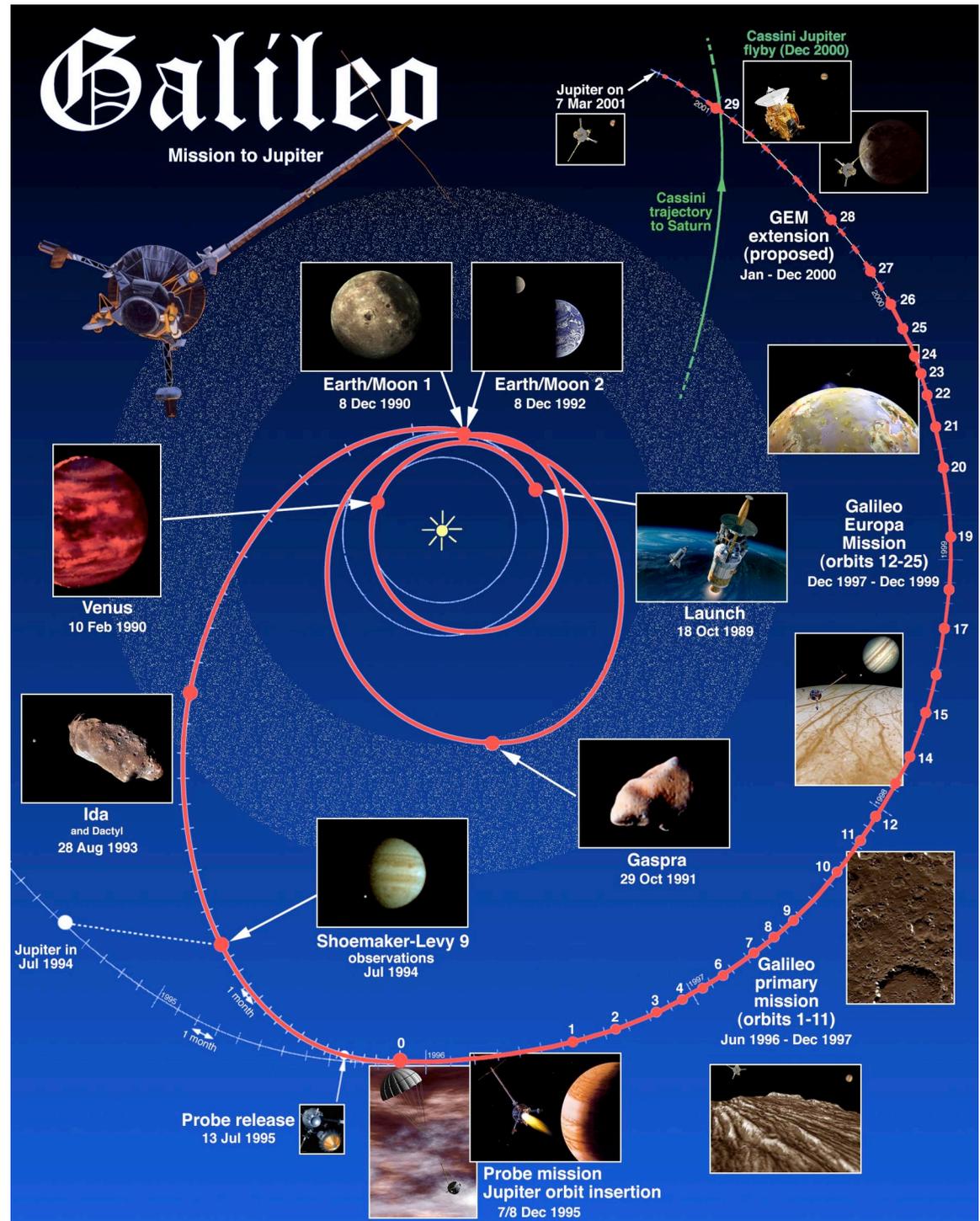


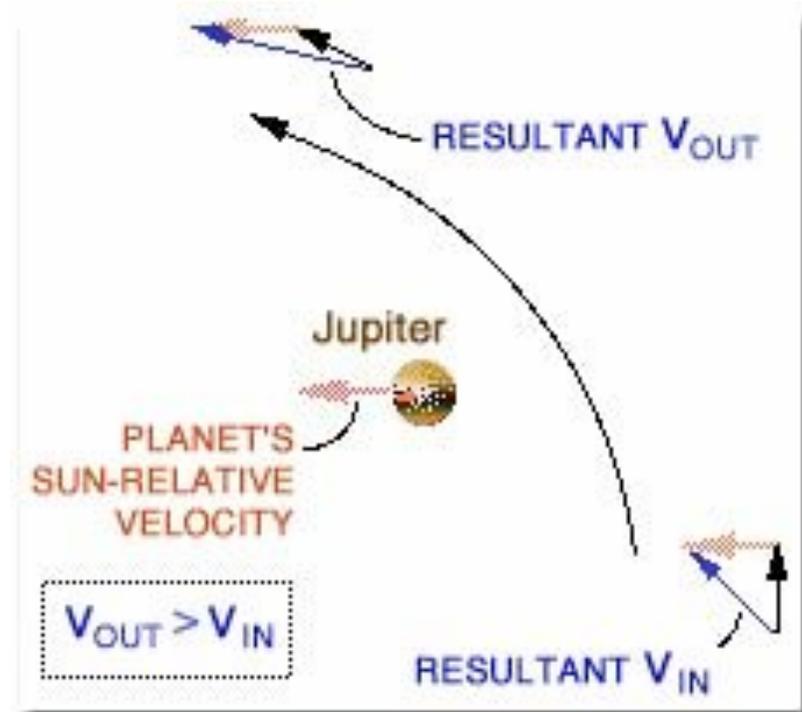
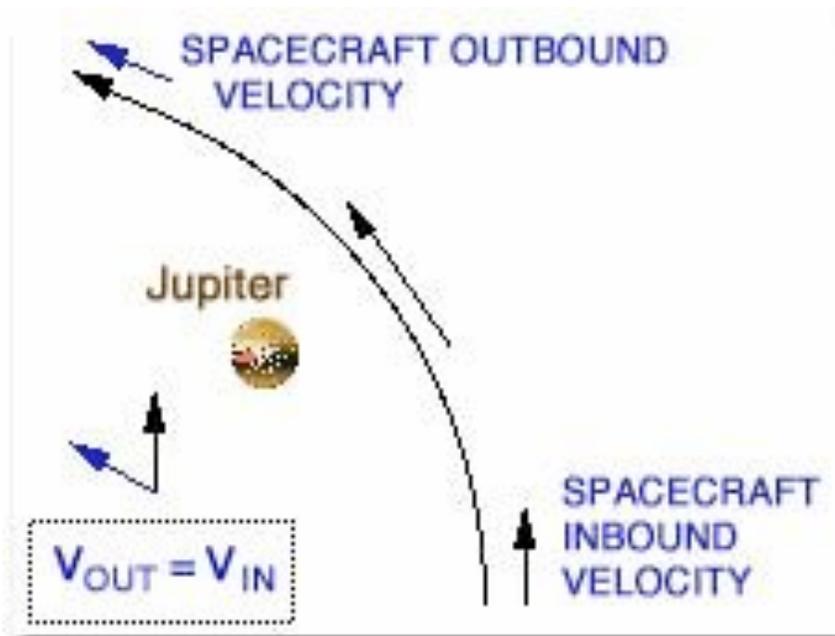
CASSINI INTERPLANETARY TRAJECTORY



Exercice...

- Montrer comment:
 - Modifier la trajectoire d'un satellite par un flyby
 - Mesurer la masse de l'objet survolé





En orbite

Comment mesurer le champ
de gravité en orbite..?

Mesure depuis un satellite

- Dans un repère galiléen, pour le centre de masse du satellite

$$m \frac{d^2 \vec{u}}{dt^2} = m(\vec{g}_p(\vec{x}_g) + \sum \vec{g}_{autres}) + \vec{F}_{nongravi}$$

- Pour une masse dans le satellite

$$\begin{aligned} m_e \frac{d^2 \vec{u}_e}{dt^2} &= m_e(\vec{g}_p(\vec{x}_e) + \sum \vec{g}_{autres}) + \vec{F}_{liaison} - m_e \frac{d^2 \vec{u}}{dt^2} \\ &= m_e(\vec{g}_p(\vec{x}_e) - \vec{g}_p(\vec{x}_g)) + \vec{F}_{liaison} - \frac{m_e}{m} \vec{F}_{nongravi} \end{aligned}$$

Principe de la mesure

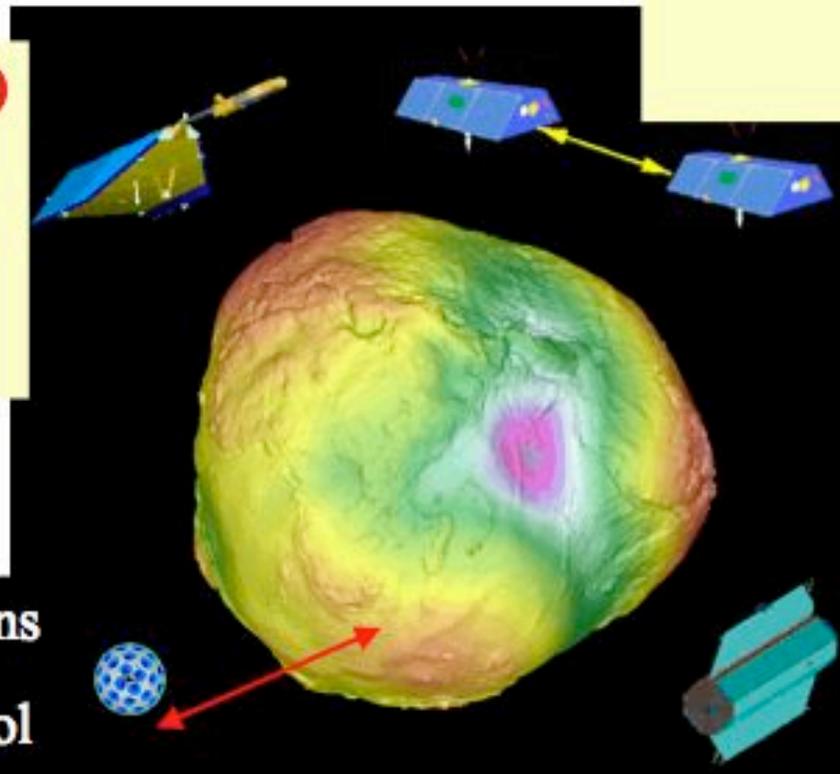
- Un accéléromètre placé au centre de masse ne mesure pas la gravité mais les forces non gravitationnelles
 - Si l'on reconstitue la trajectoire, il est alors possible d'extraire la gravité ressentie par le satellite
- Seul deux accéléromètres placés à des positions différentes mesurent un gradient de gravité
 - Plus les accéléromètres sont proches, plus la sensibilité doit être grande... gradimétrie

2. LES NOUVELLES MISSIONS POUR DETERMINER LE CHAMP DE GRAVITE DE LA TERRE

CHAMP (2000)

- GFZ-CNES
- GPS +
Acceleromètre

Observations
depuis le sol
1967-2000



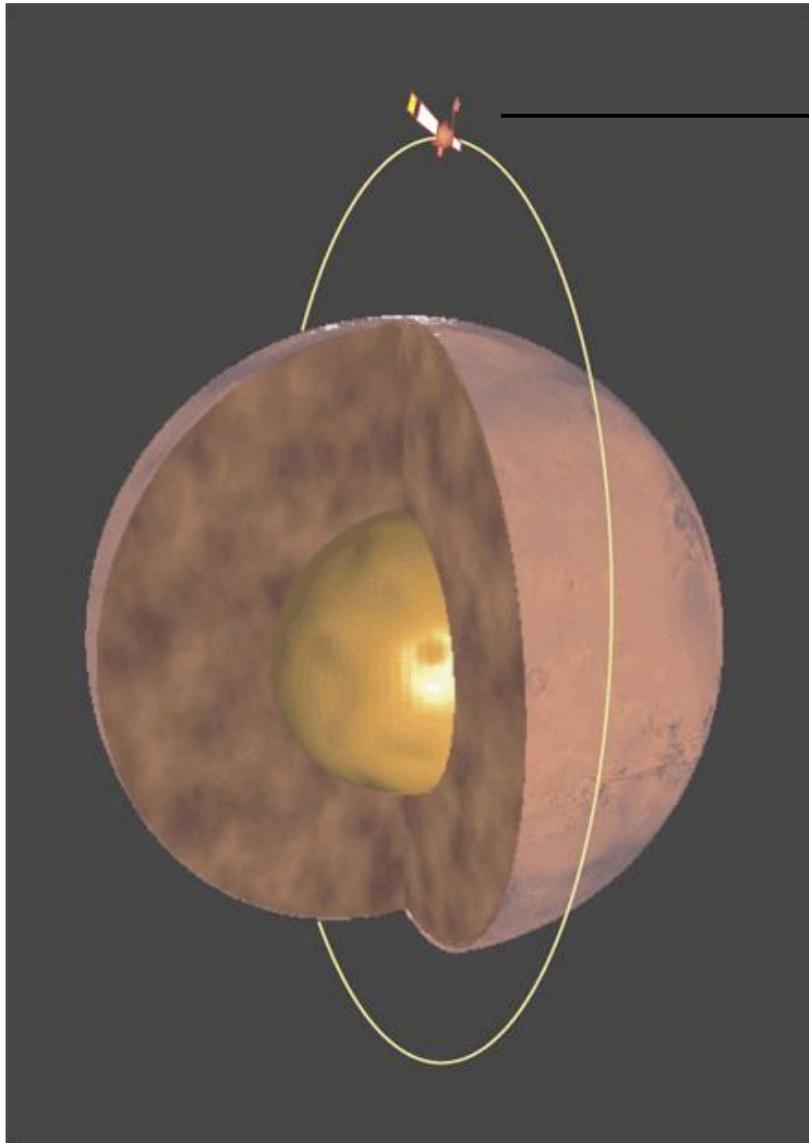
GRACE (2002)

- JPL-CSR-GFZ
- GPS + mesure distance inter-satellite
+ accéléromètre

GOCE (mi-2006)

- ESA
- GPS +
Gradiomètre

Reconstruction cinématique...



Signal Radio vers la Terre

$$\vec{F} = m\vec{a} = \int_V \frac{G \rho dV}{|r - r_{\text{quasicentr}}|^2} \hat{r}$$

La force agissant sur le satellite dépend de la gravité

La fréquence du signal dépend de la vitesse du satellite via un effet Doppler:

$$\omega' = \omega \sqrt{\frac{1 + v/c}{1 - v/c}}$$

Comme

$$a = \frac{dv}{dt}$$

Le champ de gravité peut être obtenu après analyse

Méthode de gradimétrie

Comment faire mieux ???

4 critères fondamentaux à satisfaire :

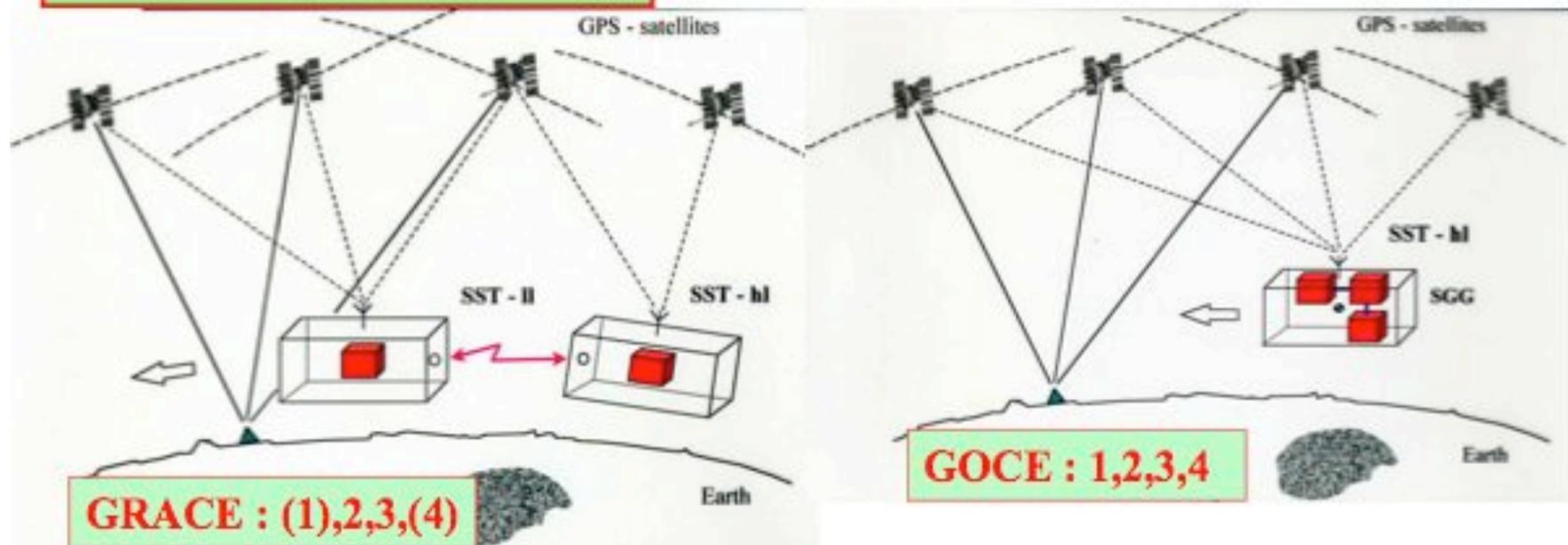
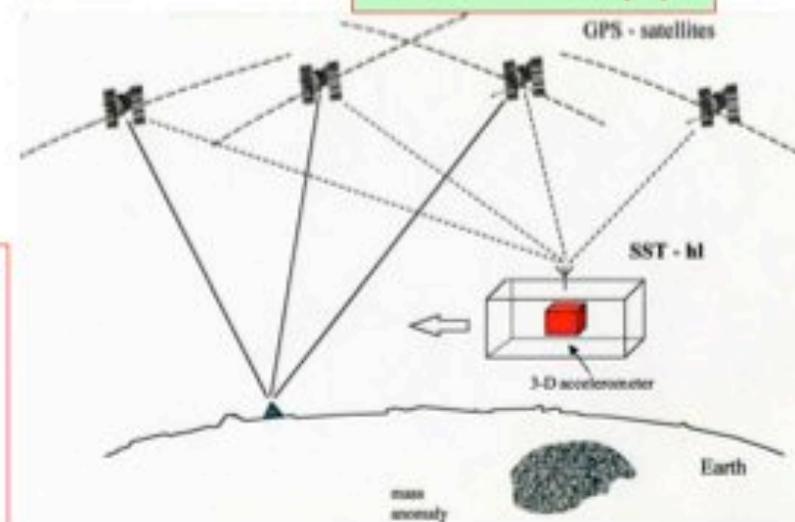
1. Orbite la plus basse possible
2. Suivi continu de la trajectoire (GPS)
3. S'affranchir des forces de surface (... les mesurer → accéléromètres)
4. Augmenter la sensibilité de la mesure par « différentiation »

CHAMP

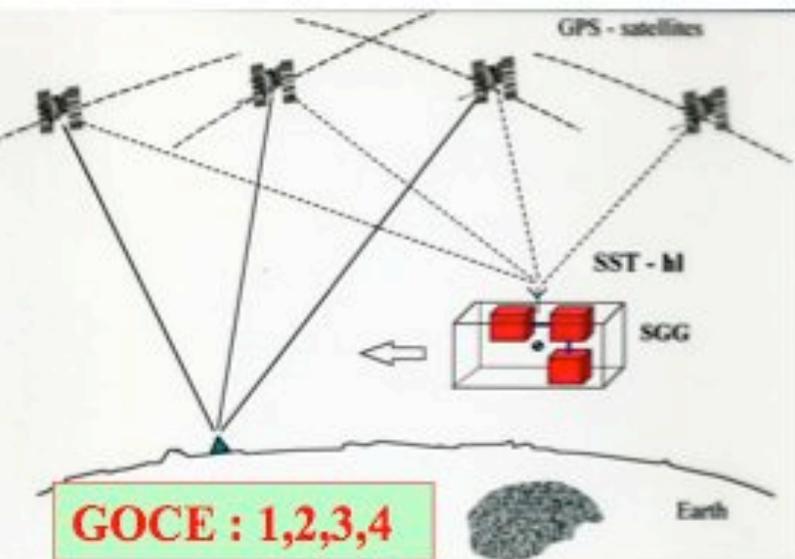
GRACE

GOCE

CHAMP : 1,2,3



GOCE : 1,2,3,4





CHAMP



GRACE



GOCE



*L'oeil
"gravitationnel"
des nouvelles missions*

Comparaison des formes et champs de gravité

- Tompographie
- Anomalie de gravité à la surface
 - Géoïde (équipotentielle)



Pour une planète elliptique, le potentiel de gravité (pesanteur) s'écrit:

$$U = -\frac{\mathcal{G}M}{r} + \frac{\mathcal{G}Ma^2}{2r^3}J_2(3\sin^2\theta - 1), \quad \text{gravité}$$

$$U = -\frac{\mathcal{G}M}{r} + \frac{\mathcal{G}Ma^2}{2r^3}J_2(3\sin^2\theta - 1) - \frac{1}{2}\omega^2 r^2 \cos^2\theta, \quad \text{pesanteur}$$

où $J_2 = \frac{C-A}{Ma^2}$. J_2 et $\frac{C-A}{A}$ permettent de trouver A et C . Si la précession n'est pas connue (par exemple pour Vénus, Mercure), il faut faire l'hypothèse d'une planète à l'équilibre hydrostatique.

La surface de la planète est alors une équipotentielle, et donc

$$\begin{aligned} U_0 &= -\frac{\mathcal{G}M}{a}\left(1 + \frac{1}{2}J_2\right) - \frac{1}{2}a^2\omega^2, \\ &= -\frac{\mathcal{G}M}{c}\left(1 - \frac{1}{2}J_2\left(\frac{a}{c}\right)^2\right), \end{aligned}$$

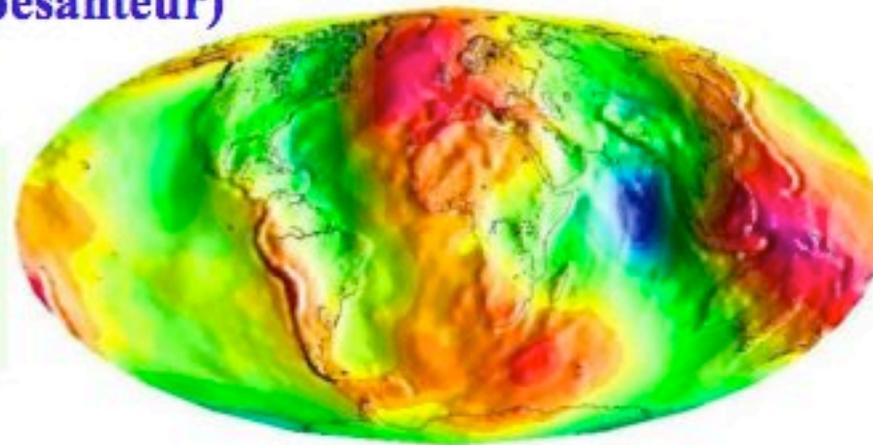
ce qui donne après résolution

$$f = \frac{a-c}{a} = \frac{3}{2}J_2 + \frac{1}{2}\frac{a^3\omega^2}{\mathcal{G}M}$$

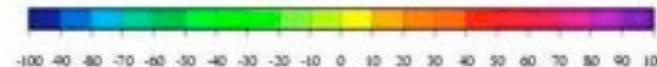
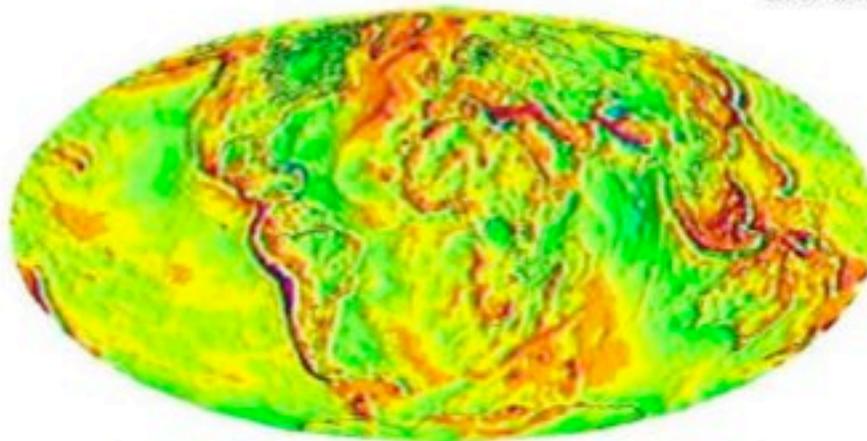
**30 ans d'observation de satellites
depuis le sol (+ mesures de pesanteur)
→ modèle GRIM5 C1**

Modèle développé en harmoniques sphériques
(degré et ordre 120 → 14500 paramètres)
Plus petite longueur d'onde représentée : 333 km
↔ Résolution de 167 km)

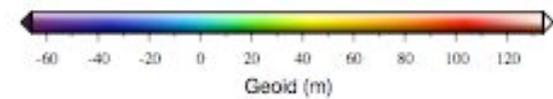
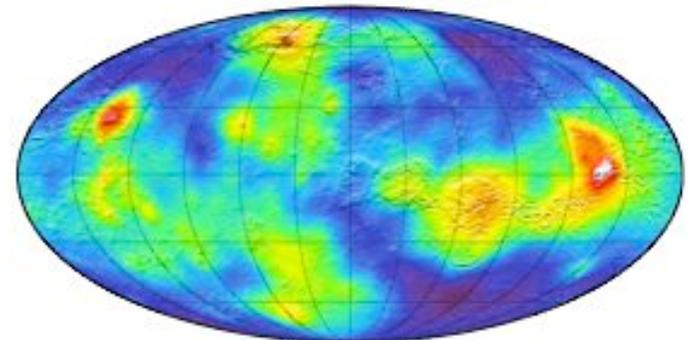
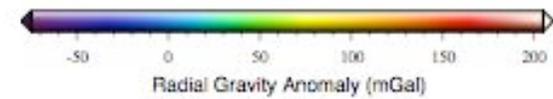
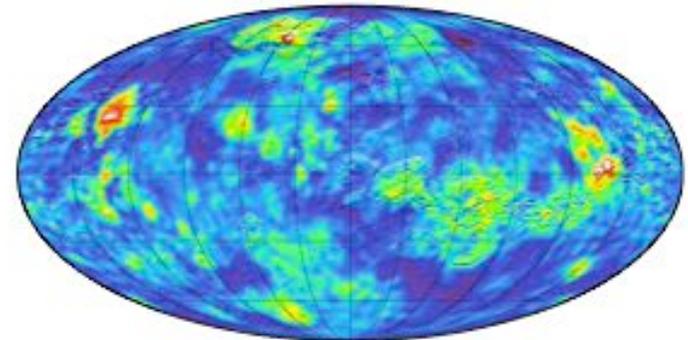
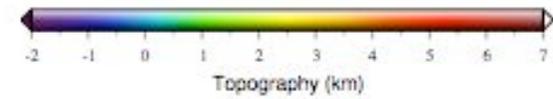
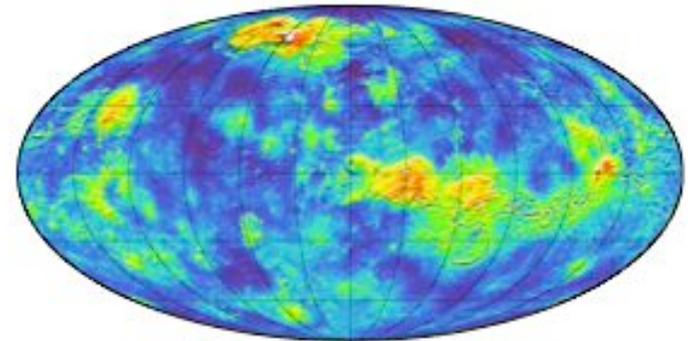
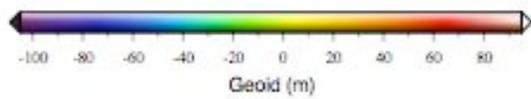
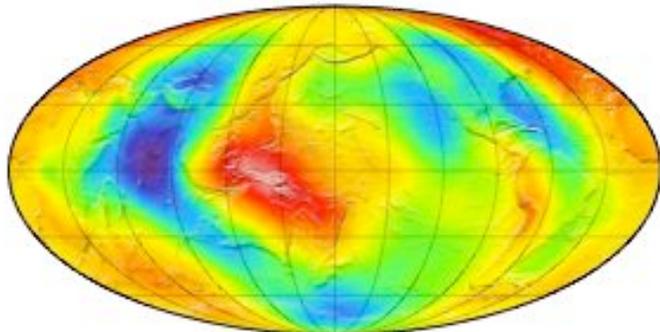
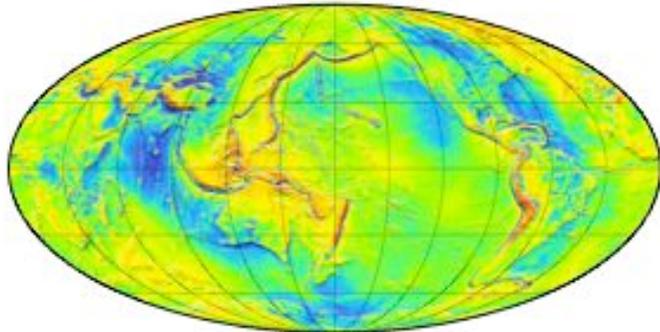
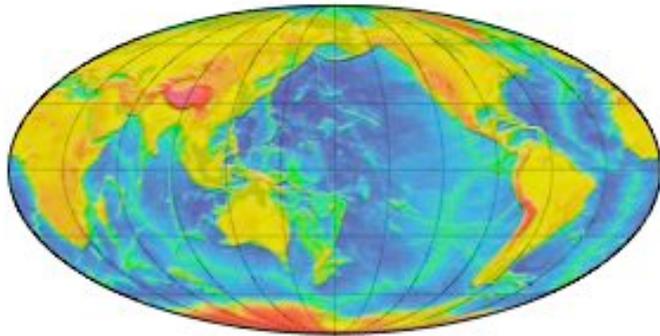
Altitude du Géoïde (m)



Anomalies de gravité (mgal)



Précision géoïde : 30 cm à 400 km de résolution
50 cm à 167 km de résolution
Précision gravité : 1.5 mgal à 400 km de résolution
5.4 mgal à 167 km de résolution



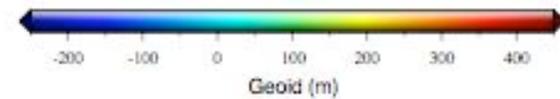
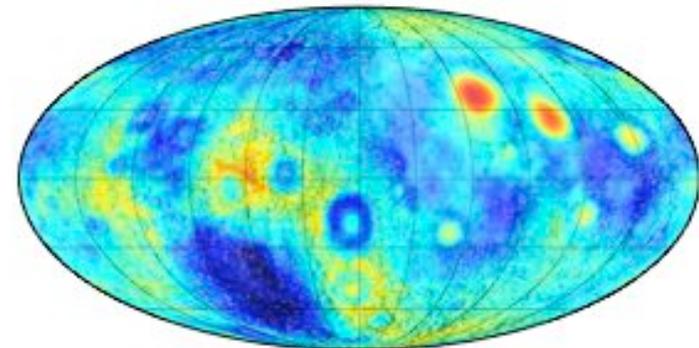
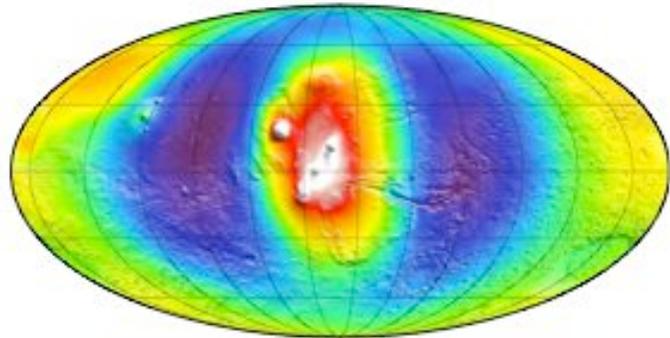
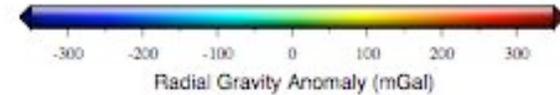
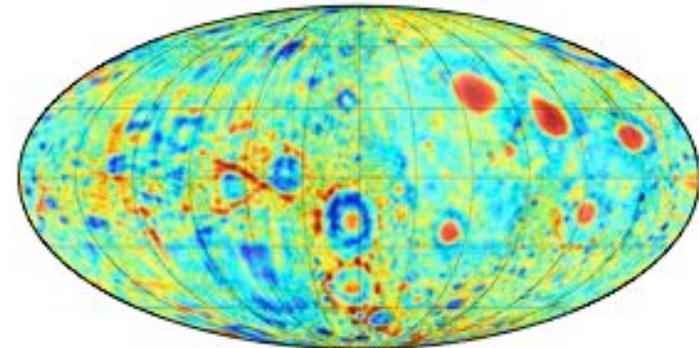
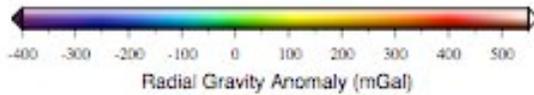
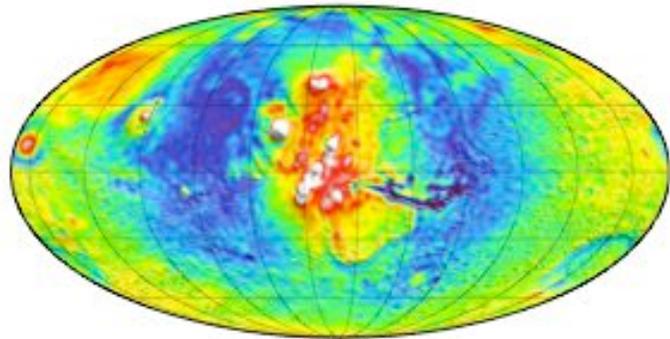
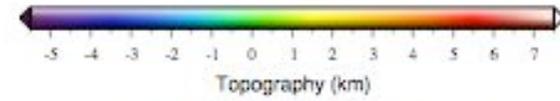
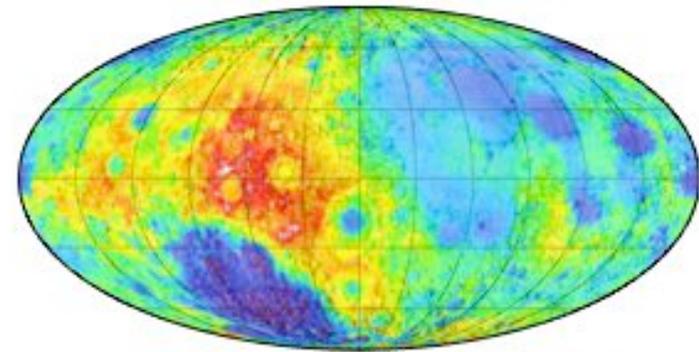
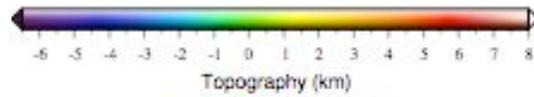
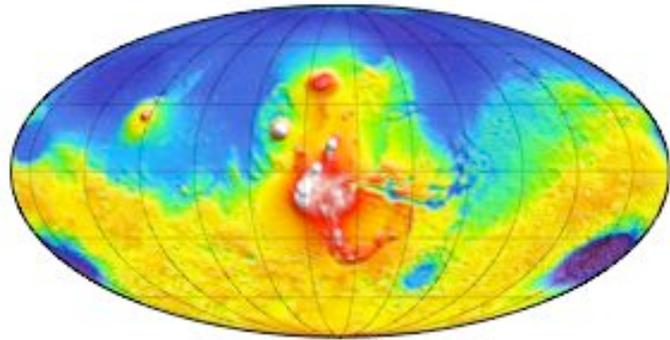
<-

Terre

->

Venus

Wieczorek, 2006



<-

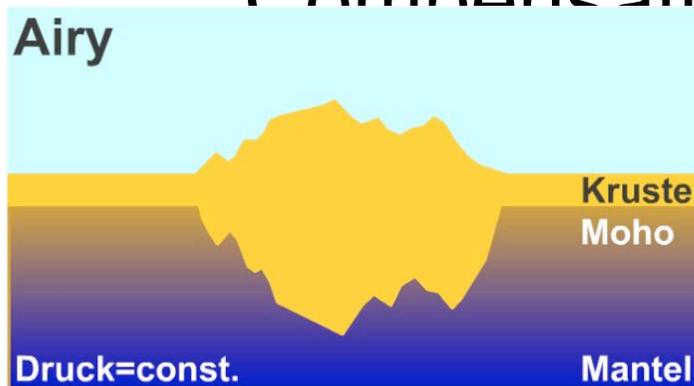
Mars

->

Lune

Wieczorek, 2006

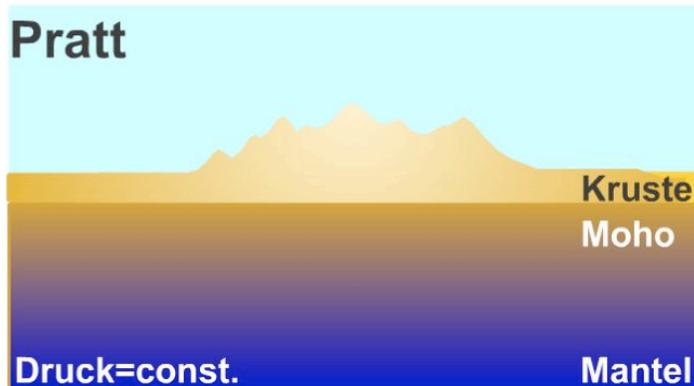
Compensation des reliefs (Isostasie)



Compensation d'Airy

1. La croûte rigide flotte sur le manteau.
2. Topographie de surface implique une racine
3. La pression à une certaine profondeur dans le manteau est constante

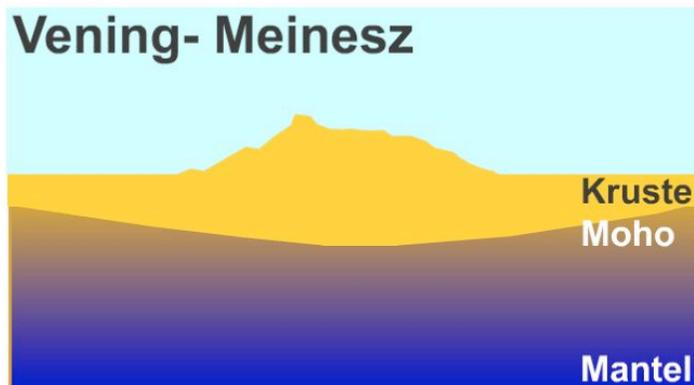
$$h \rho_c = (\rho_m - \rho_c) b$$



Compensation de Pratt

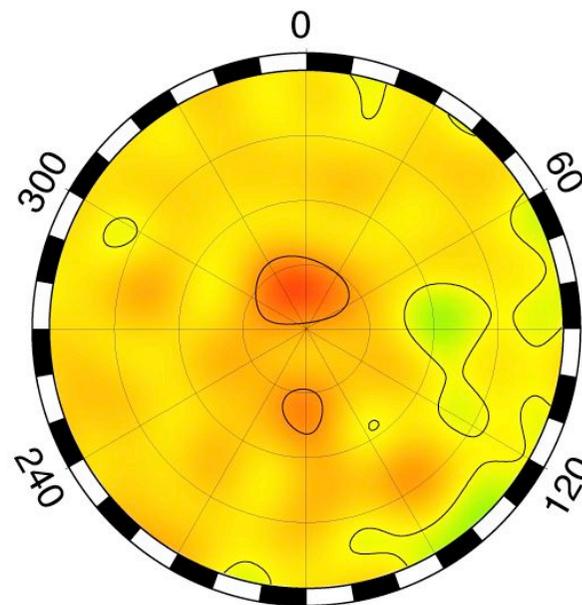
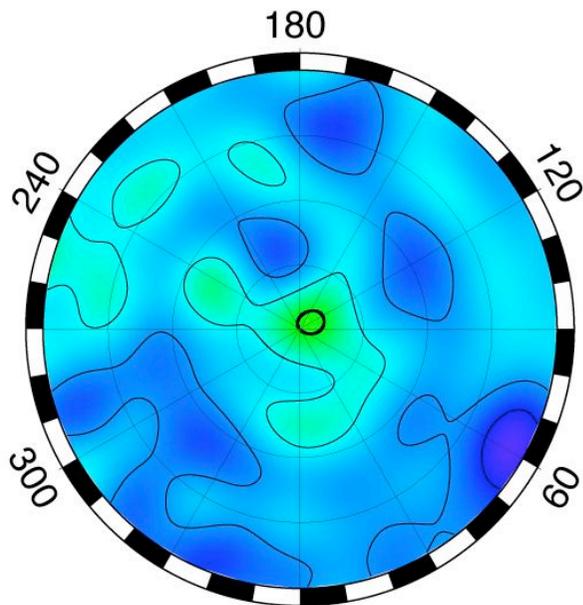
1. La pression à la base de la croûte est constante.
2. Là où les altitudes sont hautes, la densité est faible

$$H_0 \rho_0 = (H_0 + h) \rho$$

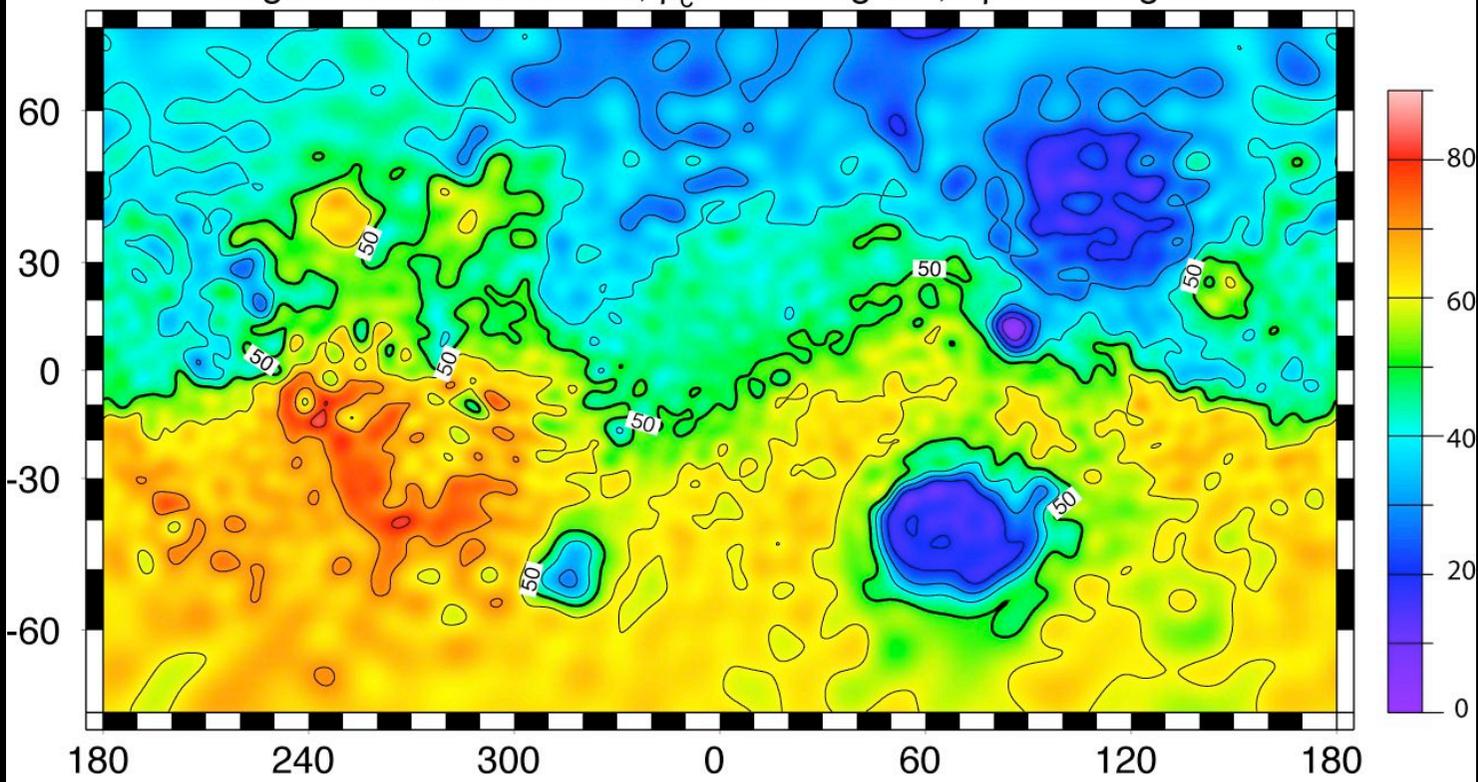


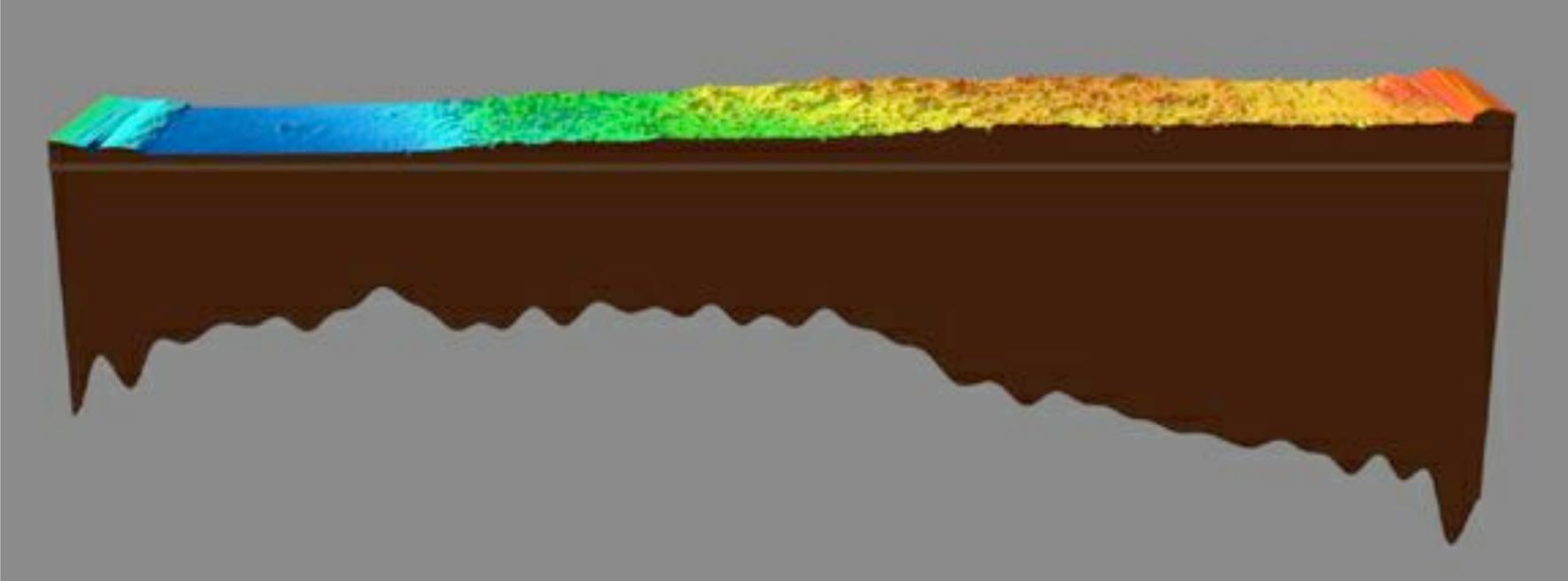
Flexure

1. Les contraintes élastiques de la croûte supporte une partie de la charge
2. Si l'épaisseur élastique est nulle, la compensation d'Airy s'applique

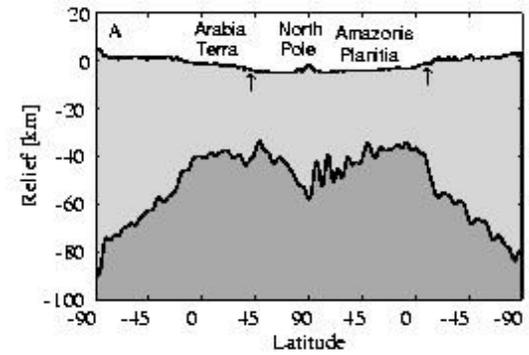
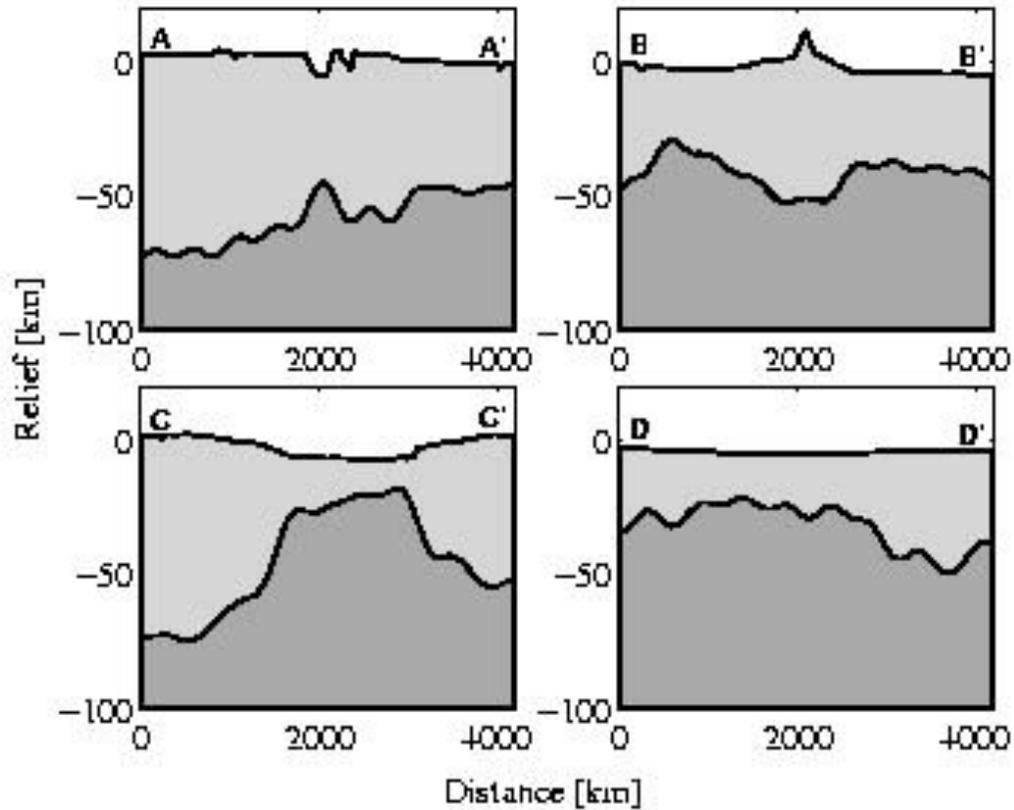


Deg. 50 crustal thickness, $\rho_c = 3000 \text{ kg m}^{-3}$, $\Delta\rho = 600 \text{ kg m}^{-3}$

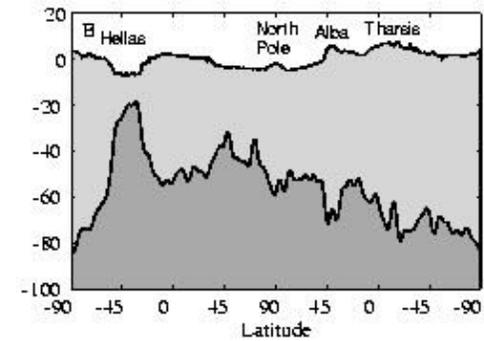




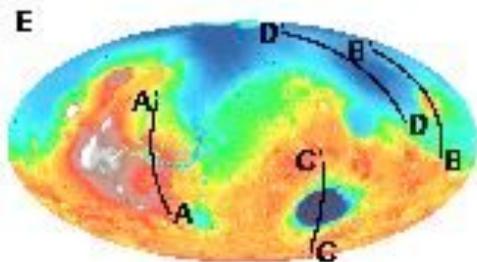
Dichotomie Nord-Sud et détails



0° à 180°E

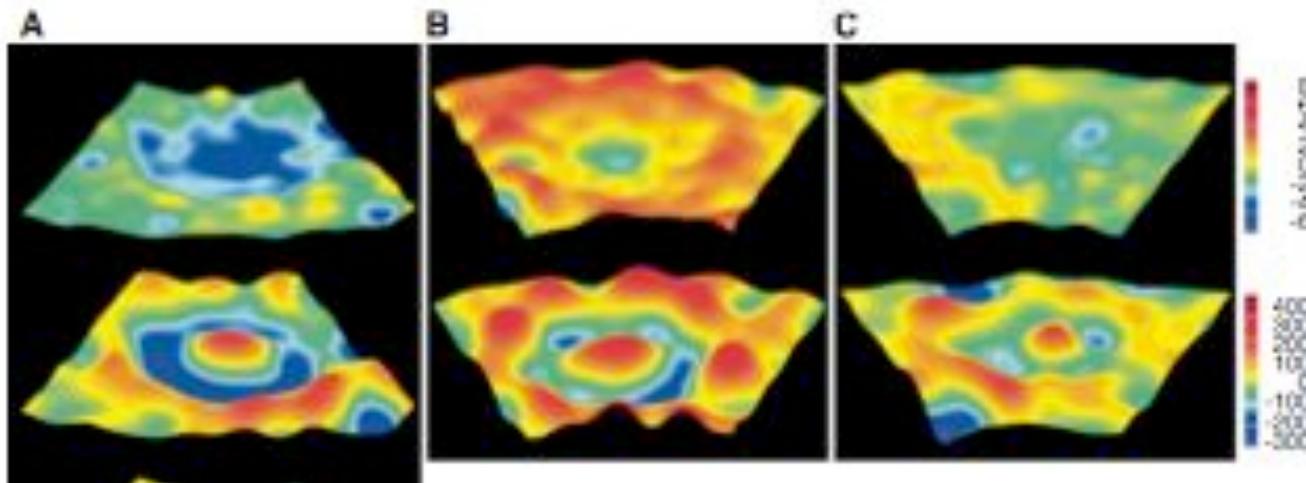


70° à 250°E



Zuber et al., 2000

Cratères et mascons

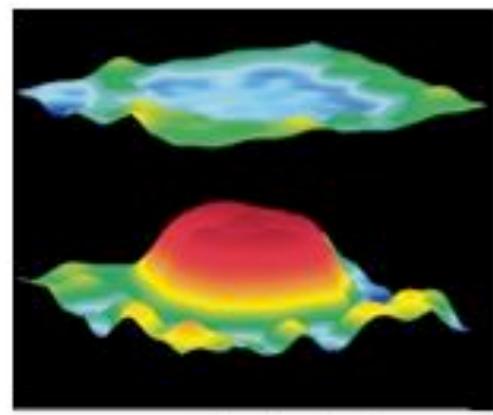


Mer de Humbolt

Mendel-Rydberg

Schiller- Zucchius

Mécanisme ?



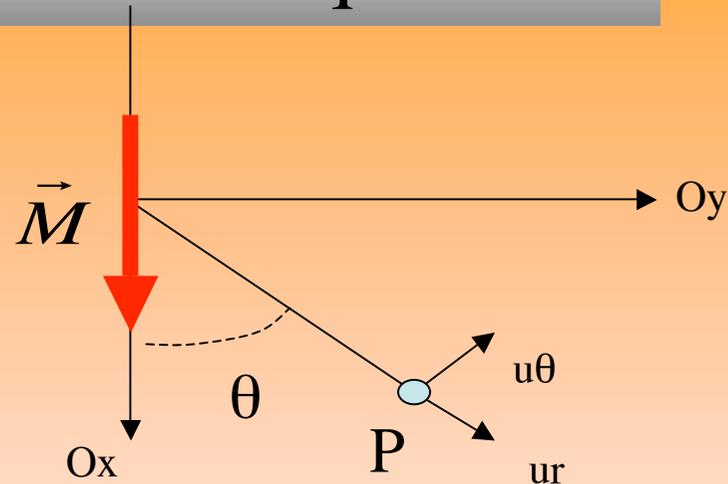
Mer de la Sérénité

Magnétisme spatial

Structure du champ magnétique et ses caractéristiques

Le dipôle magnétique crée
Autour de lui un champ

$$\vec{H} \approx \frac{1}{4\pi r^3} \left(3 \cdot \frac{M \cdot \vec{r}}{r^2} - \vec{M} \right)$$



Pour un point P de l'axe Ox situé à la distance r du dipôle, nous aurons :

$$\theta = 0 \quad H_r = -2H_o \cos\theta \quad H_\theta = 0$$

Pour un point P de l'axe Oy situé à la distance r du dipôle, nous aurons :

$$\theta = \pi/2 \quad H_r = 0 \quad H_\theta = -H_o \sin\theta$$

avec $H_o = \frac{M}{2\pi r^3}$

L'unité du champ magnétique terrestre : le Tesla (T)

A la surface de la Terre, le champ magnétique terrestre varie de $25 \mu\text{T}$ à $60 \mu\text{T}$.

Le champ magnétique moyen en France vaut :

$$H = 45 \mu\text{T}$$

$$D = -6^\circ$$

$$I = +64^\circ$$

Et sur les autres planètes du système solaire.

	Intensité relative Du champ /Terre
Mercure	0,01
Vénus	0
Mars	0,0012

	Intensité relative Du champ /Terre
Jupiter	17000
Saturne	500
Uranus	50
Neptune	30
Pluton	?

Comment mesurer?

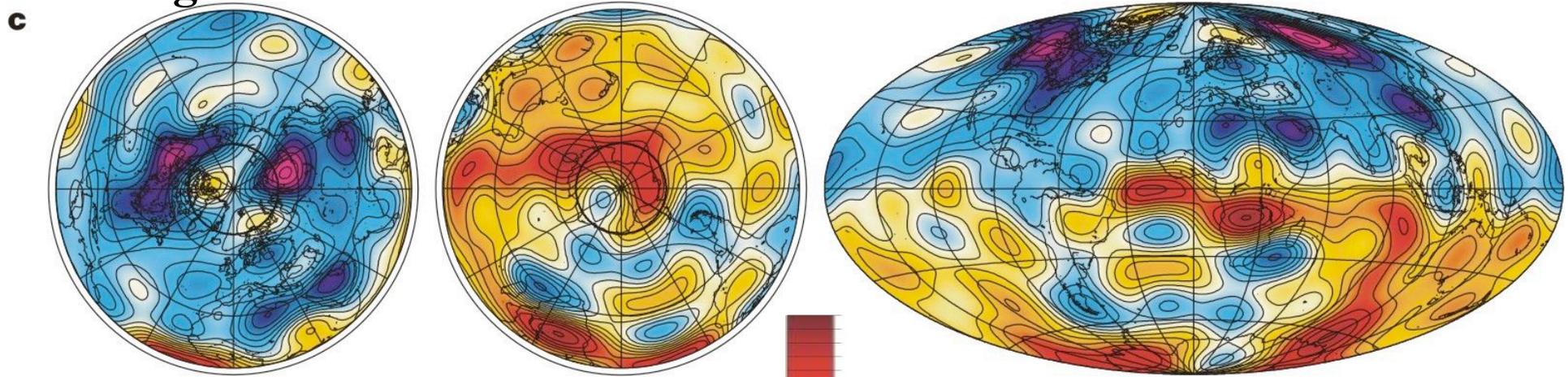
Mesure plus simple... Juste un
magnétomètre

Problème... Champ magnétique
créé par le satellite = > bras

Computed from averaging Magsat & Oersted main-field models

Average 1990 main field

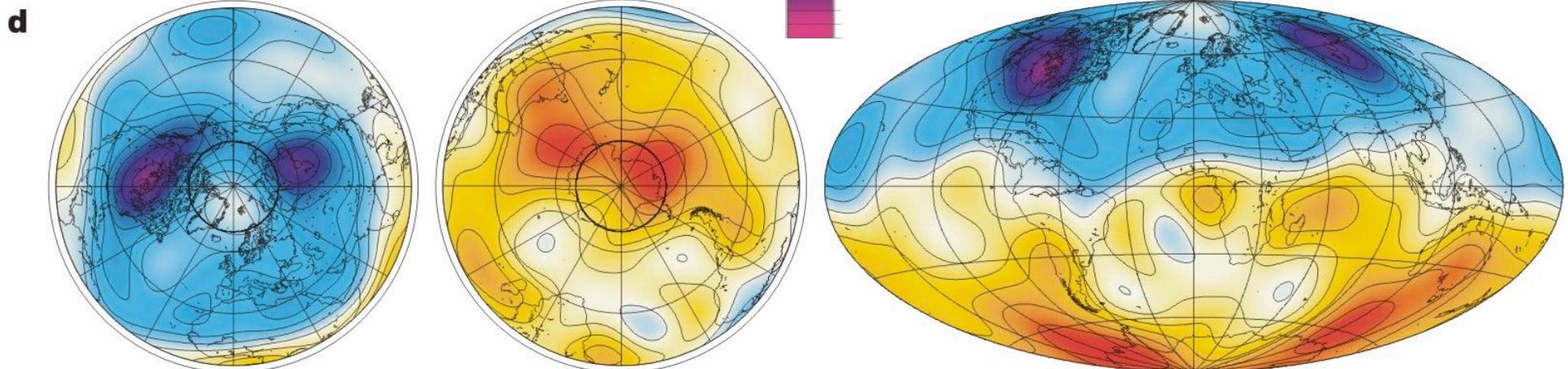
-1032 μT to 908 μT



North Polar plot

South Polar plot

Contour Interval 100 μT



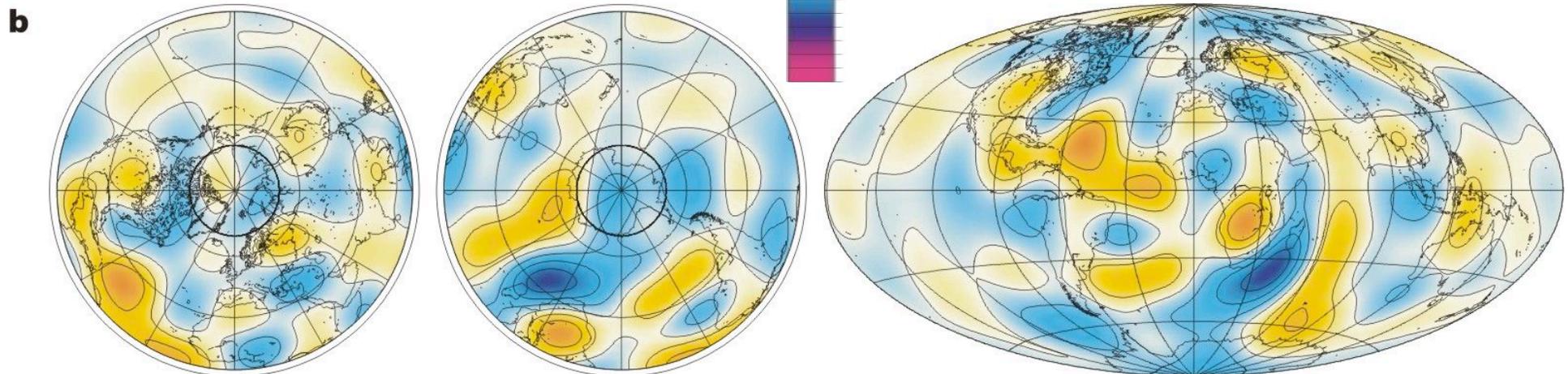
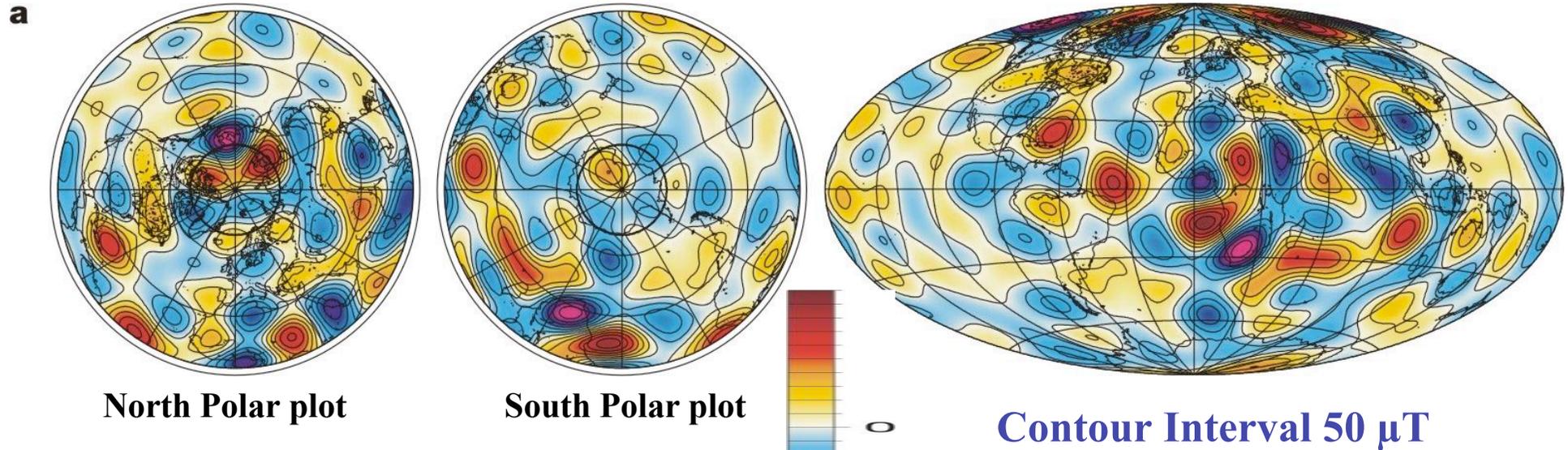
Computed from historical model: ref. 5

Average 1590 - 1990 main field

-745 μT to 594 μT

**Changes in the radial component of the field between
1980 (Magsat) -2000 (Oersted)**

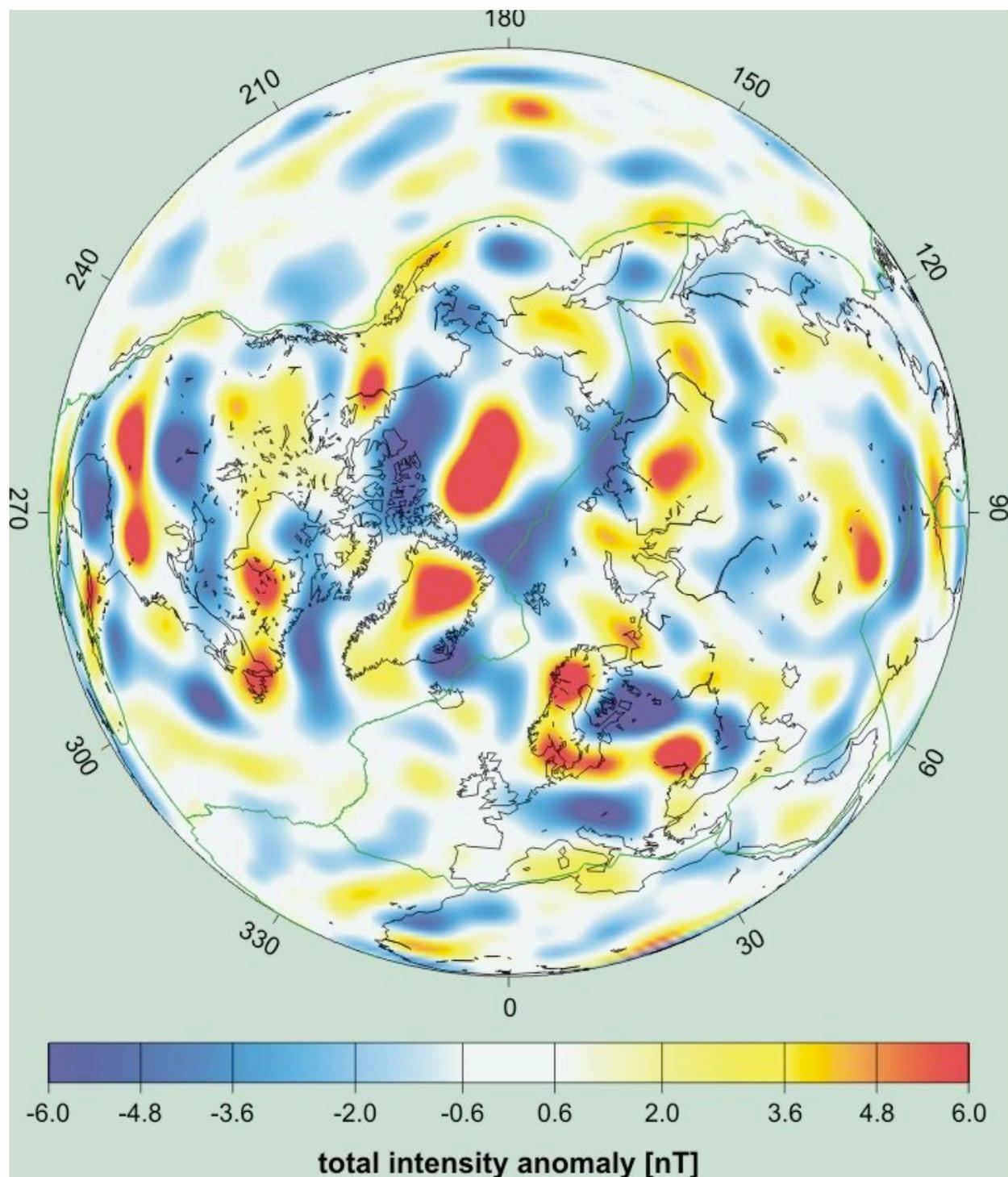
-340 μT to 333 μT



**Changes from 1970 -1990
(computed from historical model: ref. 5)**

-186 μT to 147 μT

Champ
crustal
vu par
CHAMP
Superpositi
on de
dipôles



En orbite depuis le 11 septembre 1997

JPL

Mars Global Surveyor Project MGS Spacecraft In Mapping Configuration

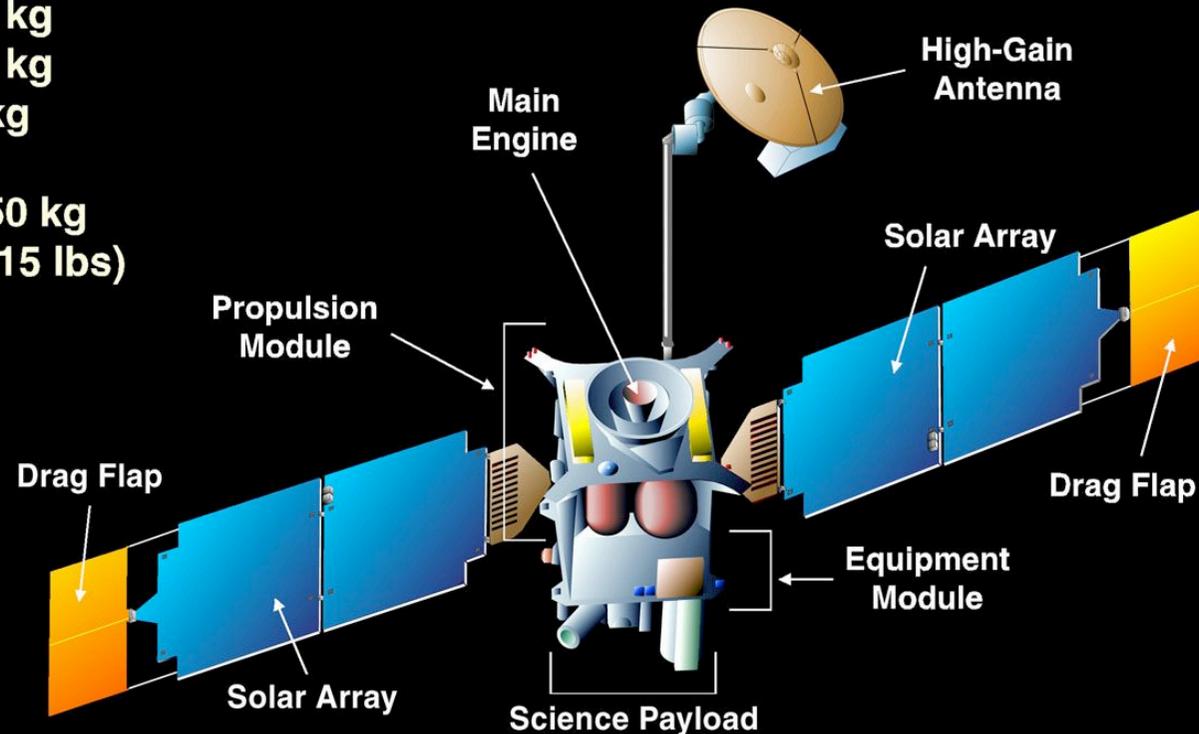


Structure Mass: 595 kg
Propellant Mass: 380 kg
Payload Mass: 75 kg

Total Mass: 1,050 kg
(2,315 lbs)

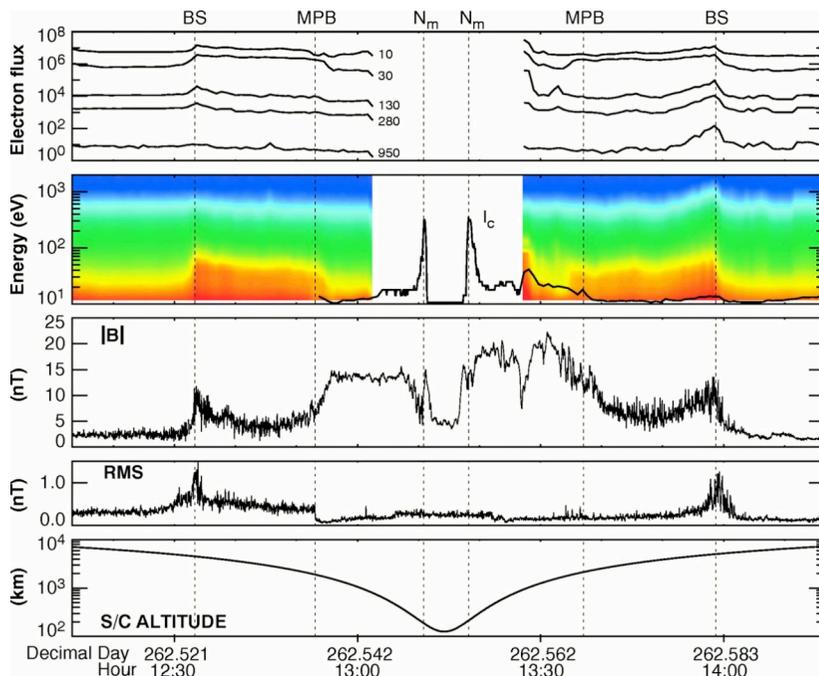
Science Payload:

Electron Reflectometer
Magnetometer
Mars Orbiter Camera
Mars Orbiter Laser Altimeter
Mars Relay Radio System
Radio Science
Thermal Emission Spectrometer

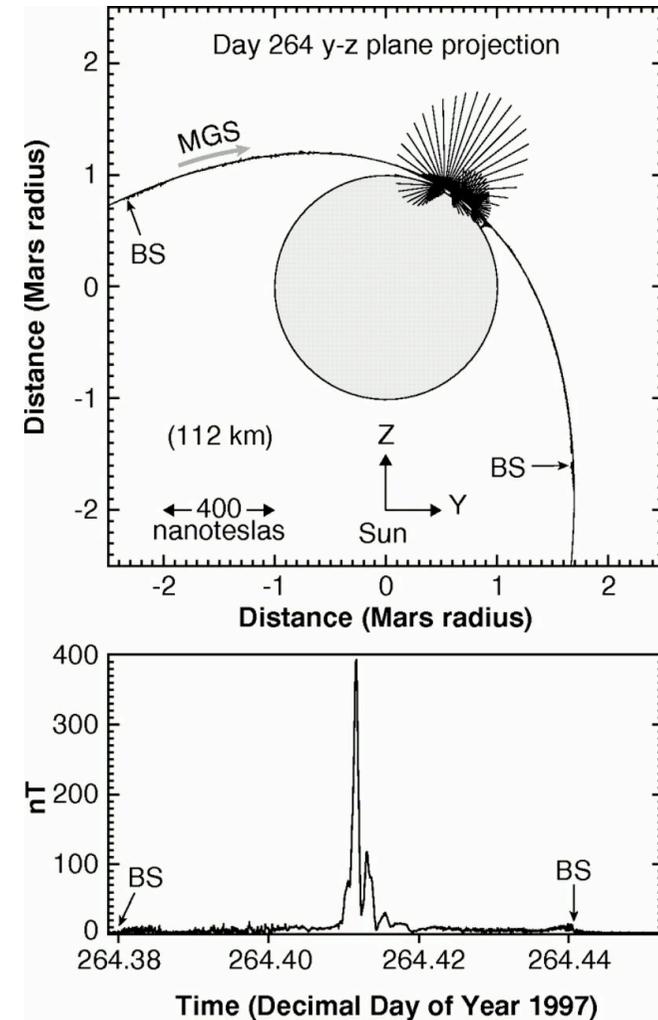


MGS-Magnétomètre-réfectomètre à électrons

- Avant MGS: incertitude et débat sur le champ magnétique Martien... suite à des mesures de la sonde soviétique Phobos
- Survol à basse altitude de MGS, avec traversée de l'ionosphère et de la haute atmosphère
- confirmation de l'absence de champ interne ($< 2 \cdot 10^{21}$ gauss cm^3)
- Mais découvertes d'anomalies crustales très fortes

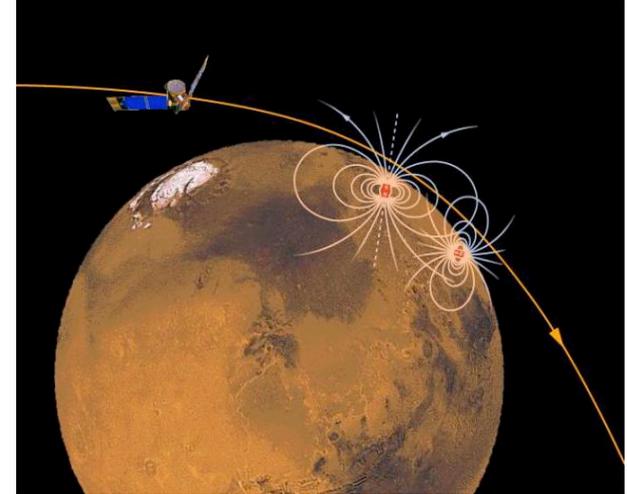
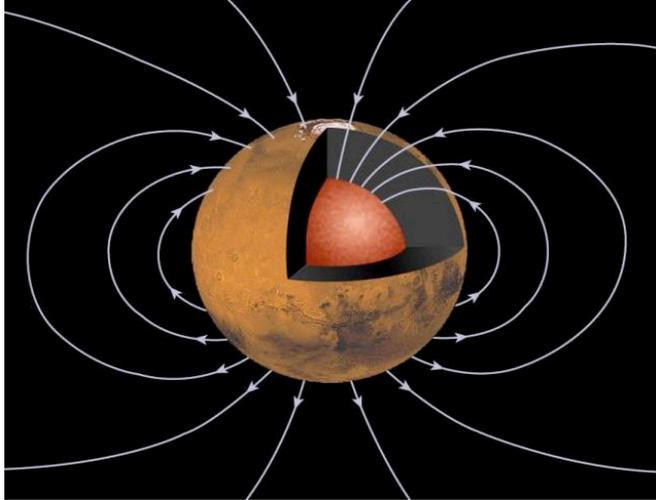


Mesure avec anomalie

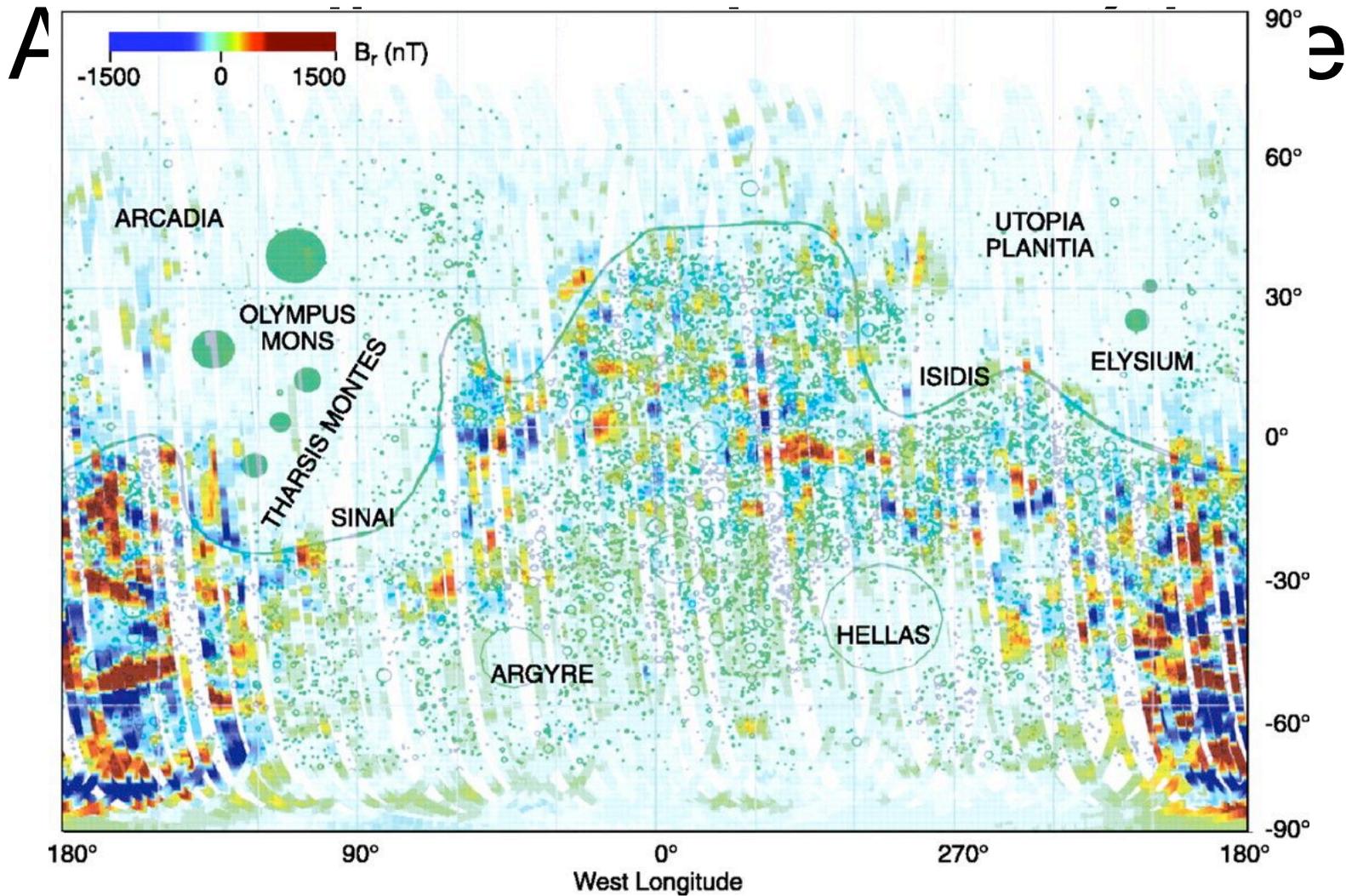


Mesure sans anomalie

Interprétation...

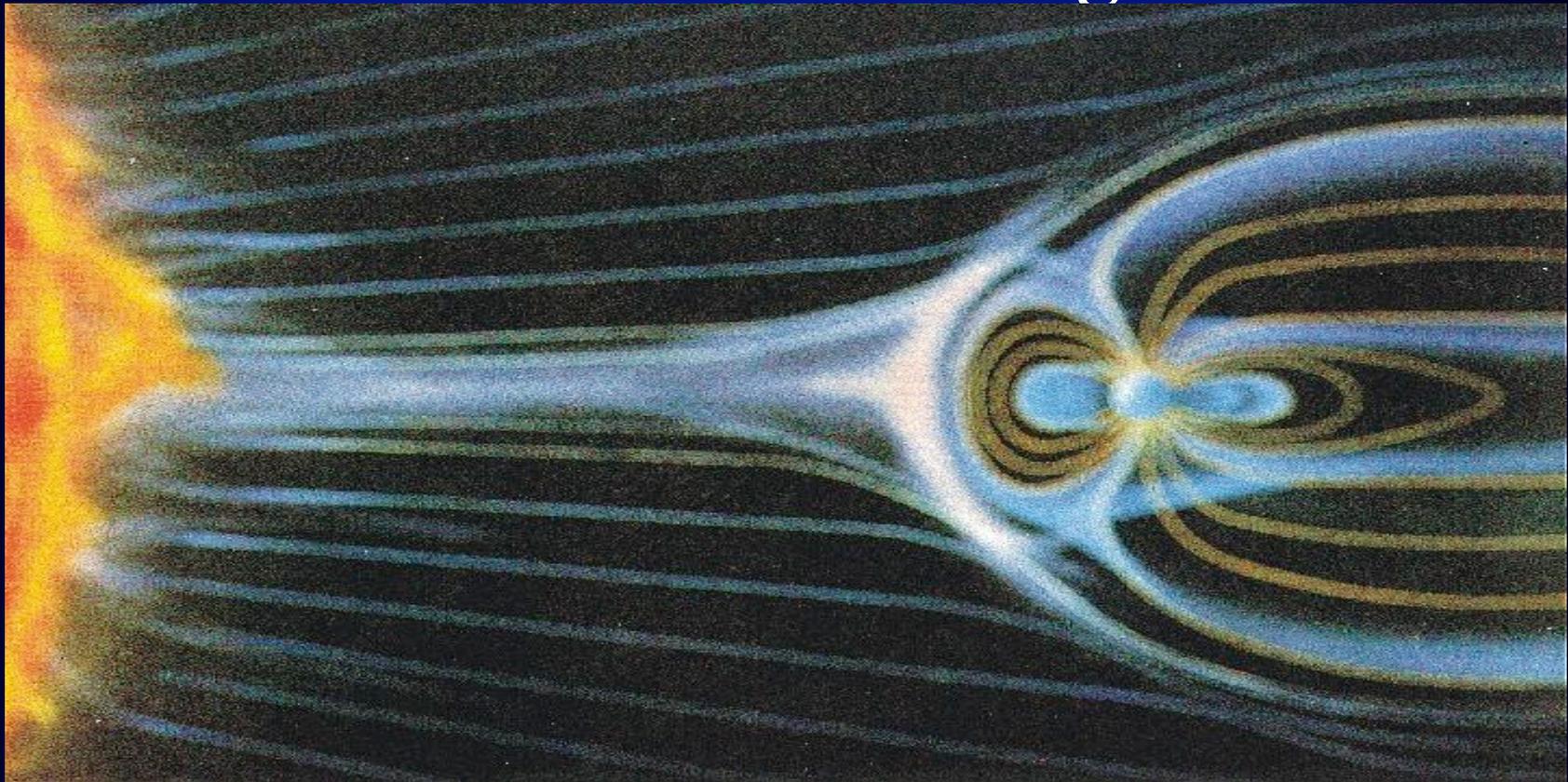


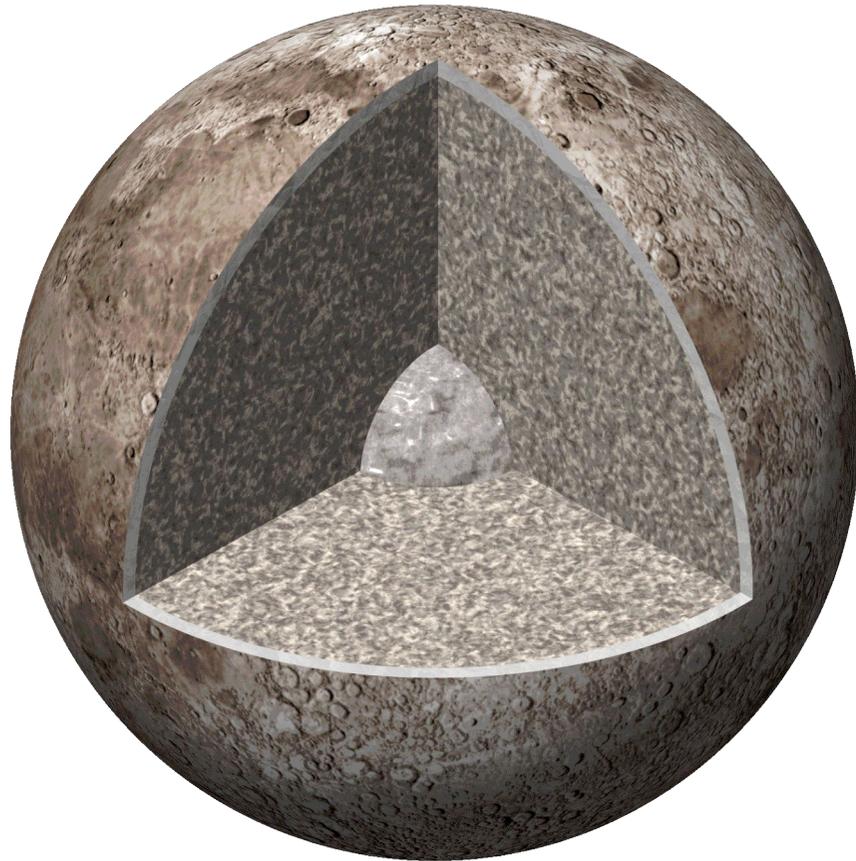
- Pendant 500 à 1000 millions d 'années.. Dynamo active
- Lors de la phase d 'activité: acquisition rémanente de magnétisme lors du refroidissement de laves
- La croûte a gardé cette aimantation, détectée par la sonde



- Dichotomie Nord/Sud et dynamo morte lors de la mise en place de Tharsis ($4.6 - 3.5 \cdot 10^9$ ans) ?

Le champ Magnétique Terrestre : Un Ami bien étrange !

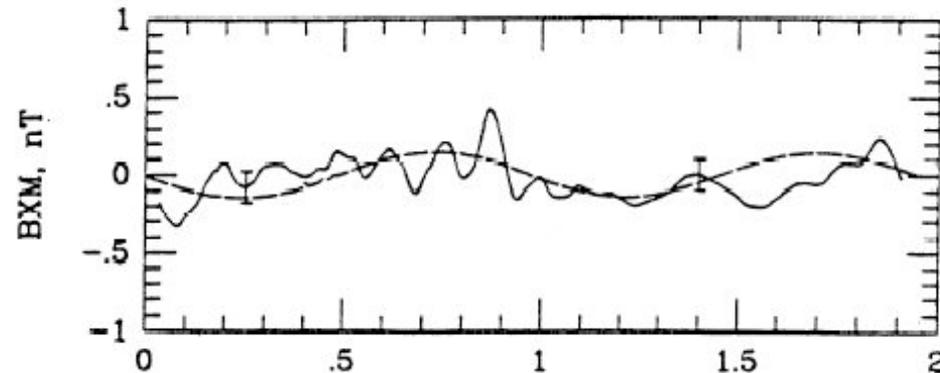
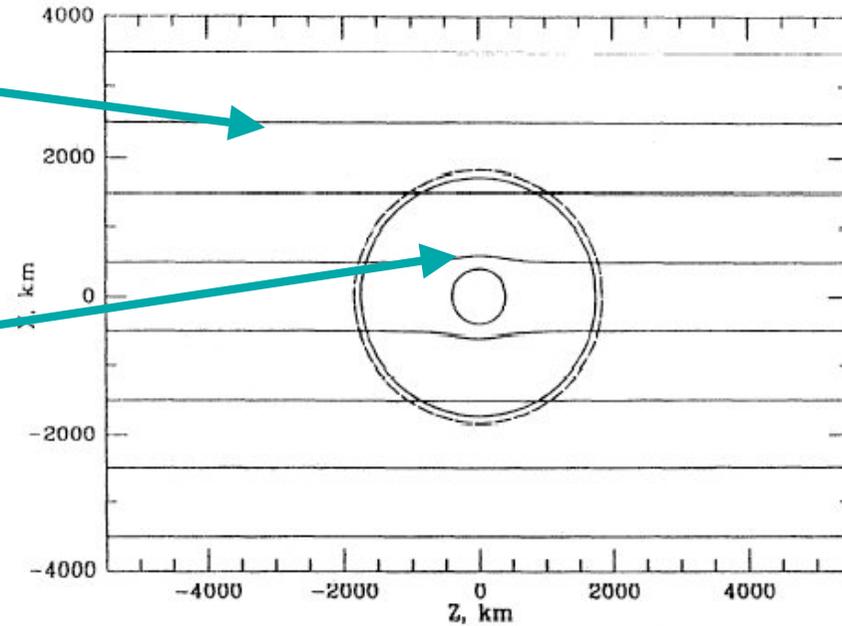


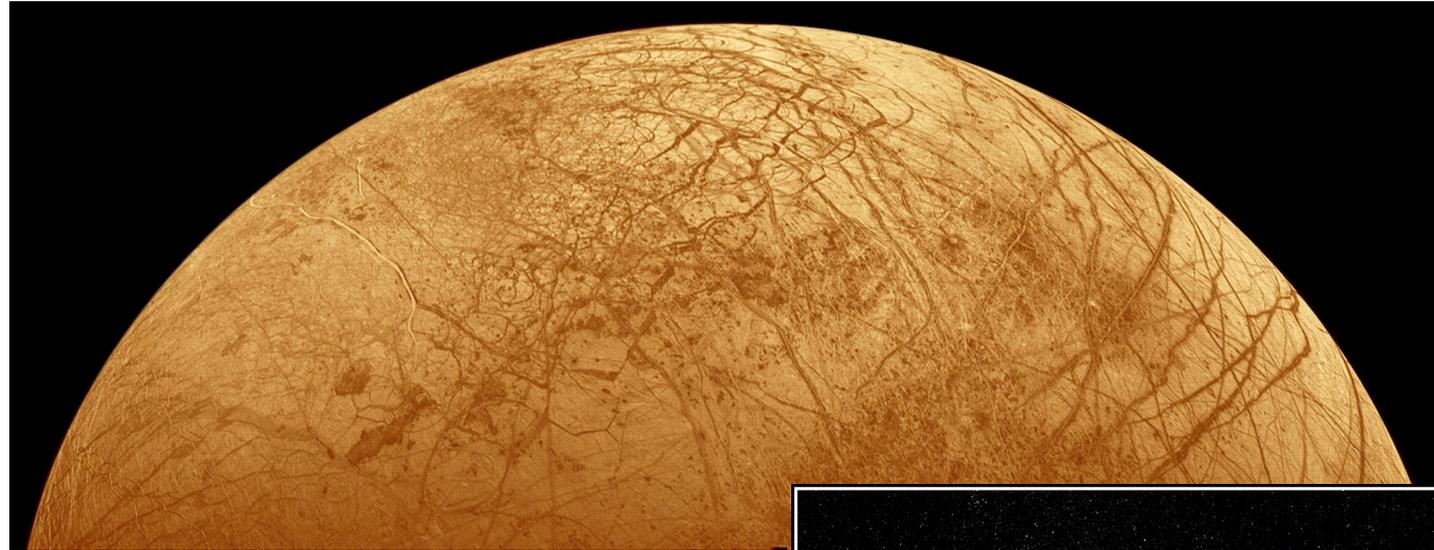


Noyau de la Lune

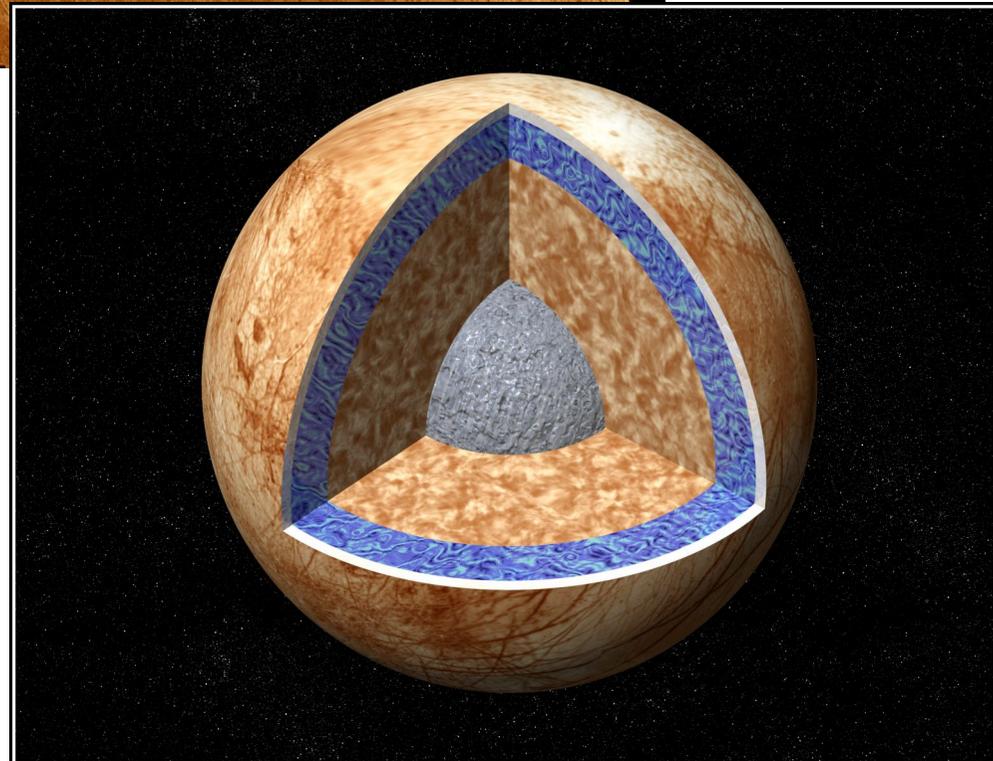
Lunar prospector magnetic sounding

- Primary magnetic field is the magnetic field of the geotail (12-16nT)
- Magnetic field is slightly expelled from the iron moon core
- A low altitude orbiting satellite with magnetometer (Lunar Prospector) measure the small (0.4 nT) perturbation
- Best fit is achieved with a metallic core of 400 km





Europa



The Interior of Europa

- Tilt of the Jovian magnetosphere produces a time variation of the magnetic field at the location of the Jovian satellites (B_{prim})

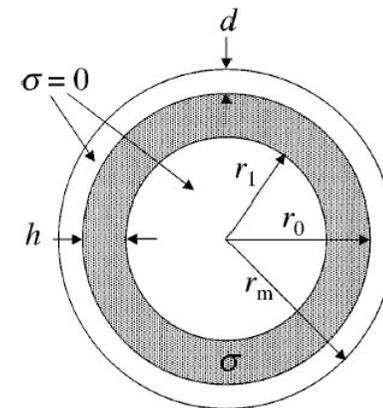
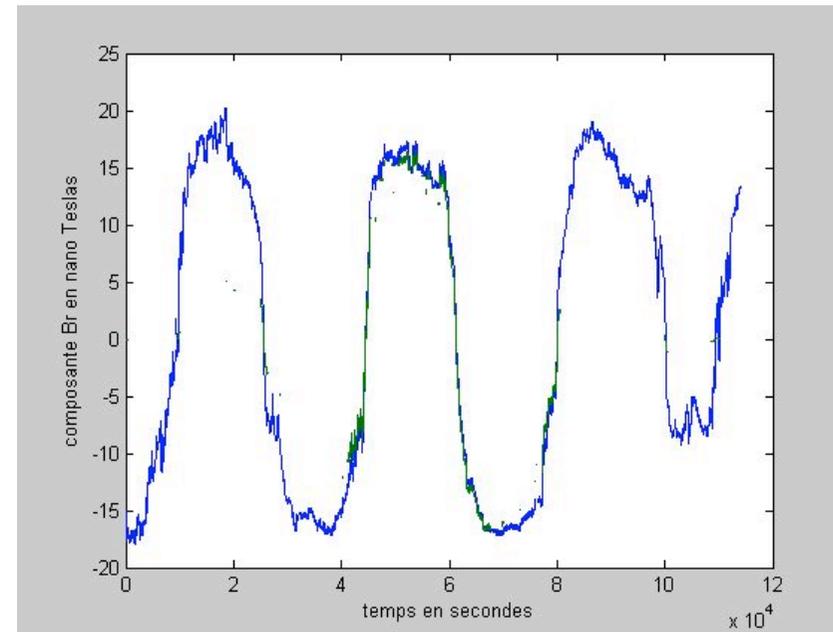
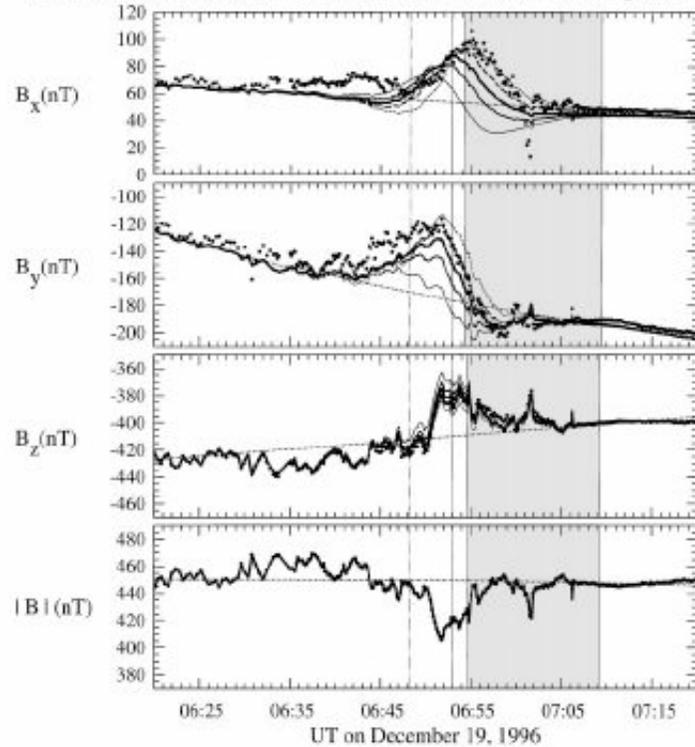


FIG. 1. The assumed conductivity model: a shell of uniform conductivity σ surrounded by an insulating layer and surrounding an insulating core.

a E4 data & models for $\alpha = -50, -20, 0, 20, 50$ deg. and $A=1$ w. plasma corr.



- It is found that Europa and Callisto must have regions where the conductivity exceed 0.06 and 0.02 S/m at depth of less than 200 and 300 km respectively
- Such zone is supposed to be a liquid layer

