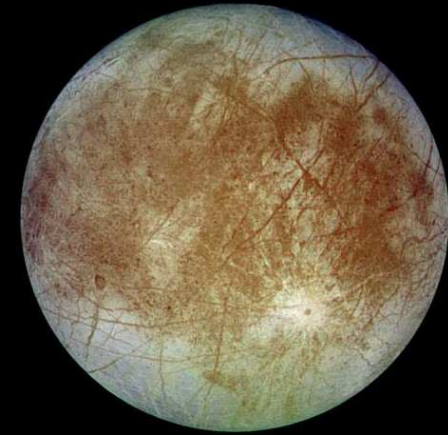


L'information gravimétrique : une composante essentielle de la connaissance de la Terre et des planètes

G. Balmino , CNES-GRGS

LES GRANDES QUESTIONS

Formation
Evolution
Structure interne ...



... des corps du système solaire
en particulier ceux dits de "type terrestre"

Avec les outils de :

- la mécanique céleste
- la géodésie spatiale
- la géologie
- la géophysique



et les données :

- des télescopes : au sol, en orbite (HST)
- des missions spatiales

AIDER A LA COMPREHENSION DE NOTRE PLANETE



Reffet de la
répartition
intérieure
des masses

Référence des
altitudes dynamiques
=> circulation océanique

Suivi des
transferts de
masses
superficielles

Origine des
perturbations
orbitales

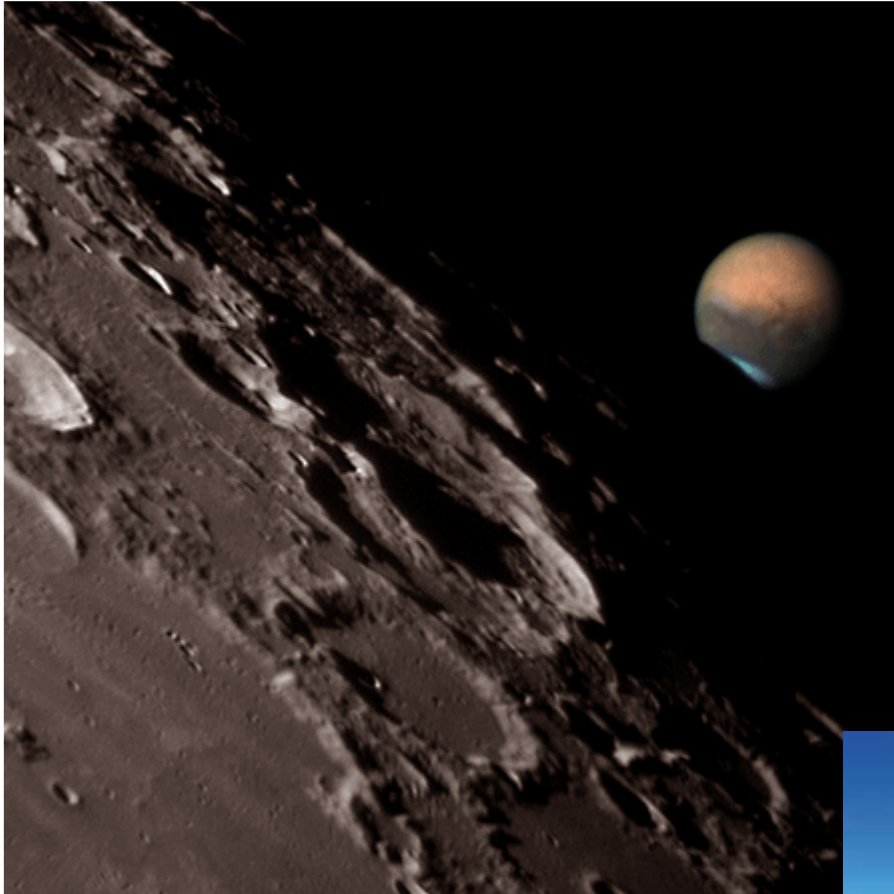
SCIENCES
DE LA
TERRE

ET
APPLICATIONS

La géodésie spatiale
est une science-clé pour l'étude
météorologique de la planète Terre...



...et elle est au carrefour
des autres géosciences



LE CHAMP DE GRAVITE

DES PLANETES ...

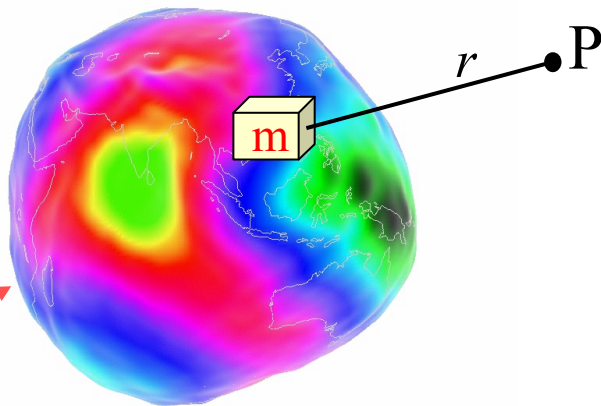
... ET DE LA TERRE



... et le géoïde

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 : $G\mathbf{m} / r$

Champ en P : $G\mathbf{m} / r^2$



Somme sur toute la planète

+

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

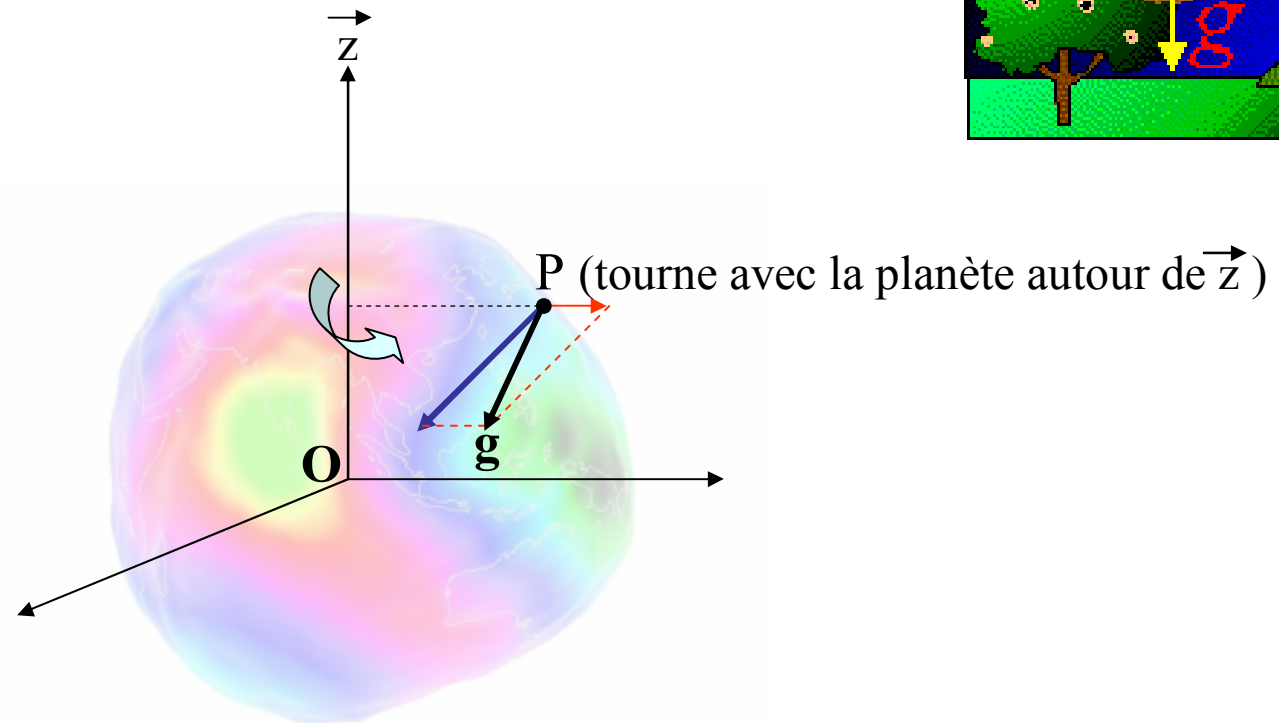


Potentiel

Champ

de GRAVITE = **Pesanteur**

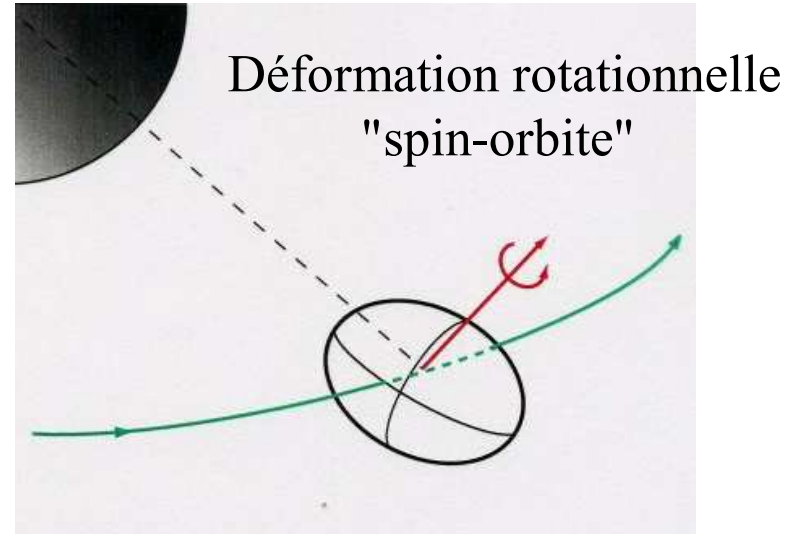
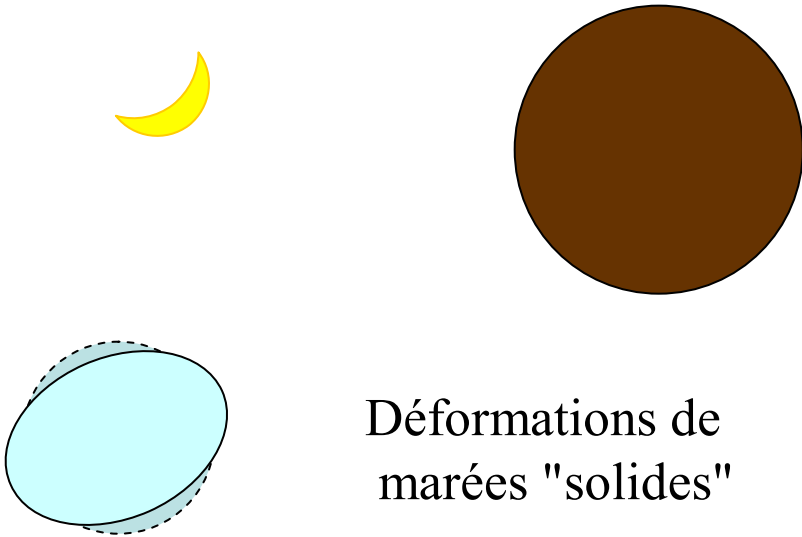
LA PESANTEUR



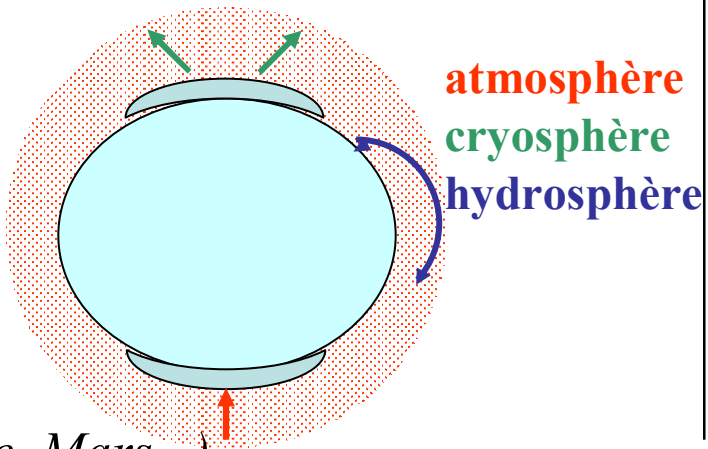
- accélération gravitationnelle (variations dues à la distance OP et à la structure de la planète)
- **accélération axifuge** (très exagérée sur le schéma) : **varie avec la latitude**
- résultante = **pesanteur g** : varie de $\sim 9.78 \text{ m/s}^2$ à l'équateur à $\sim 9.83 \text{ m/s}^2$ aux pôles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

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

Variations temporelles du champ de gravité



Transferts
de masses

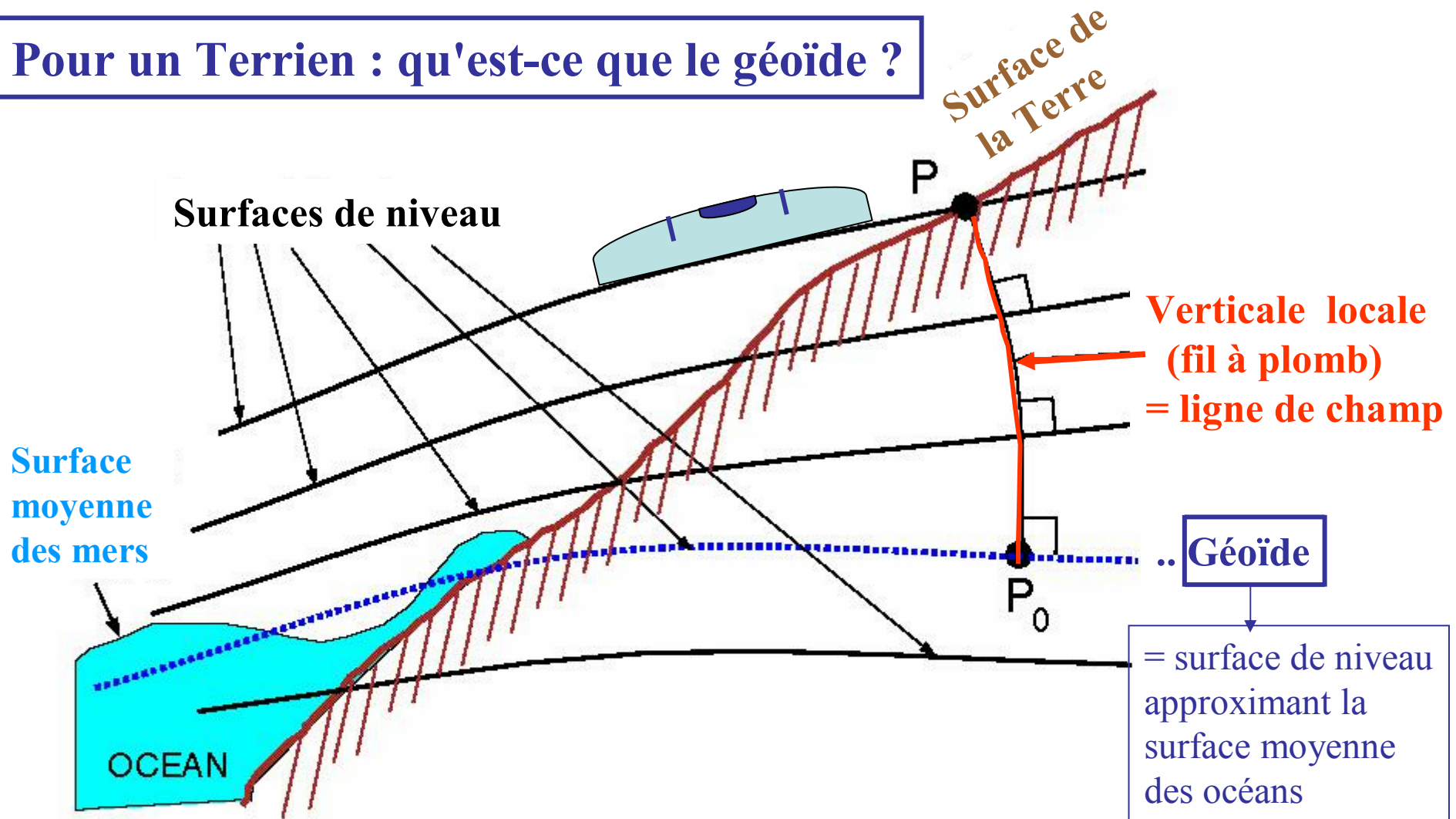


(Ex : Terre, Mars...)



+ effets de charge

Pour un Terrien : qu'est-ce que le géoïde ?



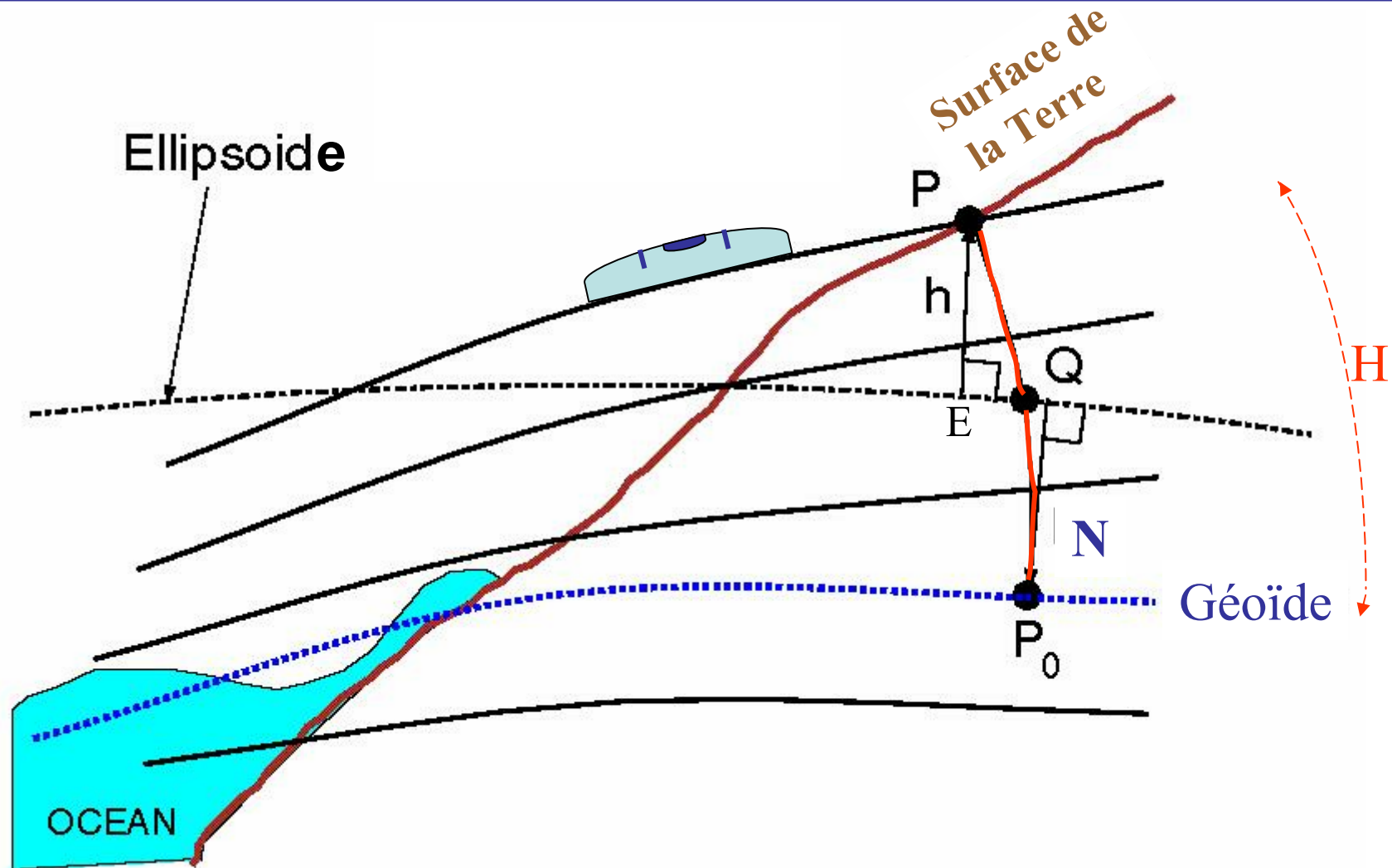
Surface de niveau = surface équipotentielle...

(... du potentiel de *pesanteur* :

attraction gravitationnelle + accél. centrifuge)

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

h, H, N étant comptés positivement sur la normale "sortante" à la Terre, on a, avec une bonne approximation : $h = H + N$

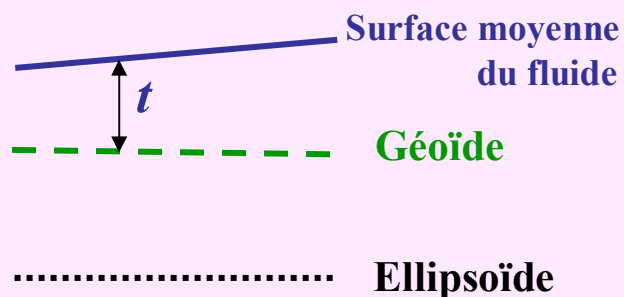


- h : hauteur ellipsoïdale EP, comptée sur la normale à l'ellipsoïde passant par P
- H : hauteur orthométrique, comptée le long de P₀P à partir de P₀
- N : hauteur du géoïde, QP₀, comptée sur la normale à l'ellipsoïde passant par P₀

→ Le **géoïde** (de la Terre, d'une planète) :

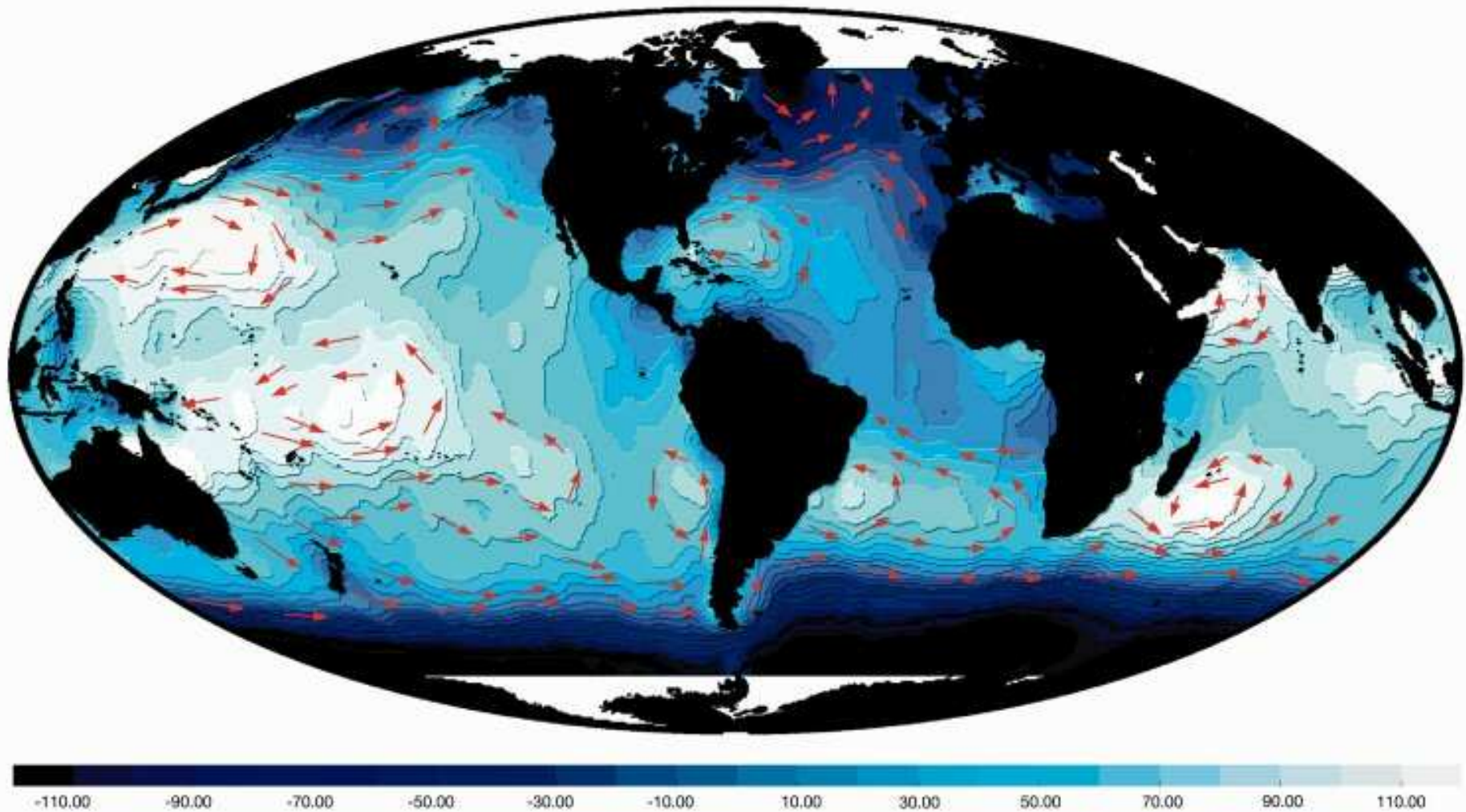
- sert à définir les **altitudes physiques**
(liées au champ de pesanteur de la Terre/d'une planète)
- sert (ainsi que toute autre surface de niveau)
à définir/prévoir le **sens dans lequel coule un liquide**
→ en particulier : description de la **circulation océanique**
(Terre, Titan? Mars dans le passé ?)

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



} t est dû :- à l'excitation par les vents
- aux écarts de densité
(*température, salinité/... variables*)
- ondes de gravité dues aux marées

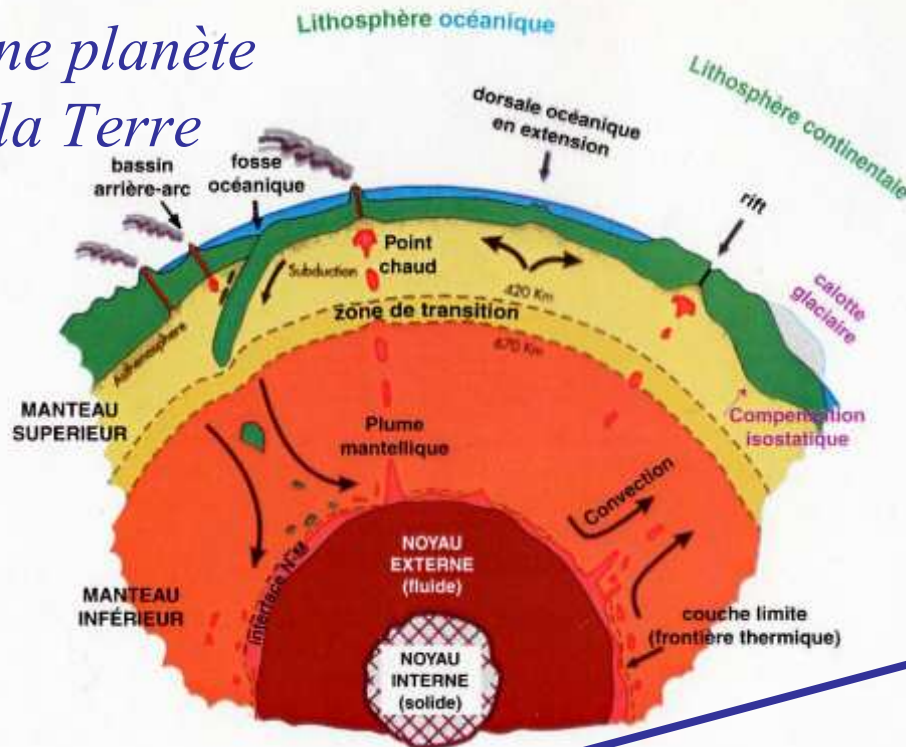
Exemple : La circulation océanique terrestre



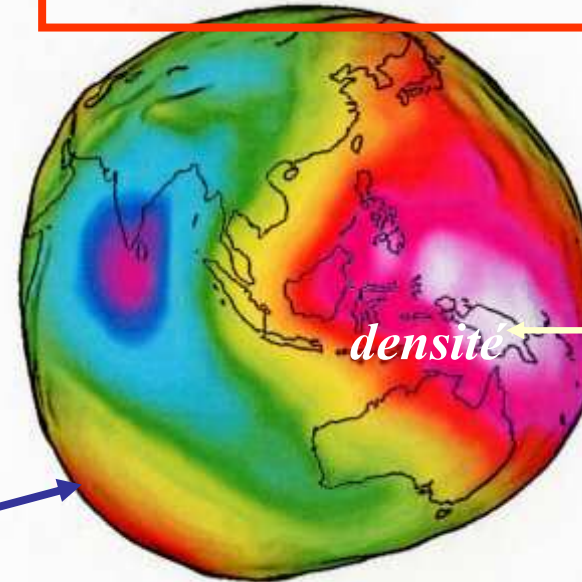
Ecart entre surface moyenne de la mer et surface du géoïde
topographie dynamique moyenne

GÉOPOTENTIEL ET GÉOPHYSIQUE INTERNE

Une planète
la Terre



gravité (ou géoïde)
+ autres données (e.g. sismiques)
+ contraintes

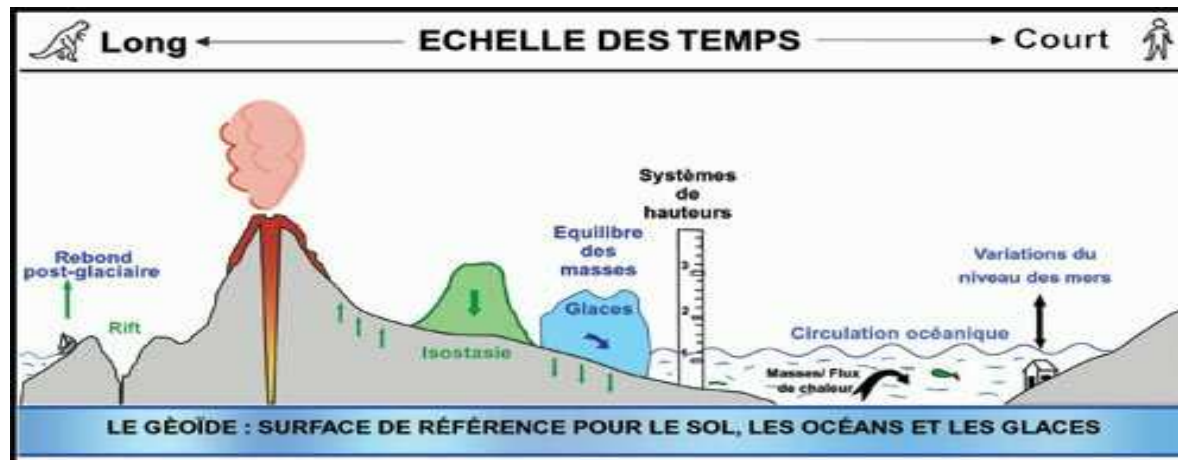


La surface du **géoïde**, rapportée à un ellipsoïde approximant la forme géométrique de la planète, reflète les variations de densité liées à la structure interne.

Pour la Terre, l'amplitude des creux et bosses du géoïde est de ± 100 m (elle est ici exagérée 6000 fois !)

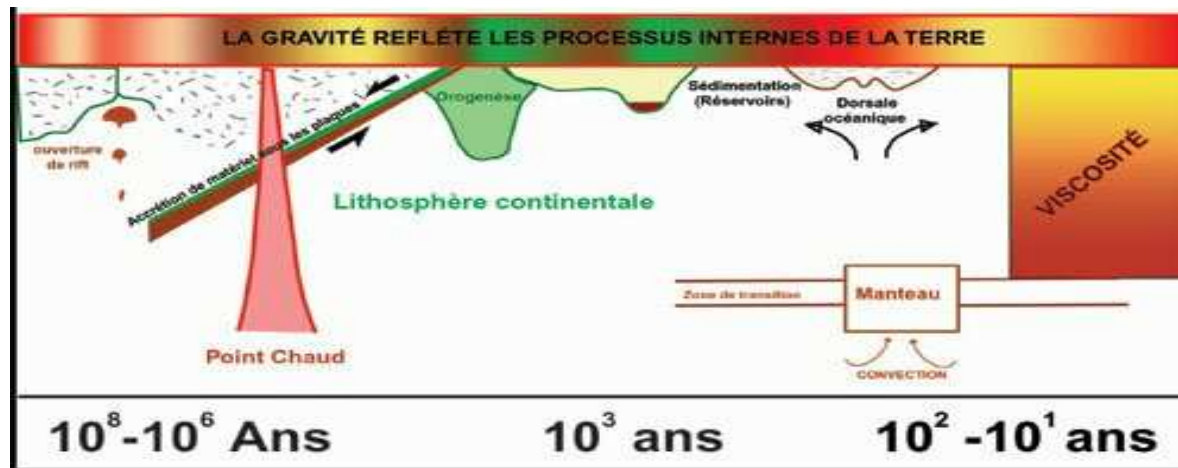
... **pour Mars**, cette amplitude est ~ 2000 m !

Champ de gravité de la Terre : Connaissance et problèmes sociétaux



Géoïde : m
cm, mm

GRAVITE-GEOÏDE et GEOPHYSIQUE-ENVIRONNEMENT



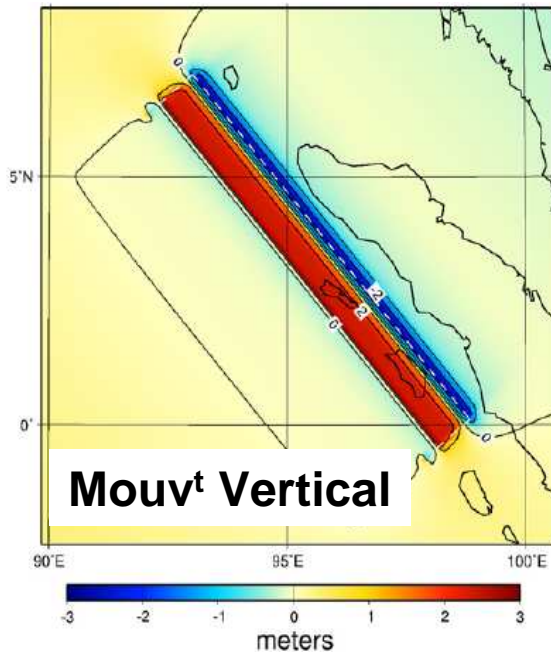
Gravité : mGal
($=10^{-5} \text{ ms}^{-2}$)

Dans une représentation globale en H.S. (K_{lm}) :
études à une résolution ($\lambda/2$) donnée (km)
 $\Leftrightarrow [\text{max (deg/ordre)} K_{lm}] = \pi R/\lambda$

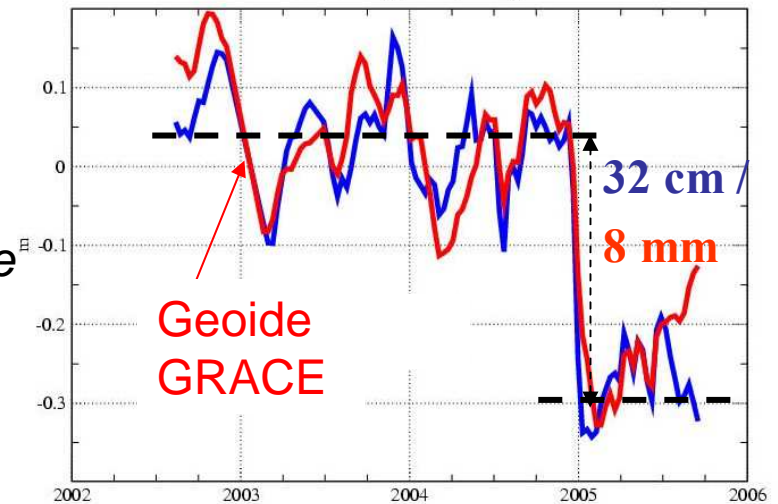
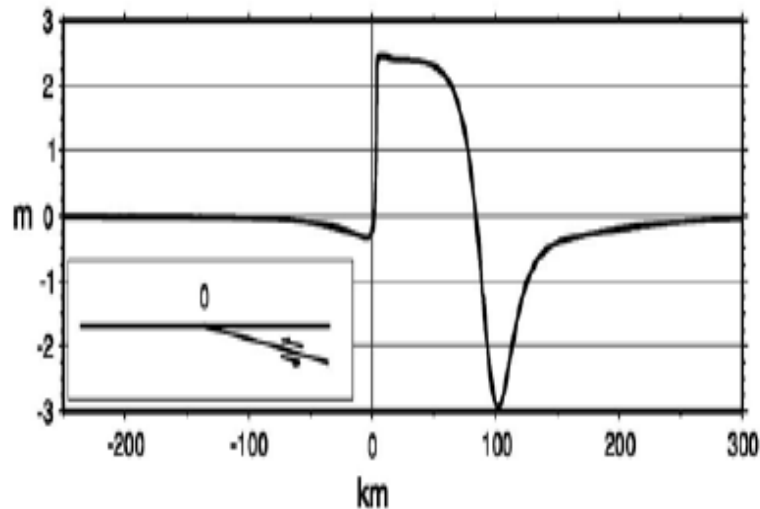
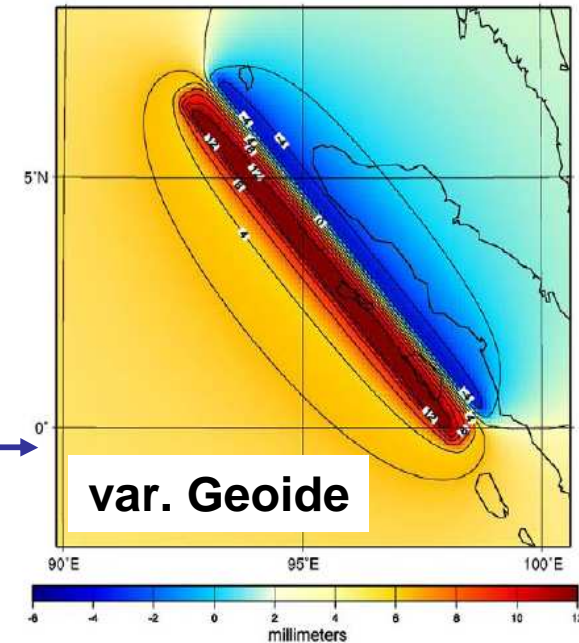
SIGNAUX D'ORIGINE GEODYNAMIQUE OBSERVABLES DANS LES DONNEES DE GRAVITE (ici: spatiales)

⇒ Modélisation

question
sociétale

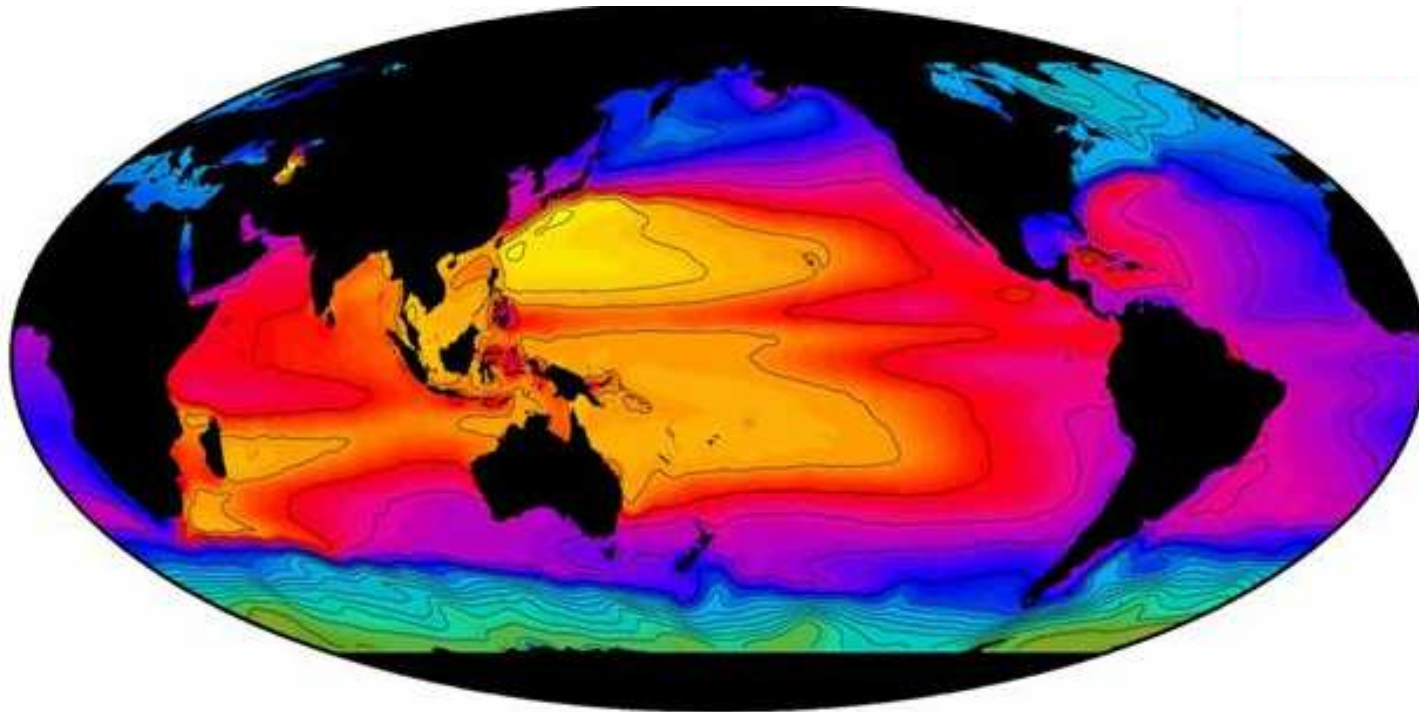


Déplacement vertical
cosismique (m)
causé par le
séisme de Sumatra
et anomalies du géoïde
(mm)

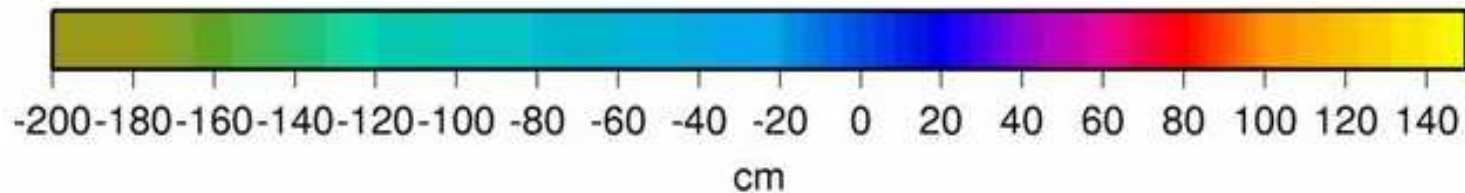


AMELIORER NOTRE CONNAISSANCE DE LA
TOPOGRAPHIE DYNAMIQUE MOYENNE \Rightarrow modèles de circulation océanique globale

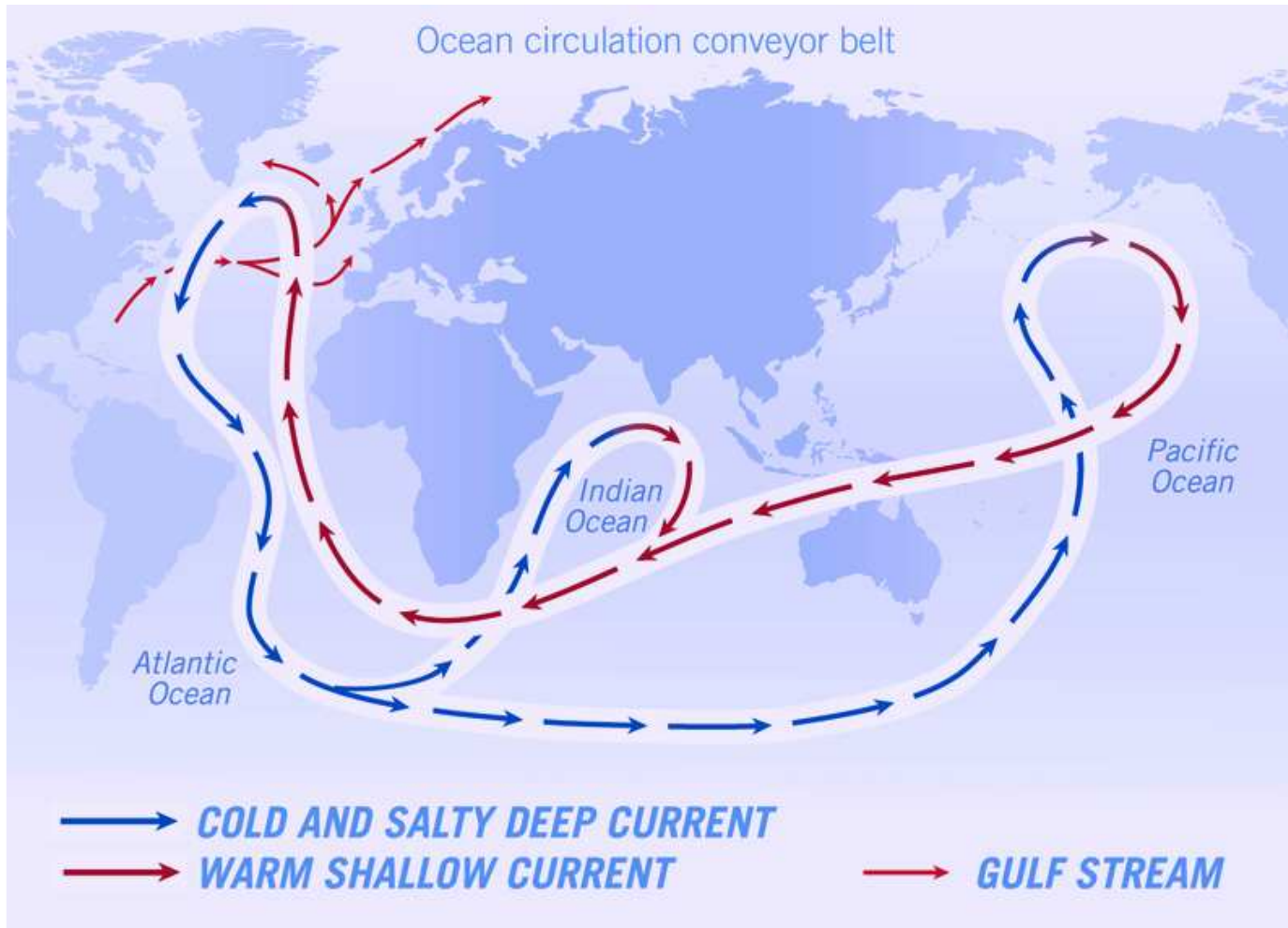
Ex: DOT derived from GSFC MSS (Wang,2001) and GRACE-GM02c Geoid (2004)



(from GRACE Tellus-JPL)



Modélisation des flux : nutriments, chaleur \Rightarrow **CLIMAT**

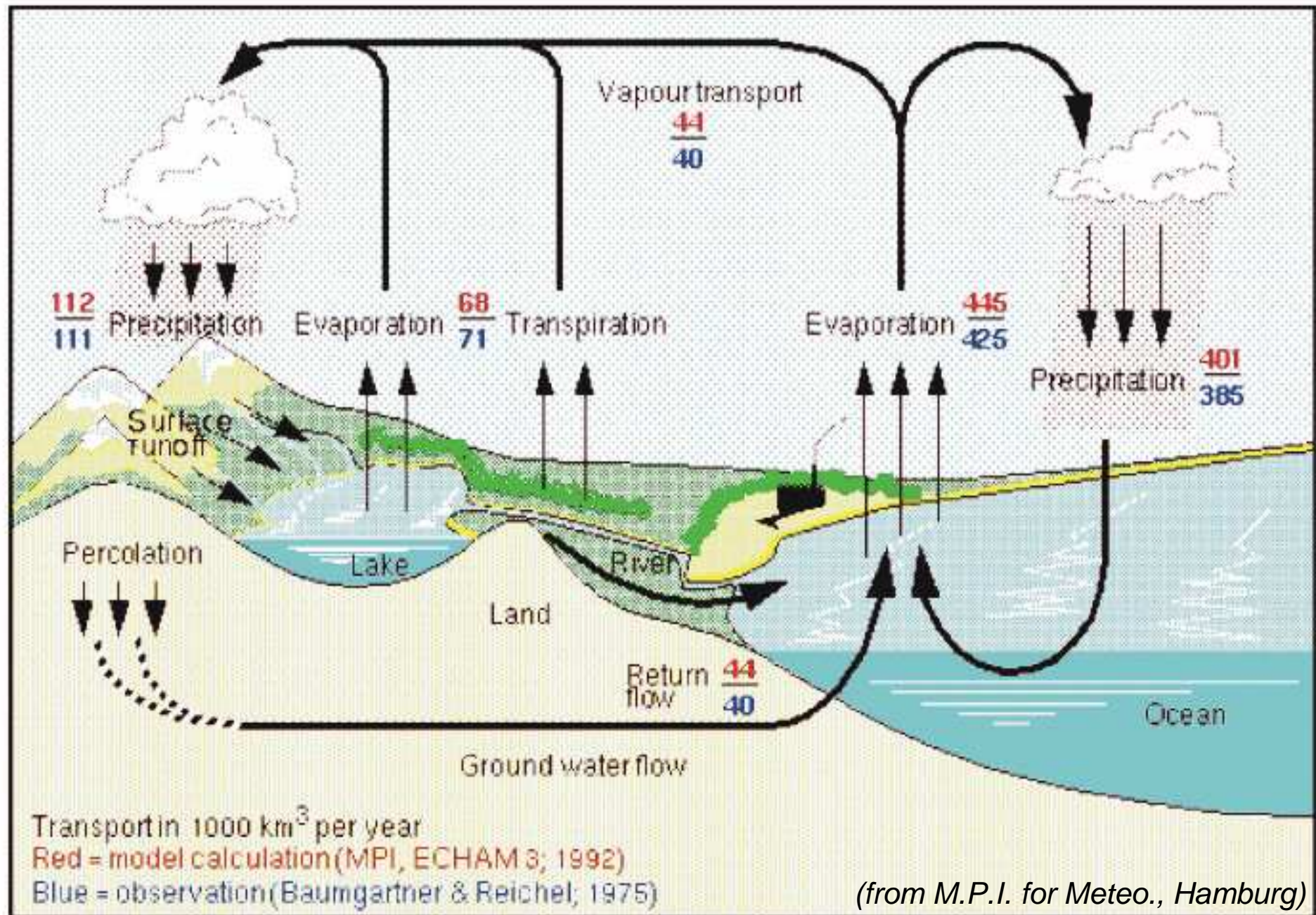


+
variations de gravité
à long terme
dus à des transferts
de masses



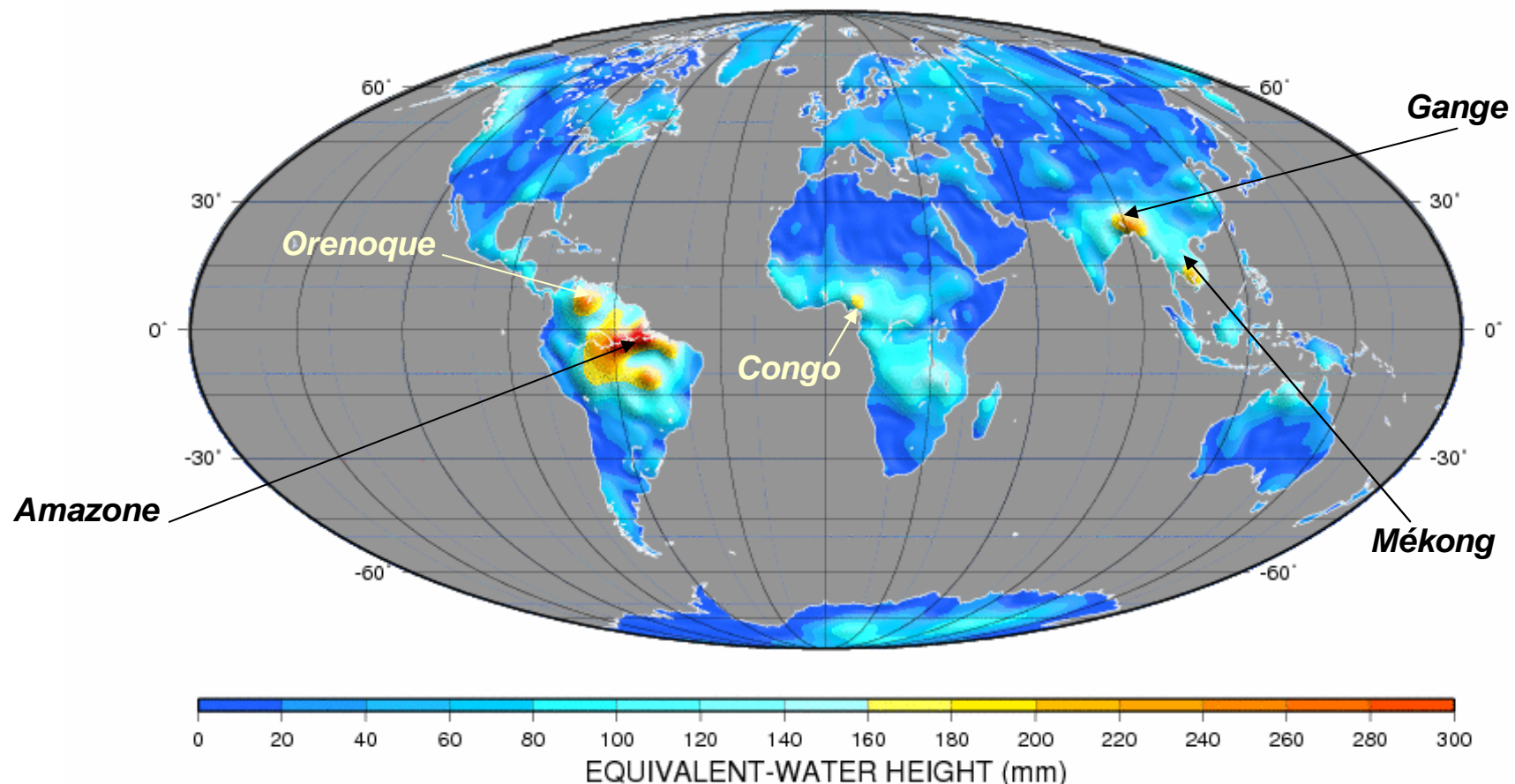
... mais il y a bien d'autres sources de
variations temporelles du champ
à court et moyen termes

TRANSFERTS DE MASSES DUS AU CYCLE DE L'EAU



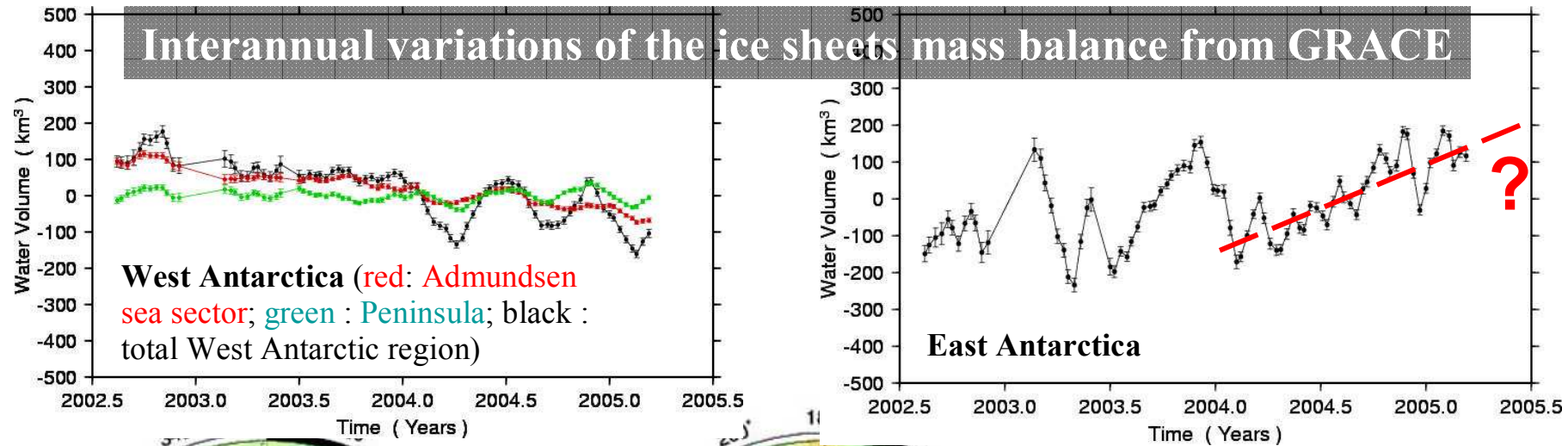
SUIVRE LES VARIATIONS DE REPARTITION DES EAUX CONTINENTALES ... depuis l'espace !

VARIATIONS OF CONTINENTAL WATERS FROM GRACE --- SEASONAL AMPLITUDES

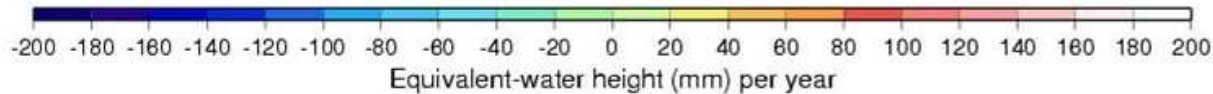
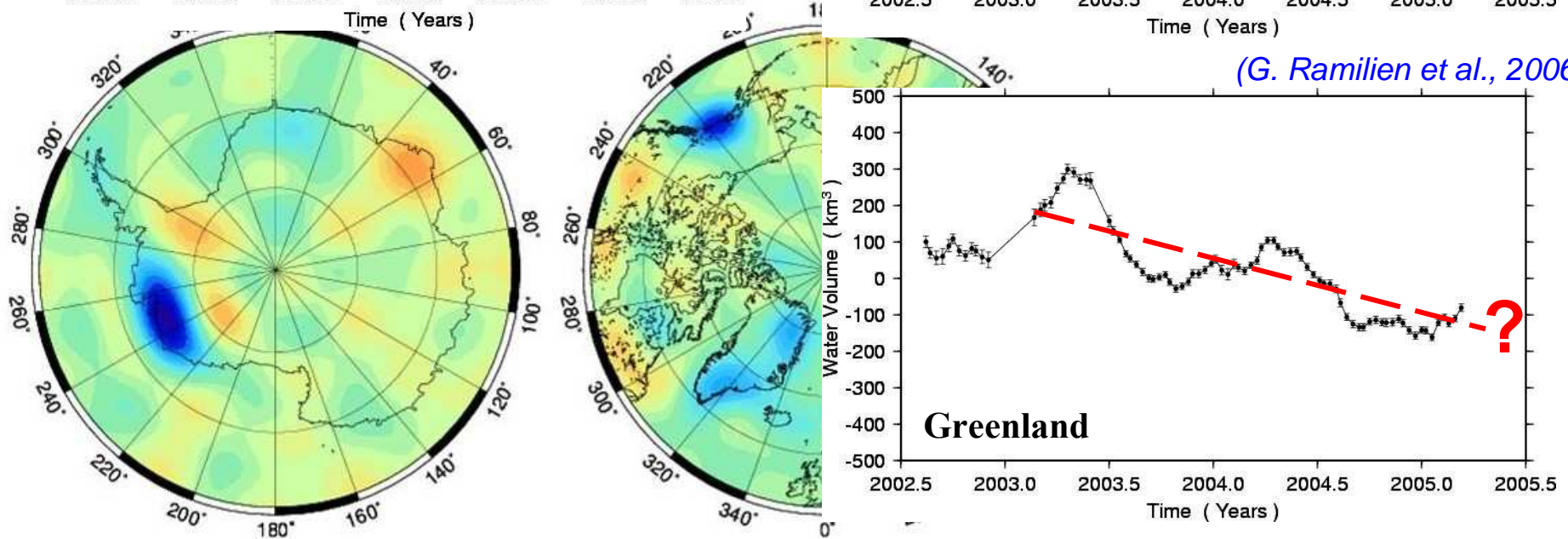


Seasonal variations of the Land Waters solutions that were inverted using 10-day GRACE geoid dataset for 2002-2005. Note the important amplitudes of water mass in the large tropical basins like Amazon and Congo as well as monsoon signature in the North of India (*from: LEGOS, Toulouse*). **question sociétale**

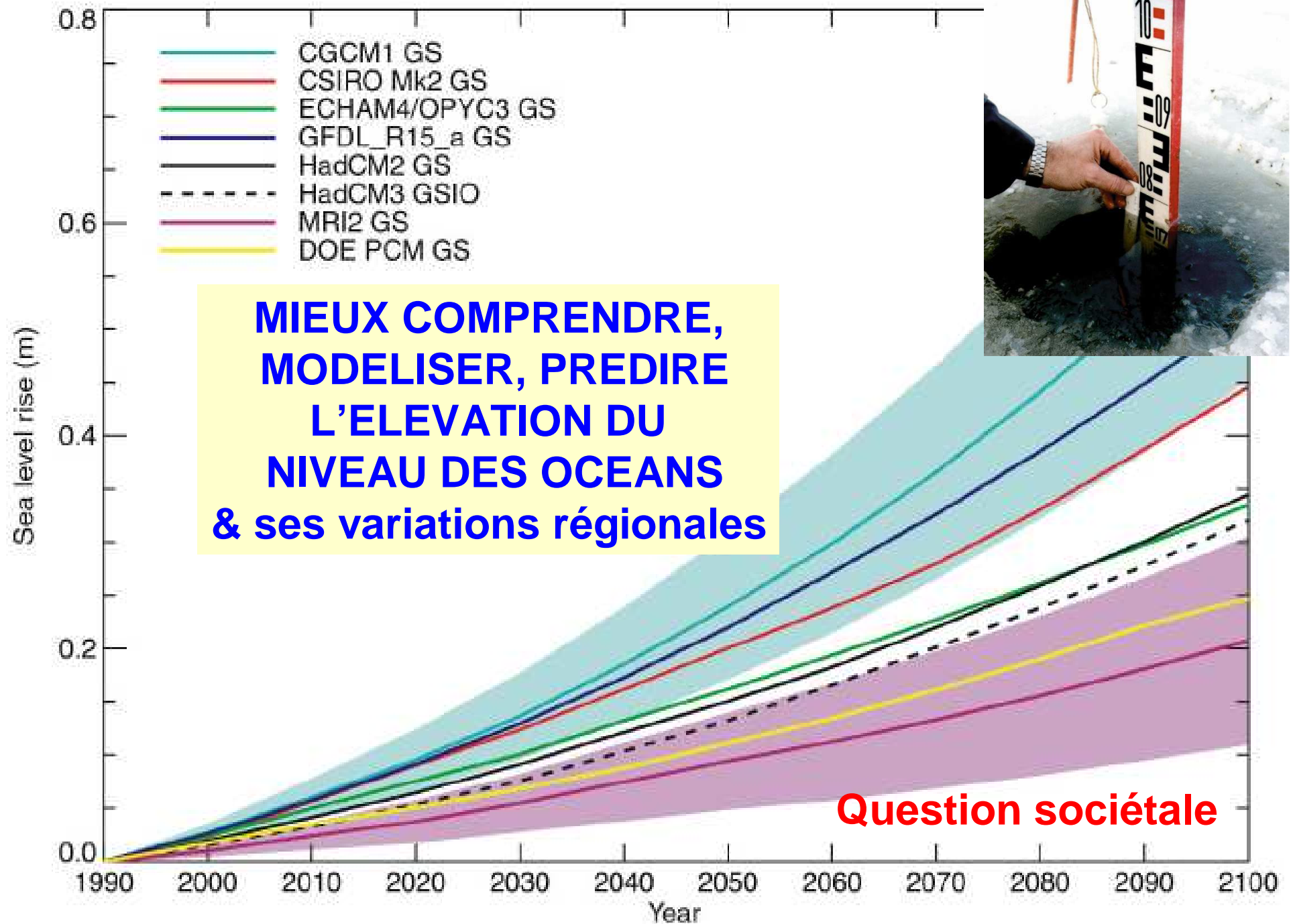
TRANSFERTS DE MASSES DUS A LA FONTE DES CALOTTES GLACIAIRES



(G. Ramilien et al., 2006)



question sociétale



CE QUE NOUS APPREND UN CHAMP DE GRAVITE

DES EXEMPLES

**Les phénomènes physiques fondamentaux
qui gouvernent la FORME d'une planète
sont la GRAVITE et la ROTATION**

⇒ Introduction (rapide) des représentations globales
de la gravité et de la forme en harmoniques sphériques

- *Sujet détaillé dans les cours suivants (R. Biancale, S. Bruinsma) -*

Représentation en harmoniques sphériques du potentiel de gravitation

r : rayon vecteur

φ : latitude , λ : longitude

... dans un système de référence fixe / corps

$$U = \frac{GM}{r} + \sum_{l>0} \frac{GM}{r} \left(\frac{R}{r} \right)^l \sum_{m=-l}^{+l} K_{lm} P_{lm}(\sin \varphi) e^{im\lambda}$$

Longueur d'onde min. (λ) d'un modèle tronqué à L :

$$2\pi R \text{ (km)} / L , l \leq L$$

Résolution ($\lambda/2$) :

$$\pi R \text{ (km)} / L ; \text{ ex: Mars , } L = 95 \Rightarrow \text{res} \sim 110 \text{ km}$$

$$K_{lm} = \bar{C}_{lm} + i \bar{S}_{lm}$$

$$\sigma_l = \frac{1}{\sqrt{2l+1}} \left[\sum_{m=0}^l (\bar{C}_{lm}^2 + \bar{S}_{lm}^2) \right]^{1/2} \approx \frac{A}{l^\alpha}$$

Règle de Kaula: $\alpha \approx 2$

$$A \text{ (Terre)} \approx 10^{-5}$$

$$A \text{ (Mars)} \approx 1.3 \cdot 10^{-4}$$

RELATIONS DE BASE ELEMENTAIRES : (1) GRAVITE

Centre de masse : $[x_G \quad y_G \quad z_G]$

Tenseur d'inertie : $I = \begin{bmatrix} A & -F & -E \\ -F & B & -D \\ -E & -D & C \end{bmatrix}$

Relation avec les harmoniques gravitationnels (non normalisés) :

$$HS(g)_1 = [C_{10} \quad C_{11} \quad S_{11}] = \frac{1}{R} [z_G \quad x_G \quad y_G]$$

$$HS(g)_2 = \begin{bmatrix} C_{20} & \dots \\ C_{21} & C_{22} \\ S_{21} & S_{22} \end{bmatrix} = \frac{1}{MR^2} \begin{bmatrix} (A+B)/2 - C & \dots \\ E & (B-A)/4 \\ D & F/2 \end{bmatrix} \Rightarrow \begin{array}{l} A, B, C, D, E, F : \\ \text{non calculables, sauf} \\ \text{avec (e.g.) } H=(C-A)/C \end{array}$$

Relation avec les paramètres rotationnels $\beta = (C-A)/B$, $\gamma = (B-A)/C$

$$\frac{C}{MR^2} = \frac{4C_{22}}{\gamma} = \frac{2C_{20}(1+\beta)}{\gamma - 2\beta - \beta\gamma} \quad ; \quad \frac{1}{3} \frac{A+B+C}{MR^2} = \frac{3 + \beta + \gamma - \beta\gamma}{3(1+\beta)} \frac{4C_{22}}{\gamma}$$

RELATIONS DE BASE ELEMENTAIRES : (2) FORME

Centre de figure (F) : $\vec{OF} = [x_F \quad y_F \quad z_F] = \frac{1}{vol} \iiint \vec{r} \, dv$

Rayon vecteur (surface) développé en harmoniques sphériques :

$$r = R_0 \sum_{l \geq 0} \sum_{m=0}^l (A_{lm} \cos m\lambda + B_{lm} \sin m\lambda) P_{lm}(\sin \varphi)$$

Ellipsoïde approximant la forme :

$$A x^2 + B y^2 + C z^2 - 2D yz - 2E zx - 2F xy - 1 = 0$$

Relation avec les harmoniques de la forme (non normalisés) :

$$R_0 = \left(\frac{3}{A+B+C} \right)^{1/2} ; A_{00} = 1 ; HS(t)_1 = [A_{10} \quad A_{11} \quad B_{11}] = \frac{1}{R_0} [z_F \quad x_F \quad y_F]$$

$$HS(t)_2 = \begin{bmatrix} A_{20} & \dots \\ A_{21} & A_{22} \\ B_{21} & B_{22} \end{bmatrix} = \frac{R_0^2}{3} \begin{bmatrix} (A+B)/2 - C & \dots \\ E & (B-A)/4 \\ D & F/2 \end{bmatrix}$$

DES OBSERVATIONS "GLOBALES"
(concernant la totalité d'un corps)

Ce que l'on peut en déduire

Propriétés globales d'une planète, d'un satellite naturel, déduites de la taille, de la gravité moyenne, de la rotation

- 3^{ème} loi de Képler $\rightarrow G(\text{const. univ. gravitation}) * M (\text{masse}) \rightarrow M$
 - Rayon R de la sphère approximant le corps, ou $[a,b,c]$ d'un ellipsoïde \rightarrow Volume
- } \rightarrow densité moyenne

- Termes TC_{10} , TC_{11} , TS_{11} de la topographie \rightarrow écart **centre de fig./centre de masse**

- ω : vitesse angulaire de rotation sidérale

- coefficient (J_2) exprimant la variation de la gravité avec la latitude (au premier ordre) \rightarrow aplatissement "dynamique" α
 $\alpha = \text{fonction}(J_2, GM, R, \omega)$

\rightarrow Si la planète est en équilibre hydrostatique (i.e. gradient de pression en tout point = - densité * gravité), alors :

les planètes géantes sont ~ en éq. hyd.

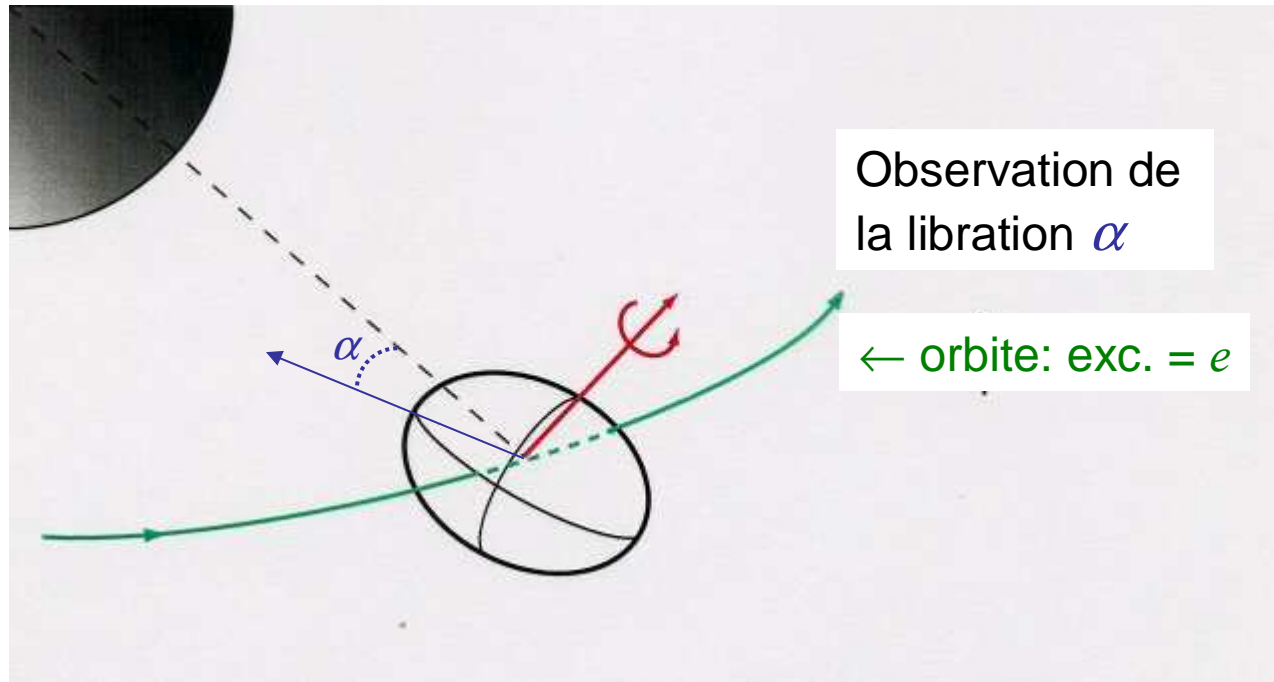
$$\mathfrak{J} = \frac{I (\text{moment moyen d'inertie / axe})}{M R^2} = \text{fonction de } GM, R, \omega, \alpha$$

= 0.4 pour un corps sphérique homogène
 < 0.4 **différenciation** interne manteau, noyau, manteau + noyau ?

ex:
 $\mathfrak{J}(\text{Mars}) = 0.365$

Mesure de paramètres rotationnels

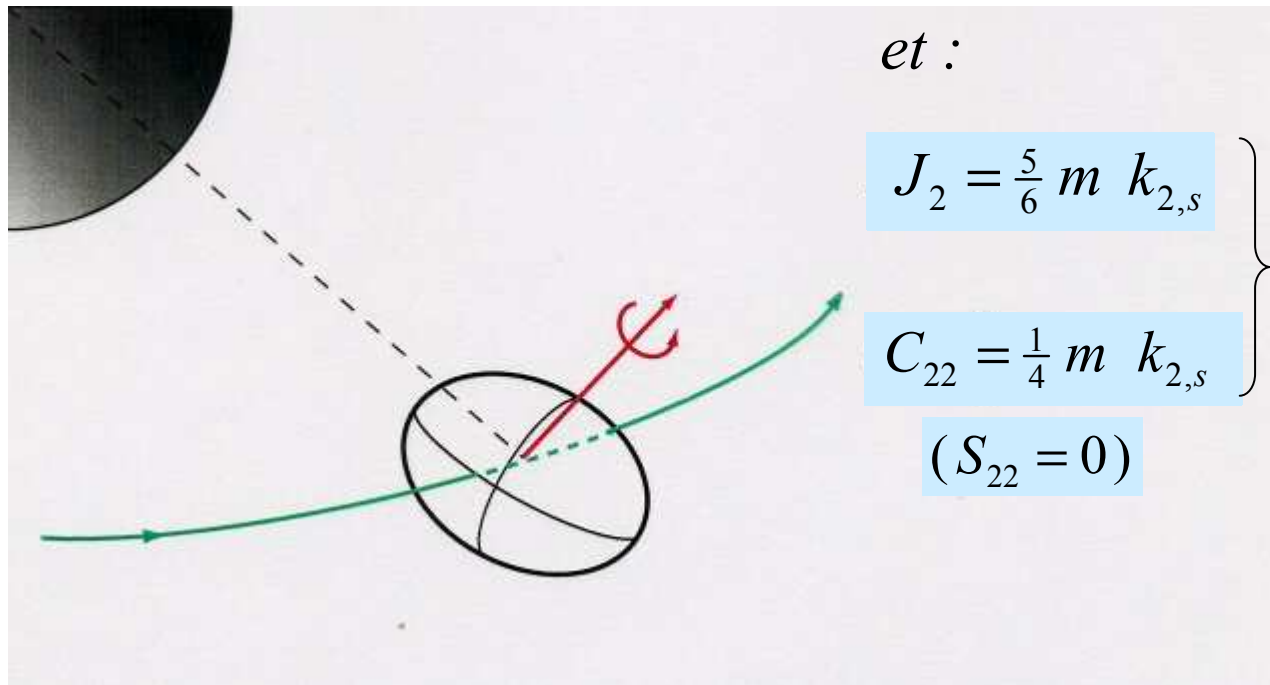
Ex: Rotation synchrone d'un satellite naturel



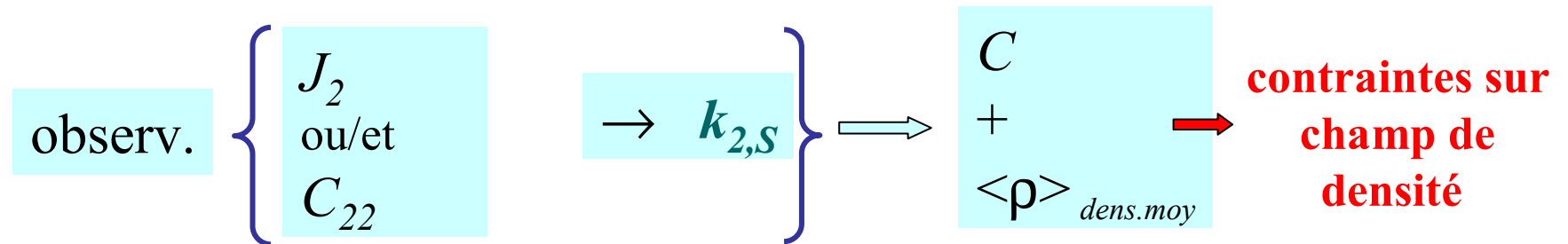
$$\alpha_{Max} = 6e \left[\frac{C}{B-A} - 3 \right] + o(e^2)$$

**Cas d'un satellite en équilibre
sous l'effet de sa rotation + attraction gravitationnelle
de sa planète mère : → effets de marées-déformation**

Rotation synchrone $\Rightarrow C/Ma^2 = 2/3 [1 - 2/5 (4-k_{2,s})(1+k_{2,s})^{-1}]$



$k_{2,s}$: "séculaire"
e.g. $k_{2,s} = k_{2,f}$

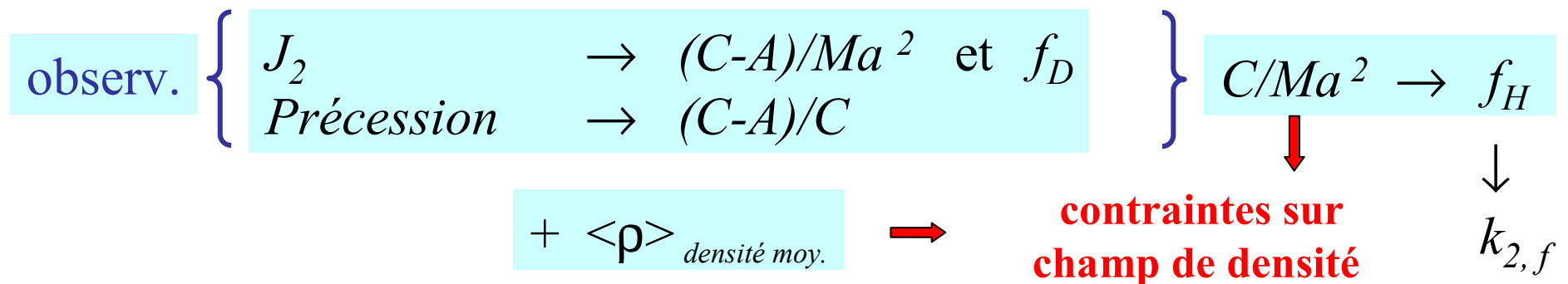


FORME, GRAVITE, ROTATION et Structure interne

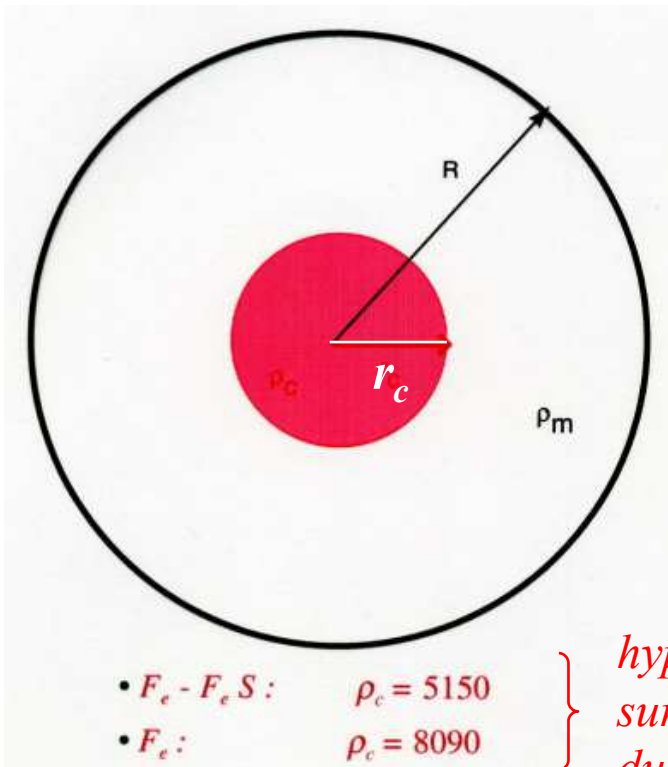
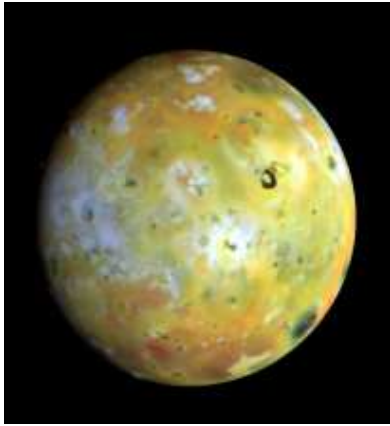
Clairaut : $J_2, m = \omega^2 a^3 / GM \Rightarrow f_D$: *aplatissement dynamique*
 $f_D \approx (3 J_2 + m) / 2$

Radau : corps en équilibre hydrostatique
 $\Rightarrow f_H =$ fonction de $(m, C/Ma^2)$: *aplatissement hydro.*
 $f_H = 5/2 m [1 + (5/2 - 15/4 C/Ma^2)]^{-1}$

Love + Radau : $k_{2,f} = f_H / 2m - 1$: *nombre de Love fluide (deg. 2)*



Exemple : Io



Calculs à partir du 1.er survol de Io par Galileo (avril 1996)

$$R = 1821.3 \pm 0.4 \text{ km}$$

$$M = (8.9319 \pm 0.0012) 10^{22} \text{ kg}$$

$$\bar{\rho} = 3529.4 \pm 1.3 \text{ kg.m}^{-3} : \text{densité moyenne}$$

$$m = 1.7123 \cdot 10^{-3} = \omega^2 GM/R^3$$

$$J_2 = (559 \pm 27) \cdot 10^{-6}$$

$$\frac{C}{MR^2} = 0.378 \pm 0.007 \text{ (J. Anderson et al., 1996)}$$

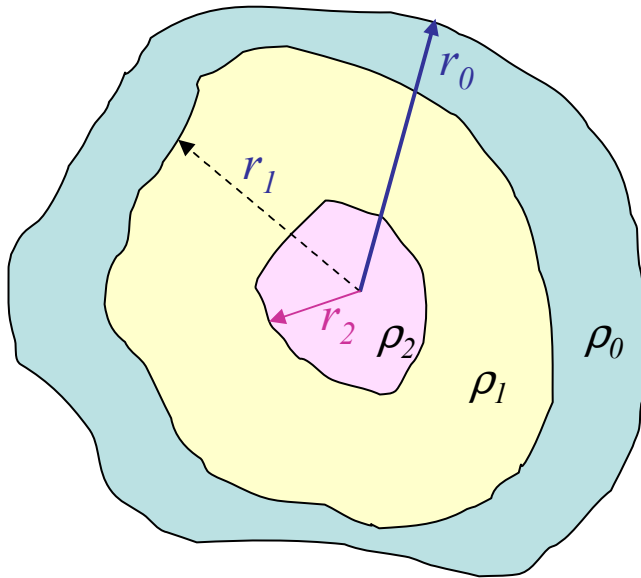
Modèle à 2 couches : manteau (densité ρ_m)
+ noyau (densité ρ_c)

$$\bar{\rho} = \left(\frac{r_c}{R}\right)^3 (\rho_c - \rho_m) + \rho_m$$

$$\frac{C}{MR^2} = \frac{2}{5} \left[\frac{\rho_m}{\bar{\rho}} + \left(1 - \frac{\rho_m}{\bar{\rho}}\right) \left(\frac{r_c}{R}\right)^2 \right]$$

$\rightarrow 400 < r_c < 650 \text{ km}$

Stratification : surfaces limites ? sauts de densité ?



⇒ **INVERSION : CHAMP DE DENSITE A PARTIR DU CHAMP DE GRAVITE**

$$F(U) = \rho * F(1/r)$$

\downarrow \downarrow \downarrow
 Observation Densité *distance*

ρ : pas de solution unique
(problème inverse singulier)

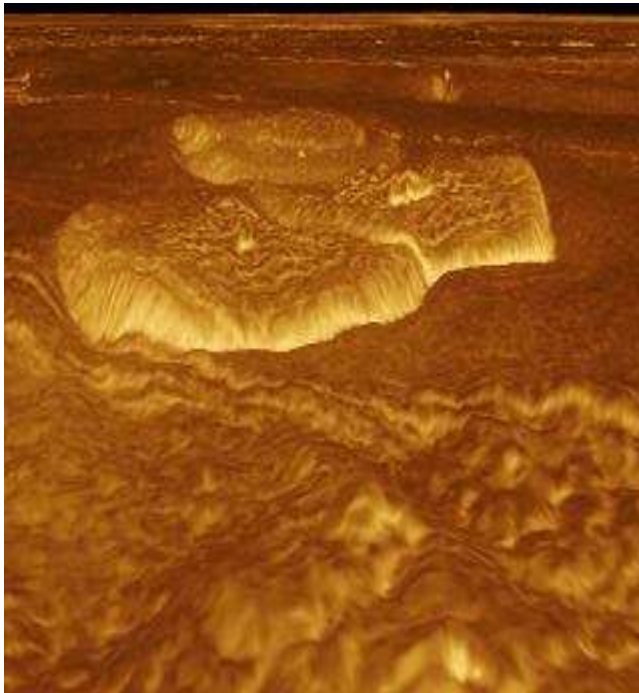
Mais :

$F(U)$ + autres données (*vitesses sismiques, ...*)
 + hypothèses physico-chimiques
 + contraintes (relatives) sur ρ (sur $\Delta\rho$)



$\rho(r)$

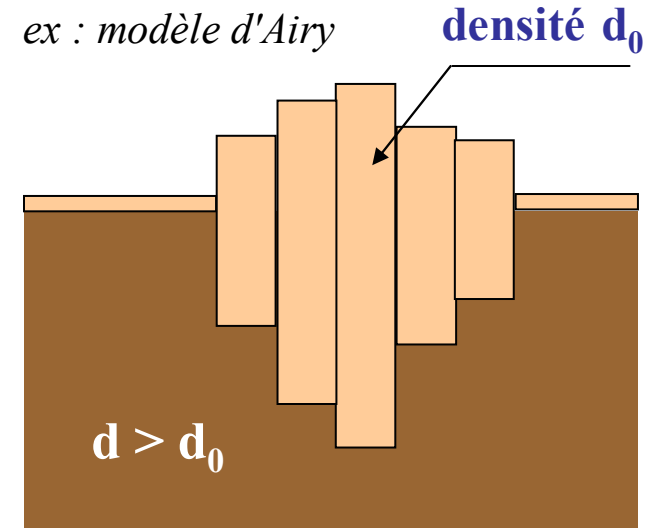
EXEMPLE EN SURFACE
Champ de gravité + topographie
⇒ **Etude des propriétés**
de la croûte (lithosphère)
et du manteau supérieur



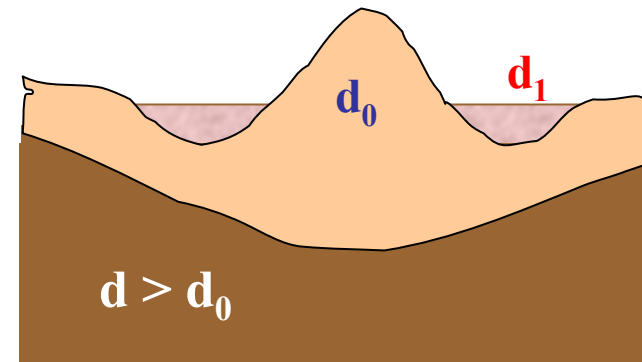
Vénus : les "pancakes"

Exemples de modèles

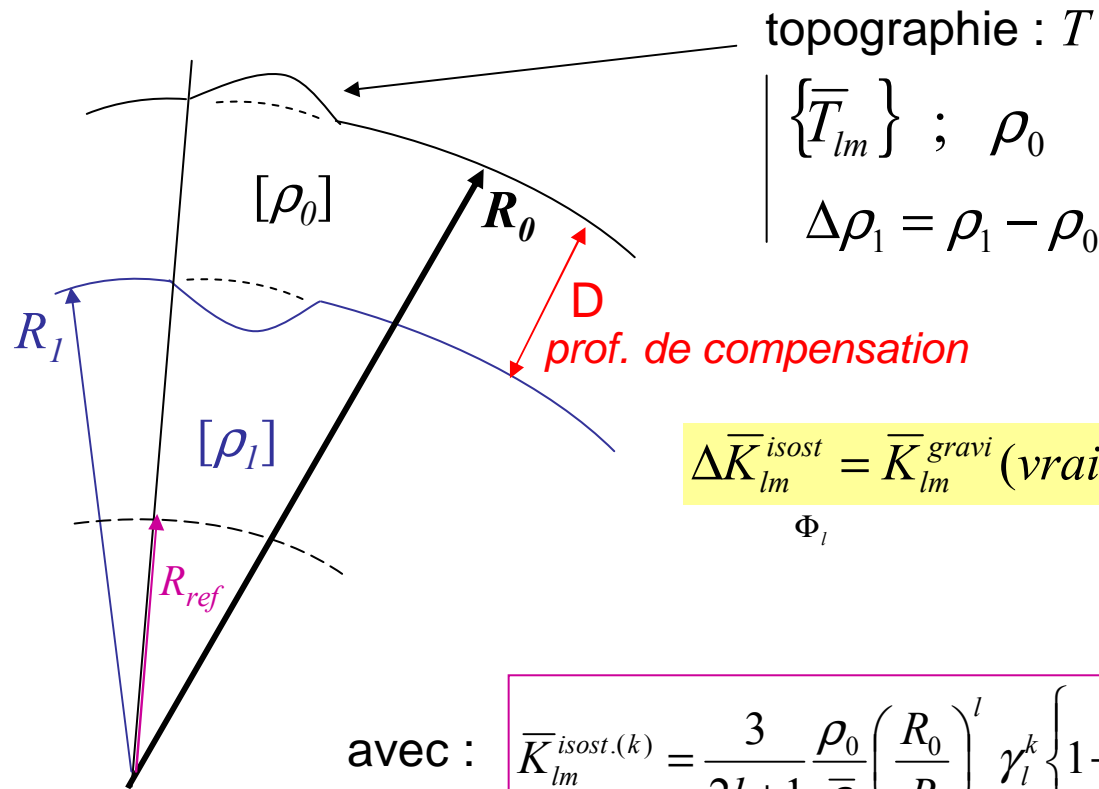
1. Isostasie



2. Flexure (visco-) élastique



Potentiel isostatique - Airy : point de vue global



$$\Delta\bar{K}_{lm}^{isost} = \bar{K}_{lm}^{gravi}(\text{vrai}) - \bar{K}_{lm}^{gravi}(\text{topo} + \text{compensation})$$

 Φ_l

$$\bar{K}_{lm}^{isost.} = \sum_{k=1}^{l+3} \bar{K}_{lm}^{isost.(k)}$$

avec :

$$\bar{K}_{lm}^{isost.(k)} = \frac{3}{2l+1} \frac{\rho_0}{\bar{\rho}} \left(\frac{R_0}{R}\right)^l \gamma_l^k \left\{ 1 + (-1)^k \left(\frac{\rho_0}{\Delta\rho_1}\right)^{k-1} \left(\frac{R_0 - D}{R_0}\right)^{l+3-3k} \right\} \bar{T}_{lm}^{(k)}$$

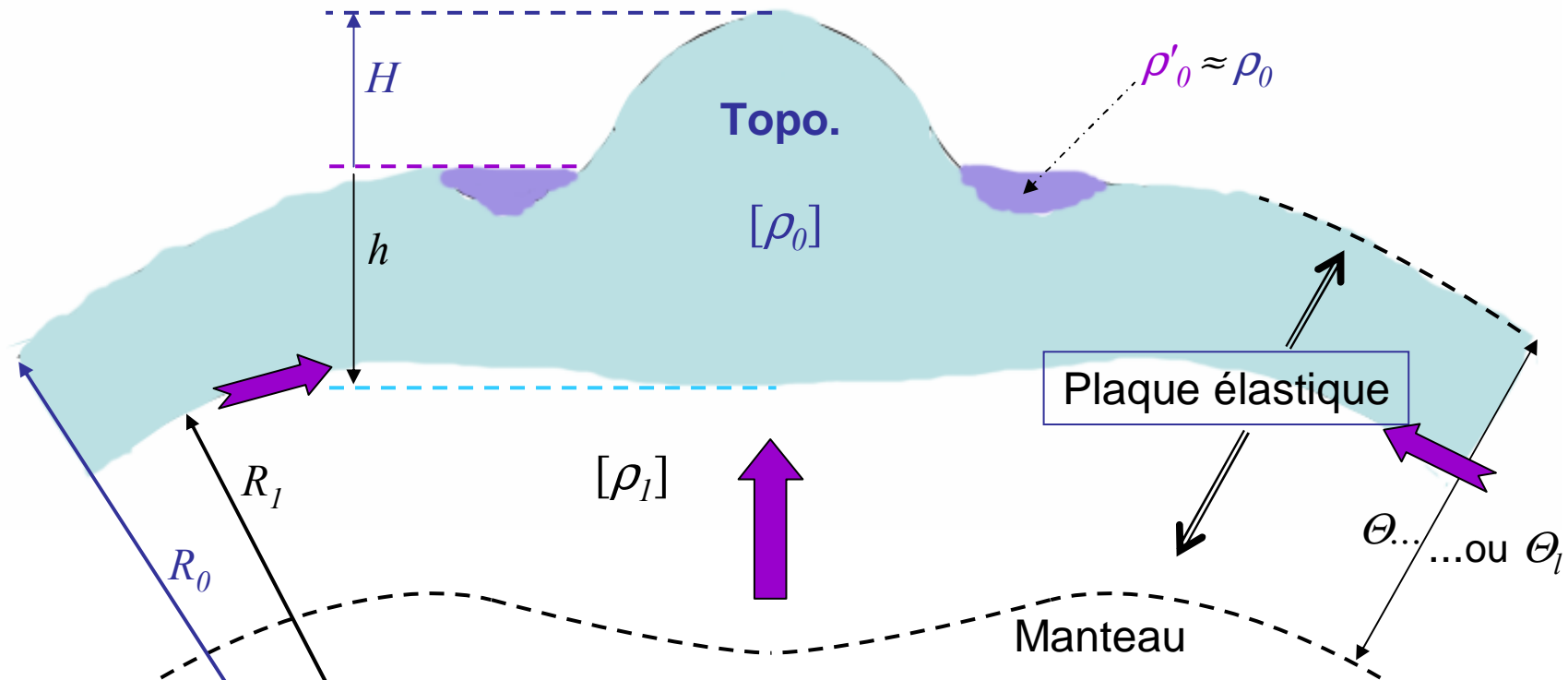
$$\rightarrow = \left[\prod_{j=1}^{k-1} (l+3-j) \right] / k!$$

\Rightarrow au 1.er ordre en T/R
(et avec $R \approx R_0$) :

$$\bar{I}_{lm} \approx \bar{K}_{lm}^{gravi} - \bar{K}_{lm}^{isost.(1)} = \bar{K}_{lm}^{gravi} - \frac{3}{2l+1} \frac{\rho_0}{\bar{\rho}} \left\{ 1 - \left(\frac{R_0 - D}{R_0}\right)^l \right\} \bar{T}_{lm}$$

$$\approx \bar{G}_{lm} - \Phi_l \bar{T}_{lm} ; \Phi_l = \text{fonction de transfert}$$

Potentiel dû à la flexure de la lithosphère sous une charge topographique :
point de vue global



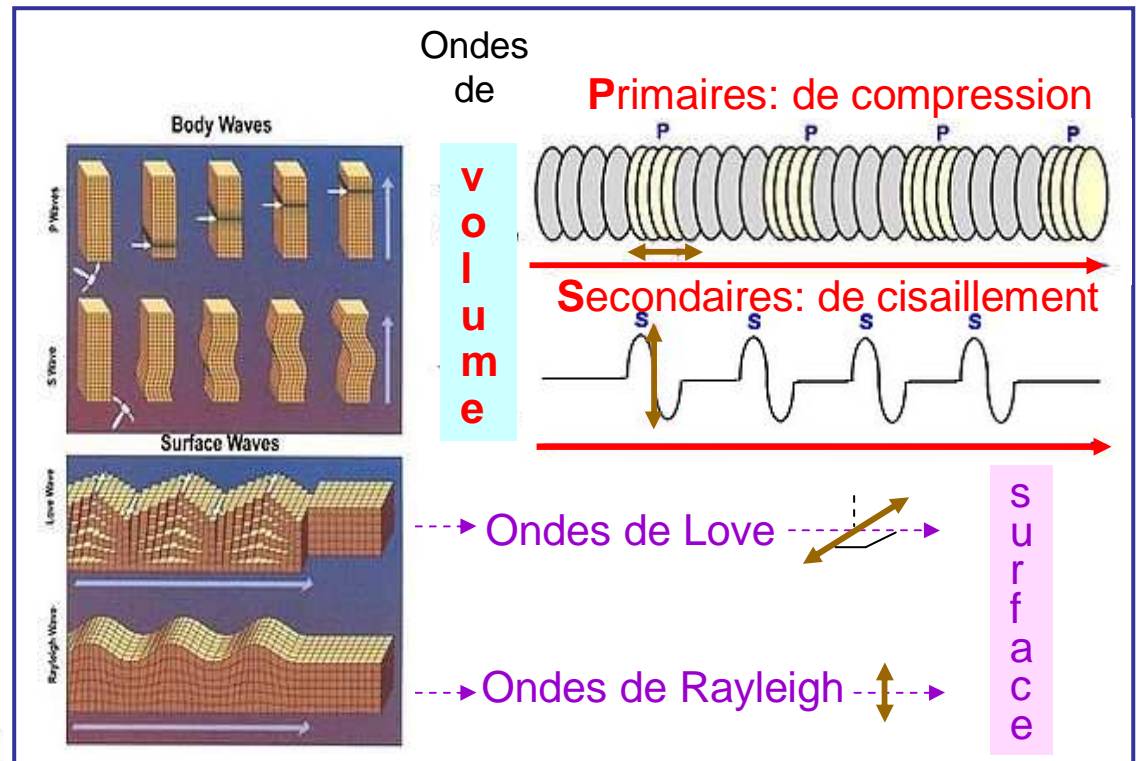
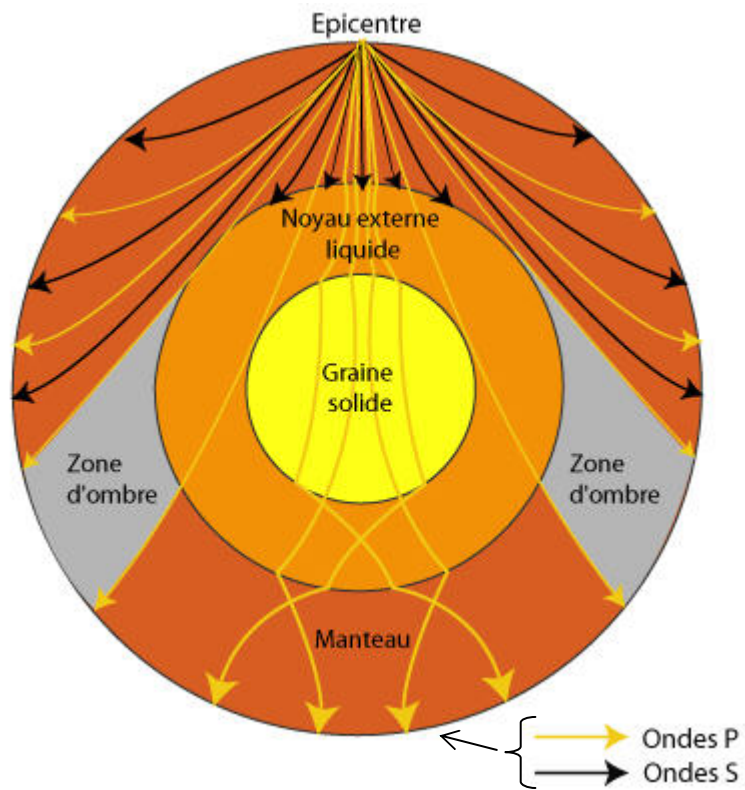
$$\bar{I}_{lm} \approx \bar{G}_{lm} - \Phi_l \bar{T}_{lm}$$

avec: $\Phi_l = A_l \left[1 - \frac{(1 - A_l) \xi^{l+2}}{1 + Q_l(\Theta_{(l)}) - A_l \xi^{l+2}} \right]$; $A_l = \frac{3}{2l+1} \frac{\rho_0}{\bar{\rho}}$; $\xi = R_1 / R_0$

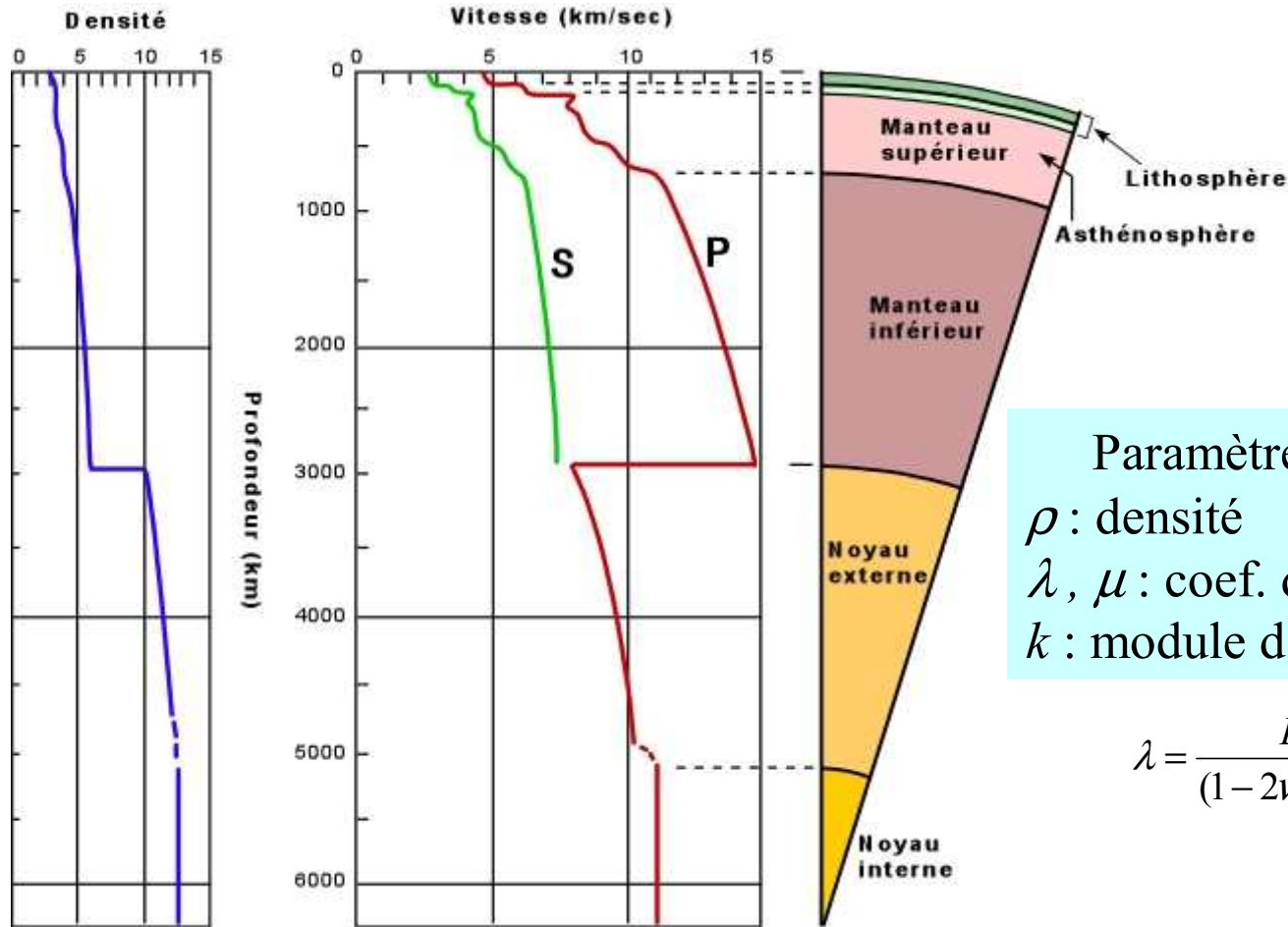
$$Q_l(\Theta_{(l)}) = \frac{E \Theta_{(l)}^3}{12(1-\nu^2)} \frac{l(l-2)(4l^3+l-2)}{\bar{\rho} g R^4 (l-1+\nu)}$$

$\left\{ \begin{array}{l} g : \text{grav. moy. (surf)} \\ E = \text{module d'Young} \\ \nu = \text{coef. de Poisson} \end{array} \right.$

UTILISATION DES ONDES SISMIQUES



Utilisation des ondes de volume (P, S)



Paramètres fondamentaux :

- ρ : densité
- λ, μ : coef. de Lamé (μ [liquide]=0)
- k : module d'incompressibilité

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1-2\nu)(1+\nu)} ; \mu = \frac{E}{2(1+\nu)}$$



Fonctions de r :

$$\begin{cases} V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \\ V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \end{cases}$$

module d'Young : $E = \rho V_S^2 \frac{3V_P^2 - 4V_S^2}{V_P^2 - V_S^2}$

coeff. de Poisson : $\nu = \frac{\frac{1}{2}(V_P/V_S)^2 - 1}{(V_P/V_S)^2 - 1}$

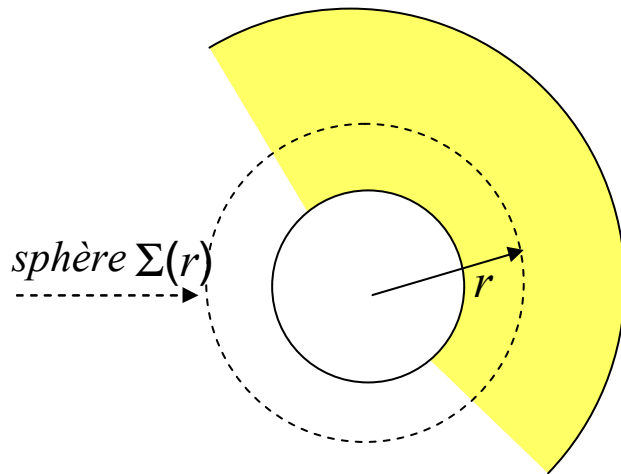
Application : Equations simplifiées de la structure interne
Corps \approx sphérique ; modèle radial

Loi masse-densité :
$$\frac{dM(r)}{dr} = 4\pi r^2 \rho(r) \quad (1)$$

Equilibre hydrostatique :
$$\frac{dp(r)}{dr} = -\rho(r) \frac{GM(r)}{r^2} \quad (2)$$

Loi d'état (Adams-Williamson) :
$$\frac{d\rho(r)}{dr} = -\frac{GM(r)}{r^2} \frac{\rho(r)}{\phi(r)} \quad (3)$$

avec :
$$\phi(r) = \frac{k(r)}{\rho(r)} = V_P^2(r) - \frac{4}{3} V_S^2(r) \leftarrow \text{sismique}$$



$M(r)$: masse de la sphère $\Sigma(r)$
 $p(r)$: pression
 $\rho(r)$: densité

(1), (2), (3) : intégrés numériquement au sein d'une même couche où $\rho(r)$ varie continûment

\Rightarrow fixer (connaître) les sauts de densité

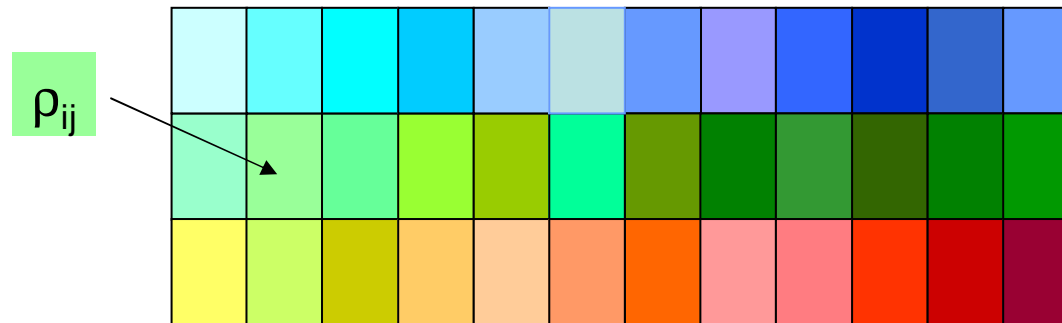
EXEMPLE D'INVERSION D'UN PROBLEME LOCAL

Recherche des variations de densité

Mesures

- gravité en surface (ou en altitude) (1)
- vitesses sismiques V_P , V_S (avec λ , μ donnés)(2)

Décomposition en éléments finis



Equations d'observation

correspondant à (1), (2)

Inéquations de contrainte : de la forme $\rho_1 < \rho_{ij} < \rho_2$
 $\Delta\rho_1 < \left| \rho_{ij} - \rho_{i-n,j-p} \right| < \Delta\rho_2$

Résolution : méthode des moindres carrés avec inégalités

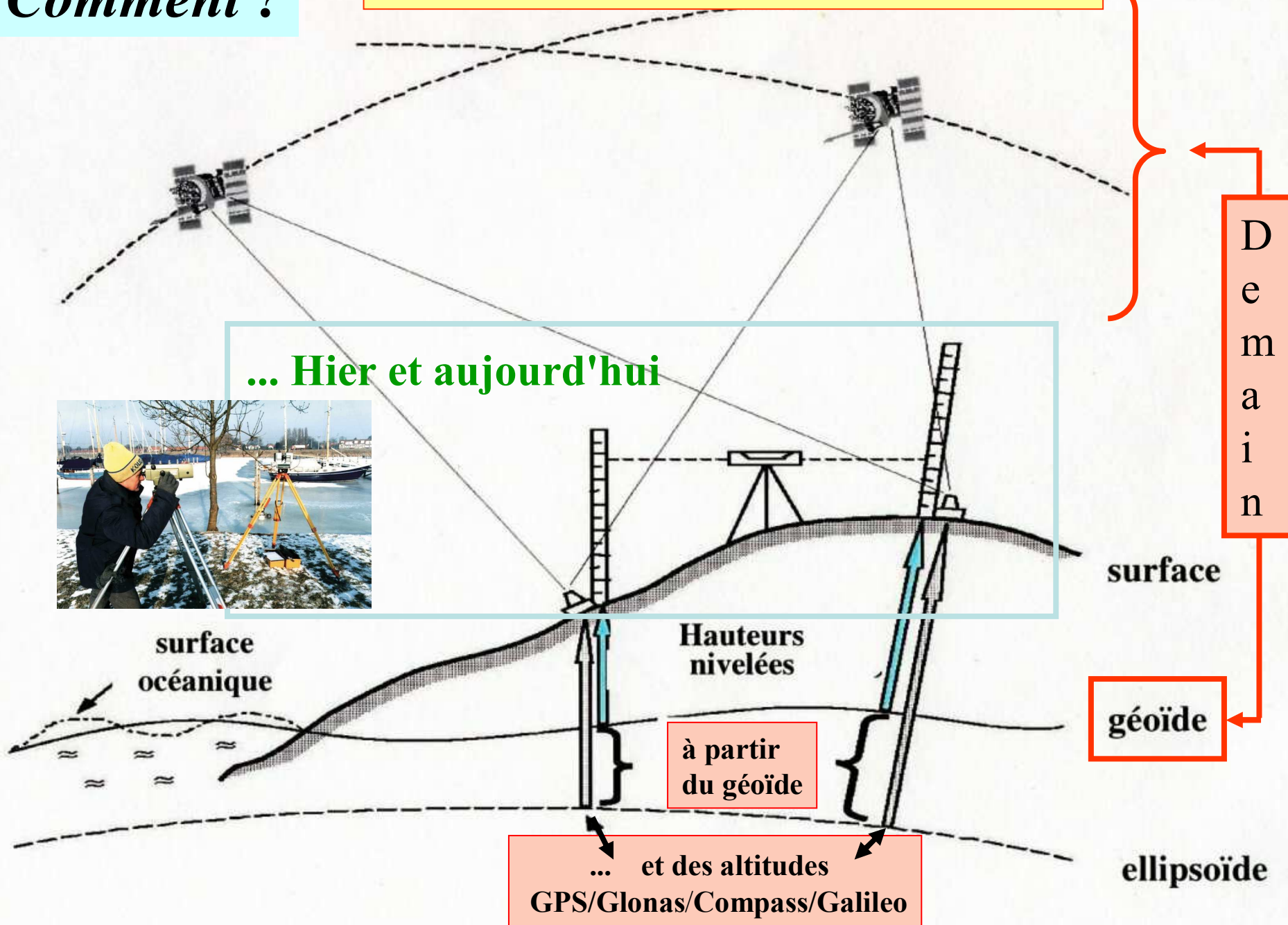
COMMENT DETERMINE-T-ON LE GEOIDE ?

COMMENT MESURE-T-ON LA GRAVITE ?

Comment ?

1. Géoïde et nivellement ... sur Terre !

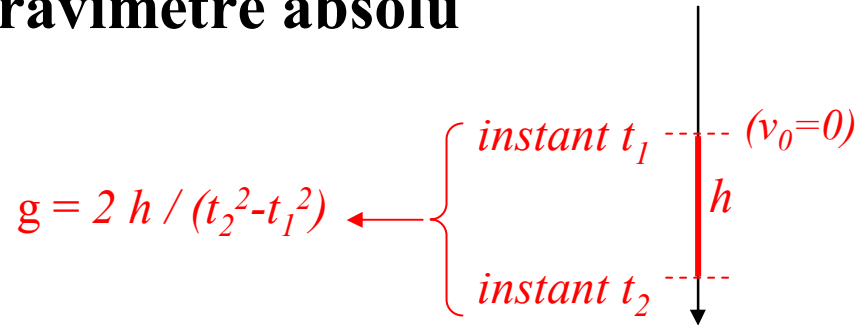
... Hier et aujourd'hui



Comment ?

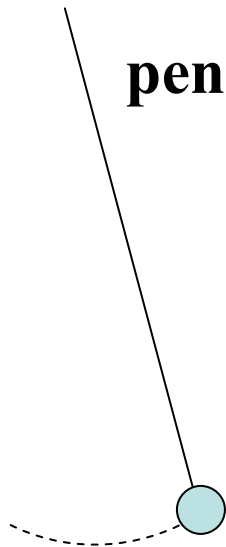
2. Mesure directe de la pesanteur : au sol, en mer
+ Gravimétrie/gradiométrie aéroportée ...
... mais couverture mondiale impossible

Utilisation (mesure) de la chute d'un corps
→ gravimètre absolu

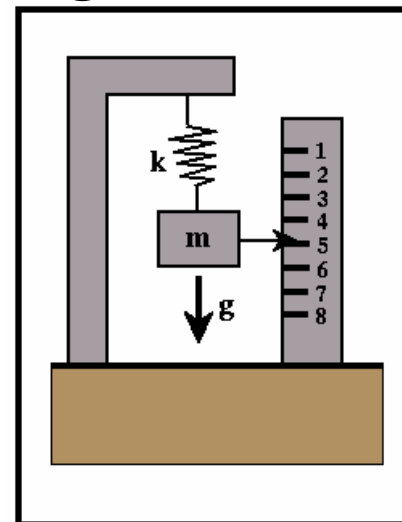


pendule (... autrefois)

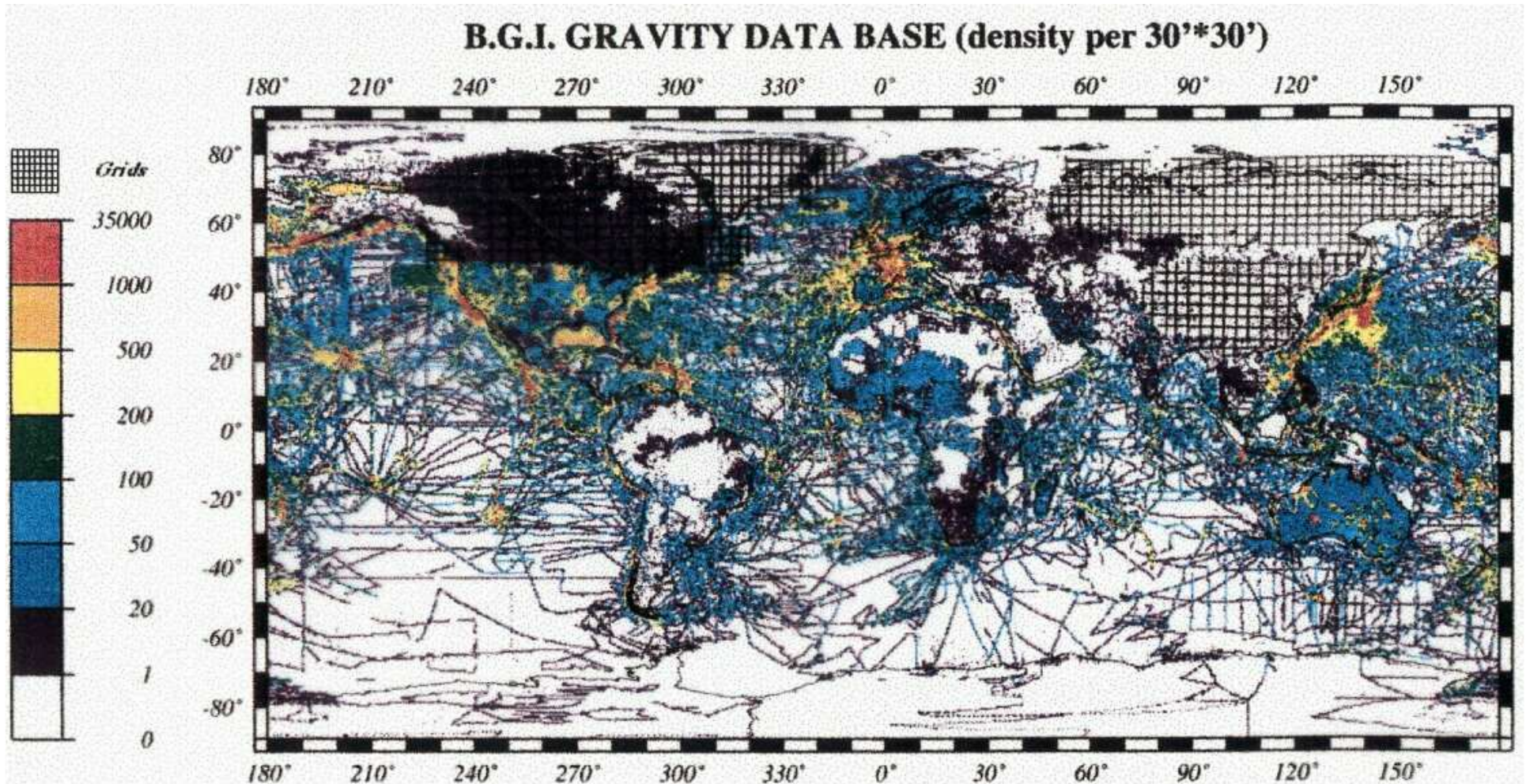
période
d'oscillation
→ g



gravimètre relatif \approx balance



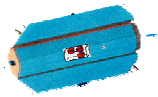
*LES MESURES DE PESANTEUR EN SURFACE (continents, océans)
- archivées au Bureau Gravimétrique International (Toulouse)*



Mesures terrestres, marines
+ valeurs interpolées de la pesanteur sur des grilles régulières

MESURER - DETERMINER g DEPUIS L'ESPACE :

avec quelle précision ?

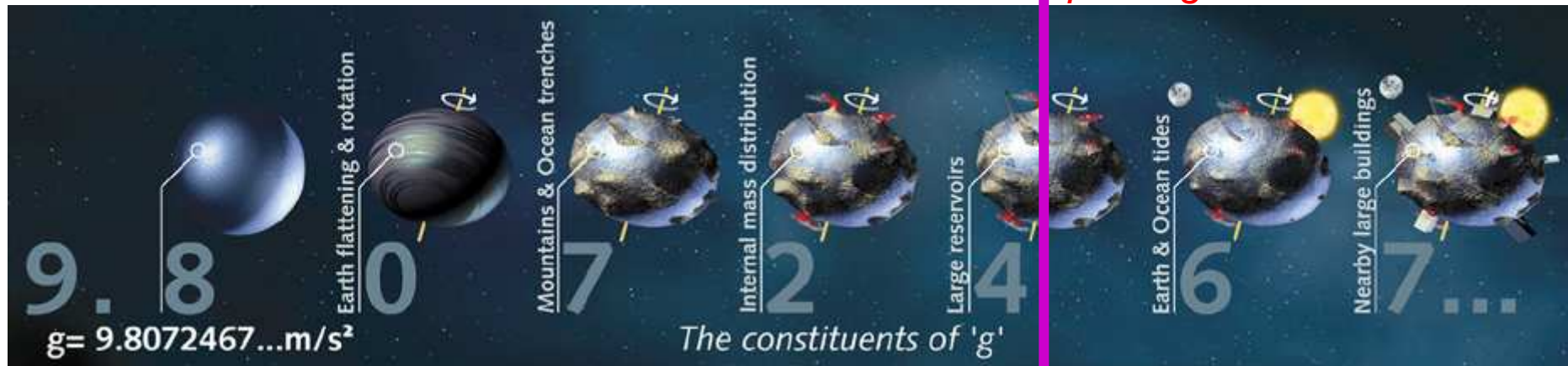


Décroissance
des effets



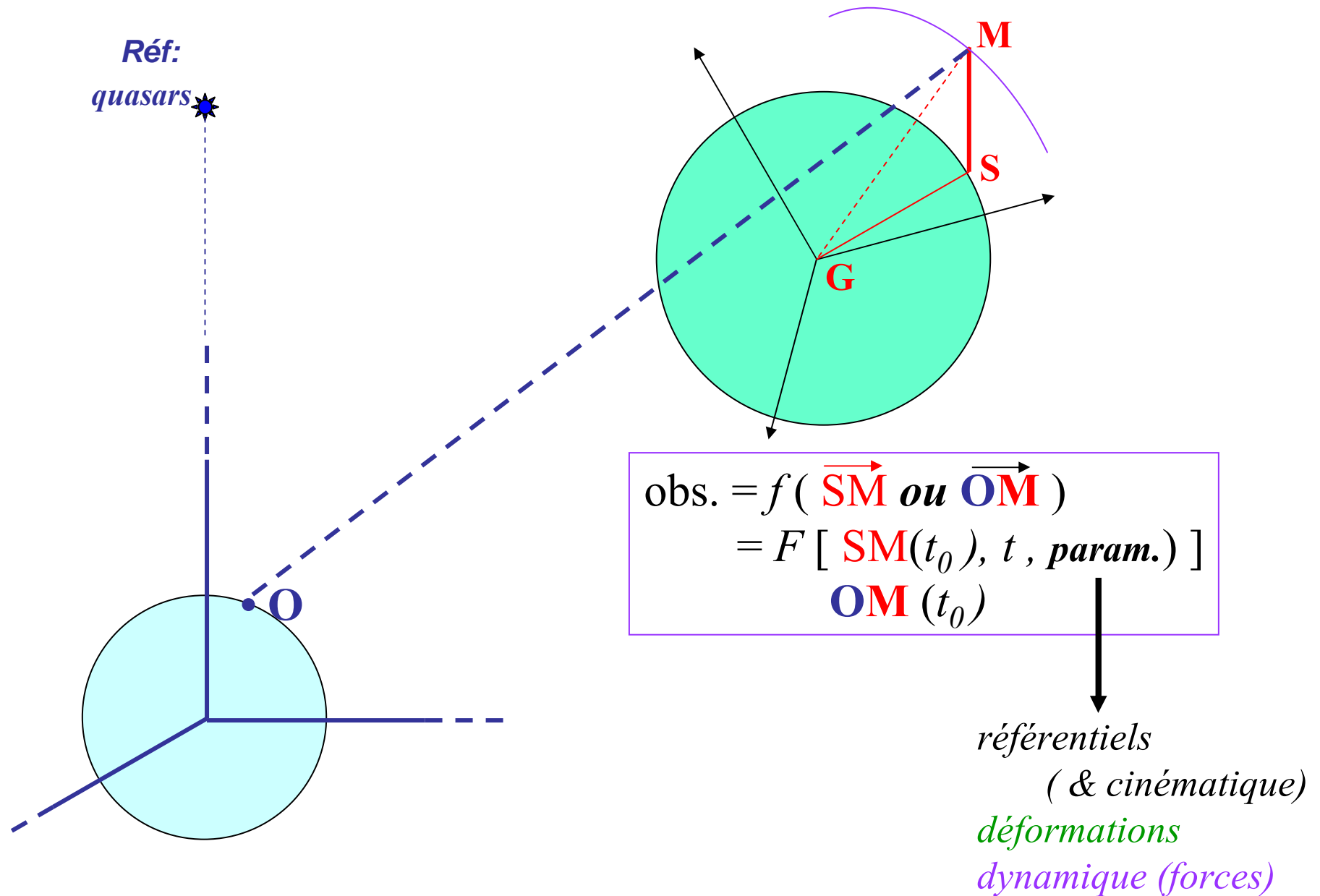
Augmentation
des erreurs

prolongement vers le bas



1 mGal

Géodésie Spatiale et Planétologie



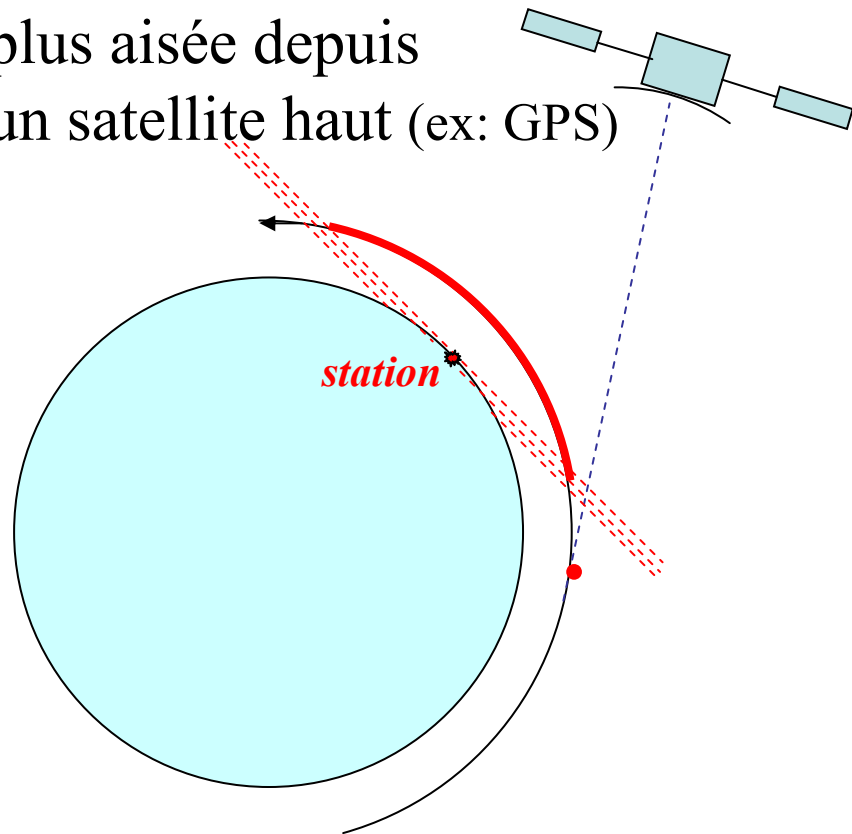
OBSERVABILITÉ

Satellite terrestre :

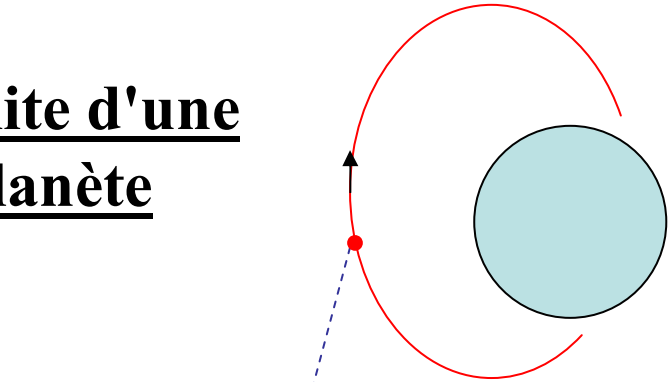
orbite basse (bonne sensibilité)

→ couverture observationnelle
difficile **depuis le sol ...**

... plus aisée depuis
un satellite haut (ex: GPS)



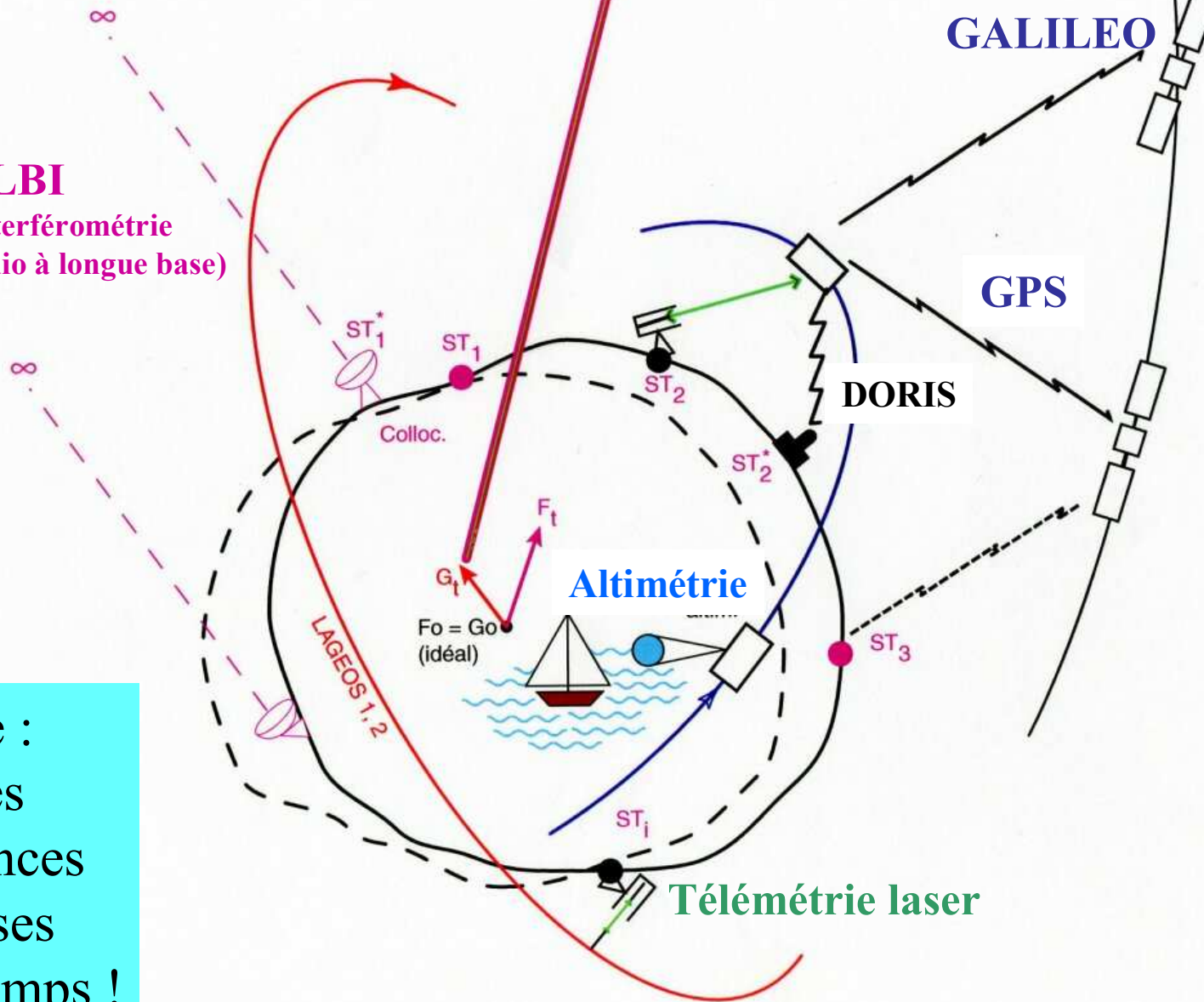
Satellite d'une planète



Couverture des
observations
depuis la Terre
a priori plus
facile ...
mais nécessité
de **très grandes**
antennes !

Les techniques de la géodésie spatiale terrestre "classique"

VLBI
(interférométrie radio à longue base)



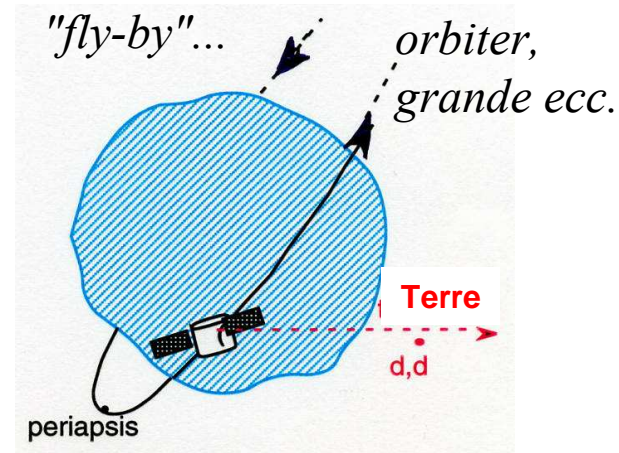
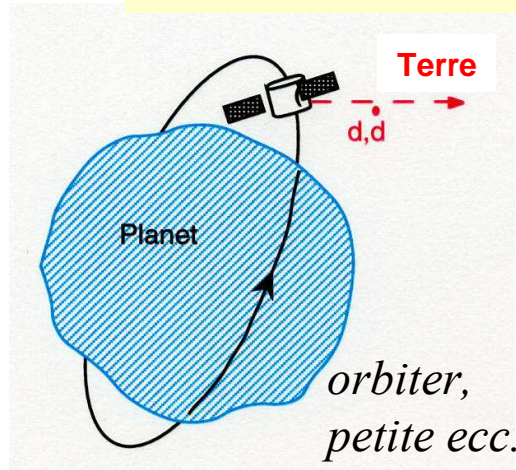
On mesure :
- des angles
- des distances
- des vitesses
... et des temps !

Les techniques de la géodésie spatiale planétaire

cf. cours ultérieur GB

APPROCHE USUELLE

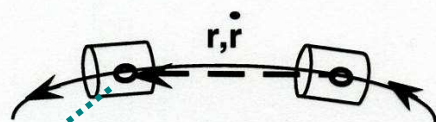
High-Low "SST" (*)



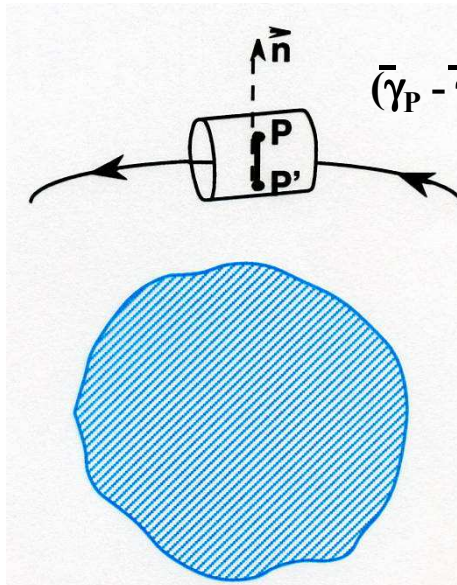
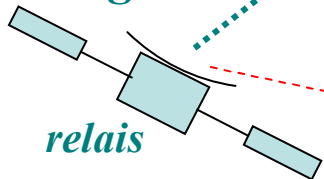
(*) Satellite to Satellite Tracking : mesures Doppler, de distances, d'angles (Δ VLBI)

AUTRES SYSTEMES (ex: SELENE, GRAIL)

Low-Low SST



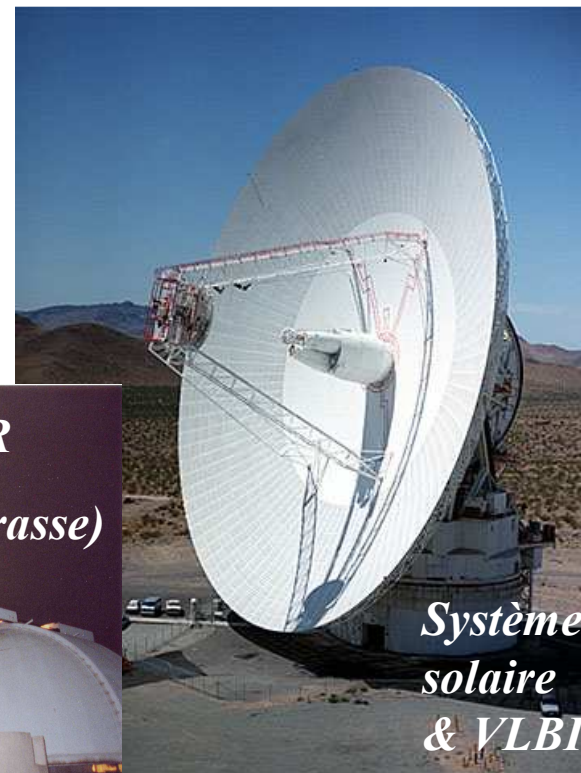
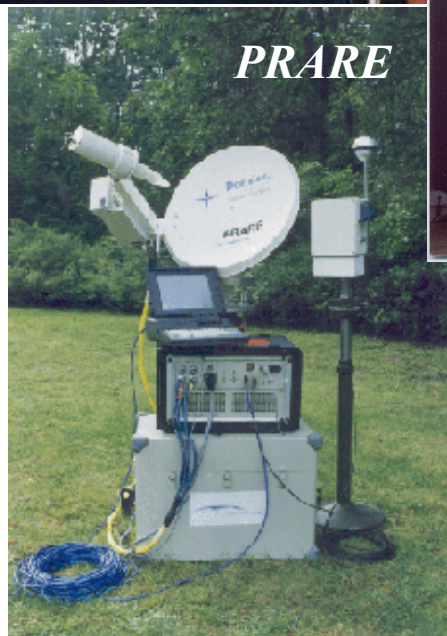
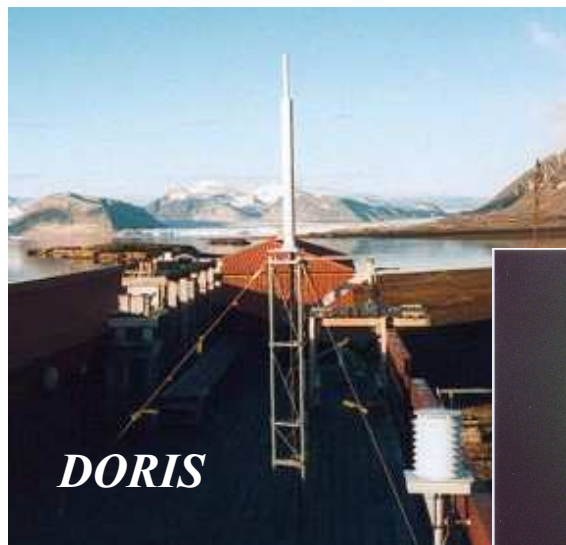
High-Low SST



FUTUR

Gradiométrie

SYSTEMES INSTRUMENTAUX AU SOL...



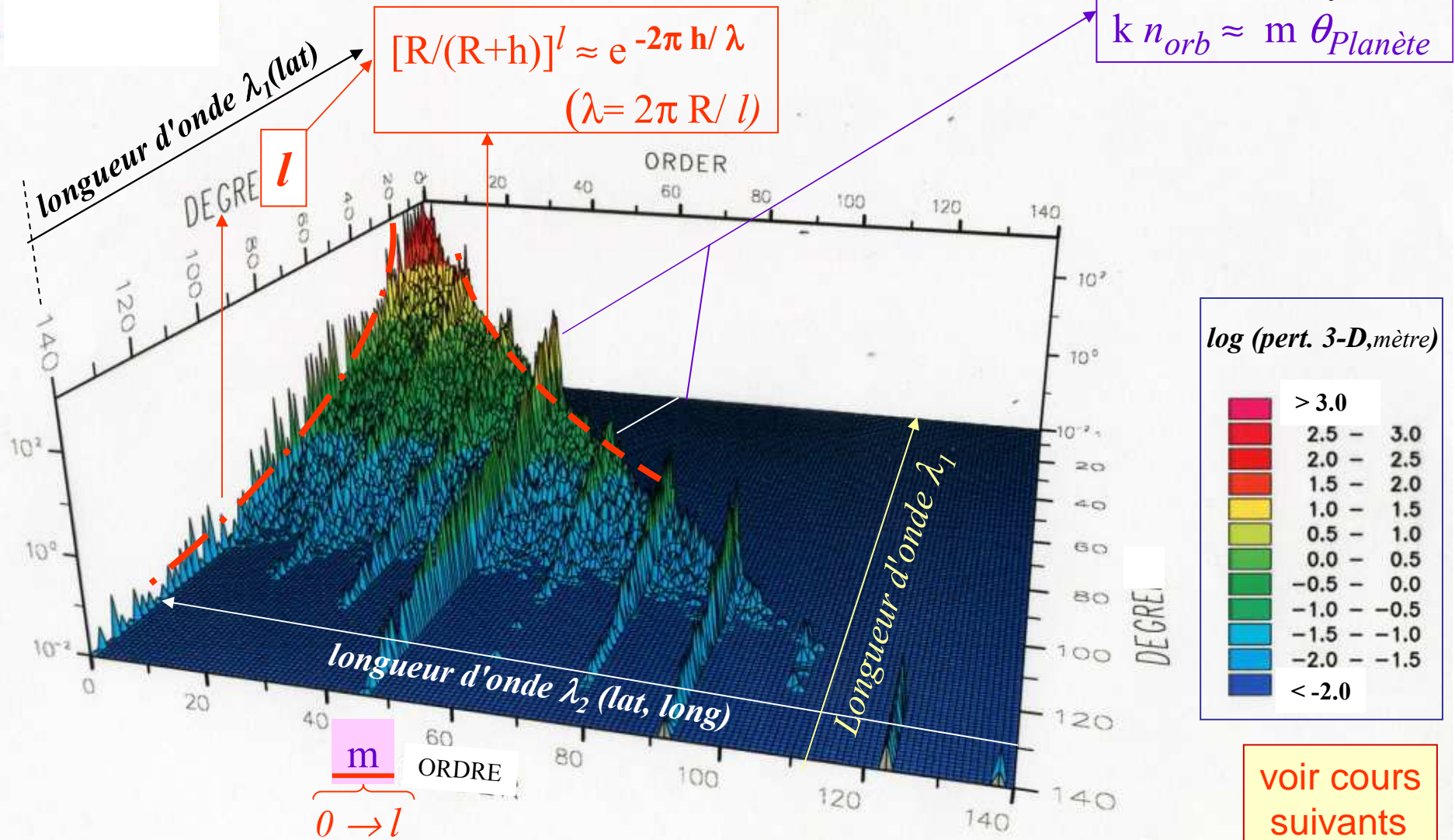
... peuvent être co-localisés

+
G
A
L
I
L
E
O

Perturbations gravitationnelles : une orbite **filtre** et **résonne**

Perturbations gravitationnelles en position (mètre), par degré et ordre des harmoniques

Ex : cas de la Terre, satellite CHAMP

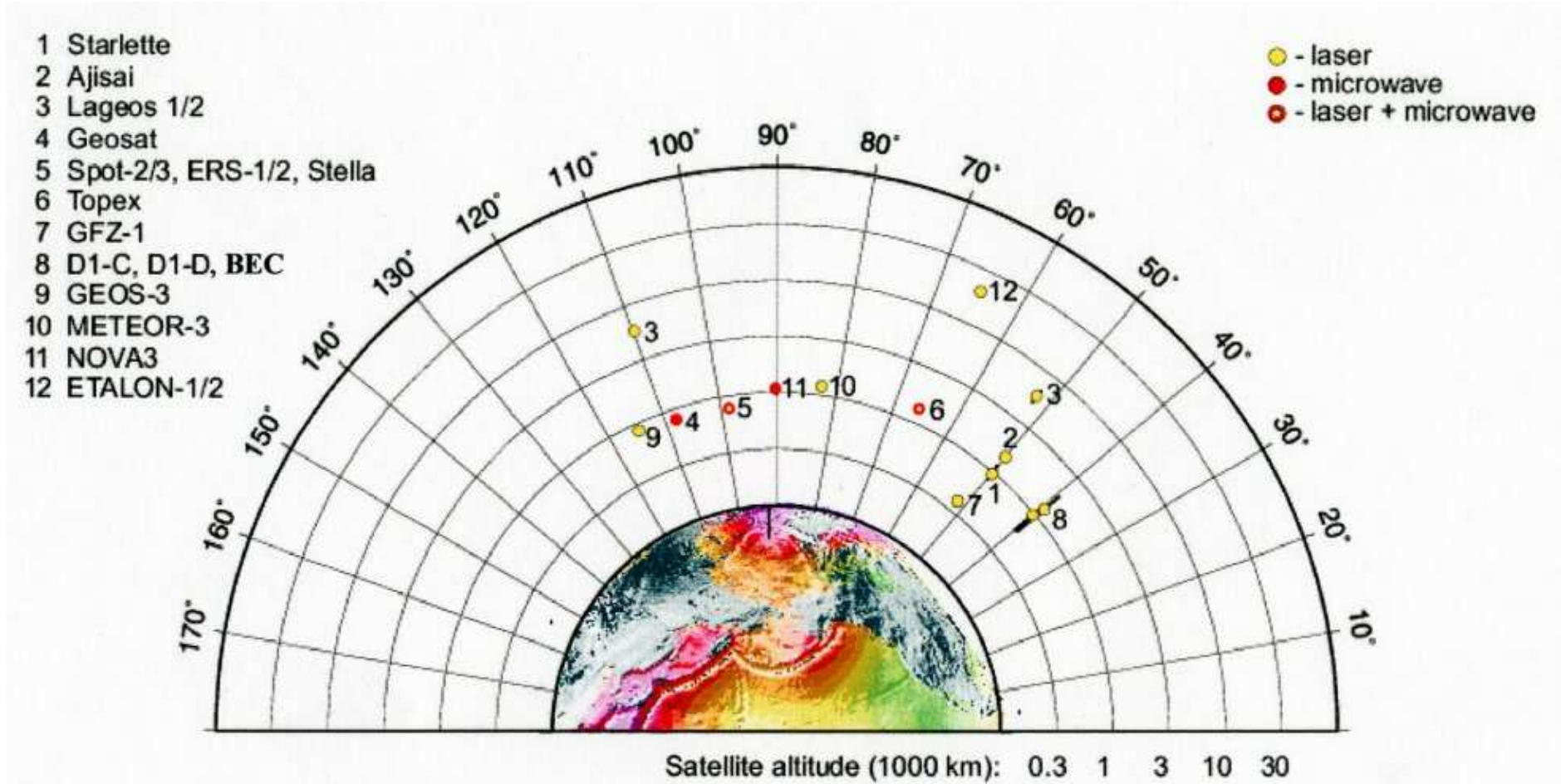


APPROCHE "CLASSIQUE"

Précision d'observation limitée



classes d'harmoniques préférentiellement déterminées par chaque satellite
→ variété d'orbites



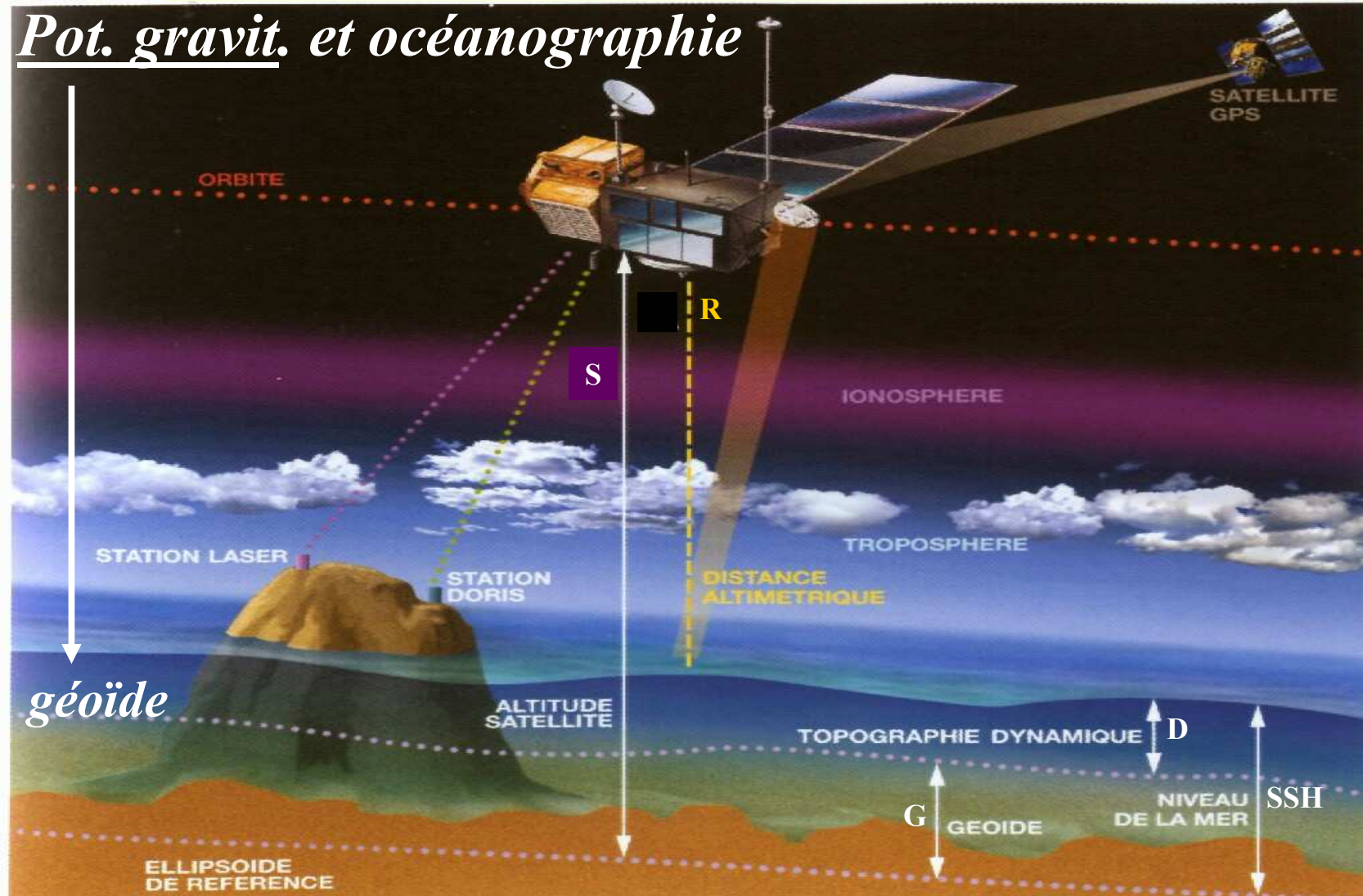
Exemple :

Satellites, orbits and tracking data employed for GRIM5-S1 global gravity field

voir cours suivants

Cas particulier : l'altimétrie des océans par satellite

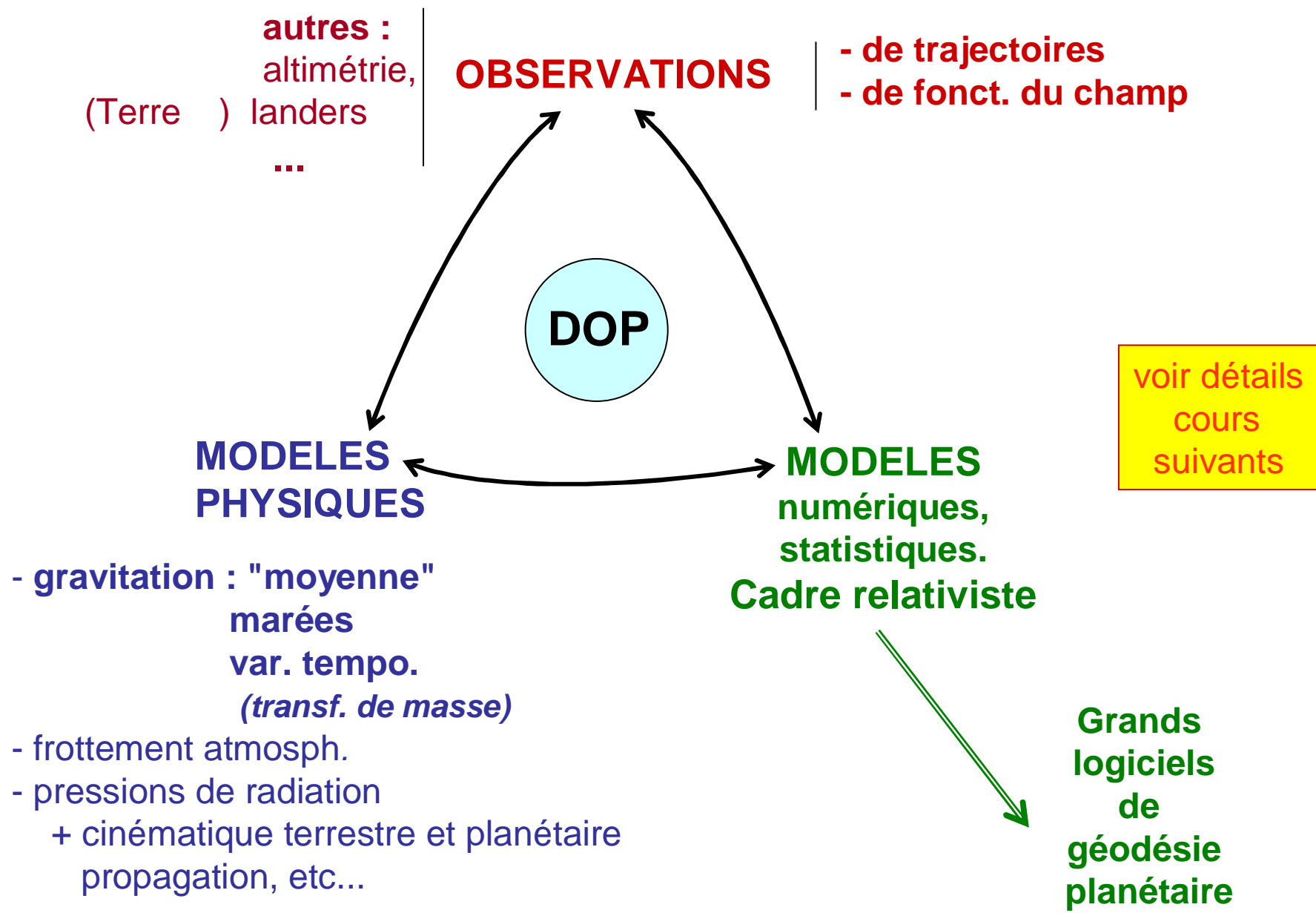
Pot. gravit. et océanographie



On détermine la surface (moyenne) des océans, mais pas le géoïde (sauf en 1.ère approx.)

La détermination absolue de la topographie dynamique (D) impose de déterminer le *géoïde indépendamment*

L' AMELIORATION DES MODELES PHYSIQUES ET LA D.O.P. (Détermination d'Orbite Précise)



Depuis 2000: mieux que l'approche "classique" !

4 critères fondamentaux à satisfaire :

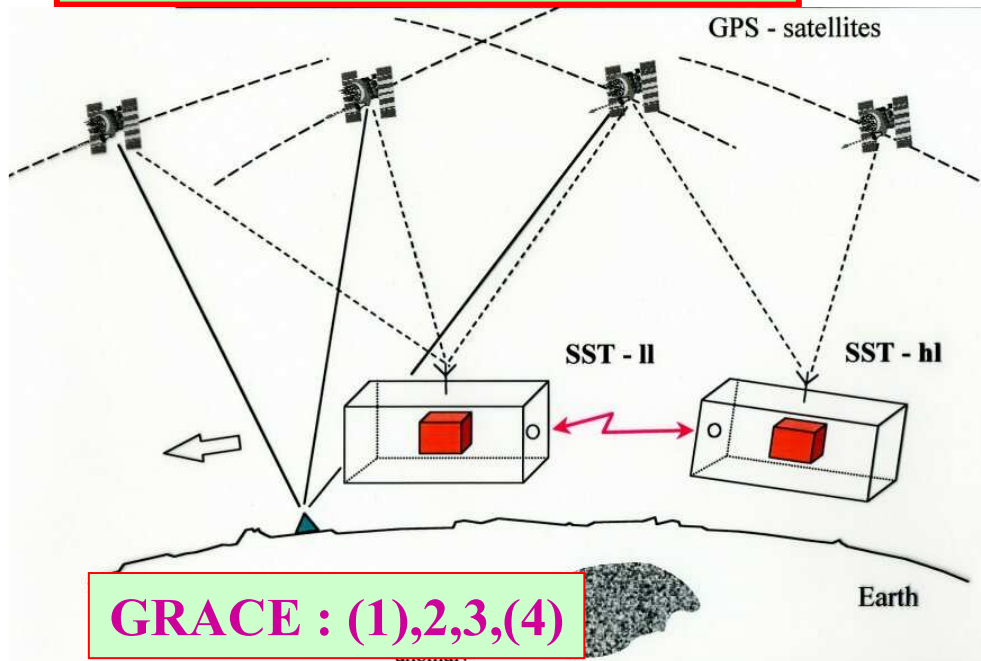
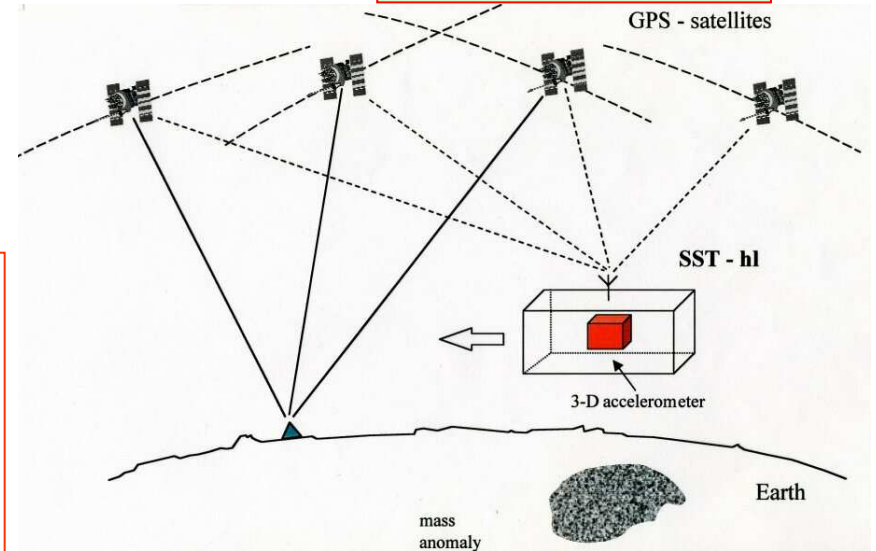
1. Orbite la plus basse possible
2. Suivi continu de la trajectoire (GPS)
3. S'affranchir des forces de surface (... les mesurer → *accéléromètres*)
4. Augmenter la sensibilité de la mesure par « différentiation »

CHAMP

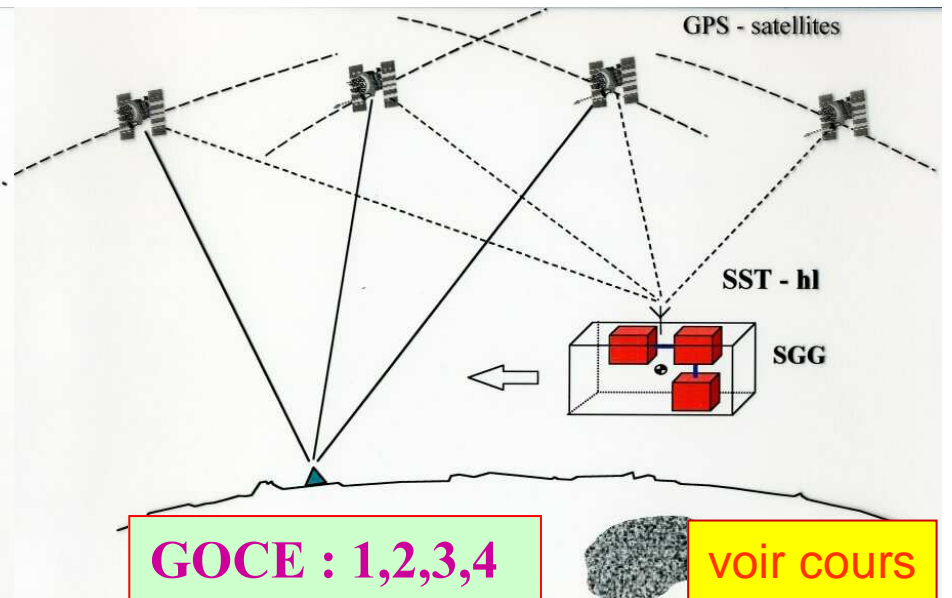
GRACE

GOCE

CHAMP : 1,2,3



GRACE : (1),2,3,(4)



GOCE : 1,2,3,4

voir cours suivants

M
E
R
C
I

