

Chapitre VI Devenir de la lumière dans l'eau – qualitatif

A) Hypothèse pour la mise en équation

- Principe d'interaction : repose sur l'hypothèse d'une théorie linéaire de l'interaction de la lumière avec la matière à un niveau phénoménologique. Ce principe d'interaction comprend deux parties :
 - a) linéarité des phénomènes radiatifs pour des « basses » énergies ($< 10^{10} \text{ W.m}^{-2}$). Cette hypothèse est nécessaire pour la mise en place des équations de Maxwell, ainsi que de celles du transfert radiatif et des lois géométriques de réflexion, réfraction etc..
 - a) théorie phénoménologique : les mesures et les variables des équations sont au niveau macroscopique (pour lequel l'optique géométrique est valable) sans expliquer les processus se déroulant à plus petite échelle. Par exemple, pour la diffusion, la VSF sera utilisée sans entrer dans le détail de l'absorption du photon et de sa ré-émission etc...
- Plans parallèles : l'eau est considérée comme homogène et infinie à l'horizontal. Il n'existe pas de conditions aux frontières pour des bords latéraux, seulement pour le fond.

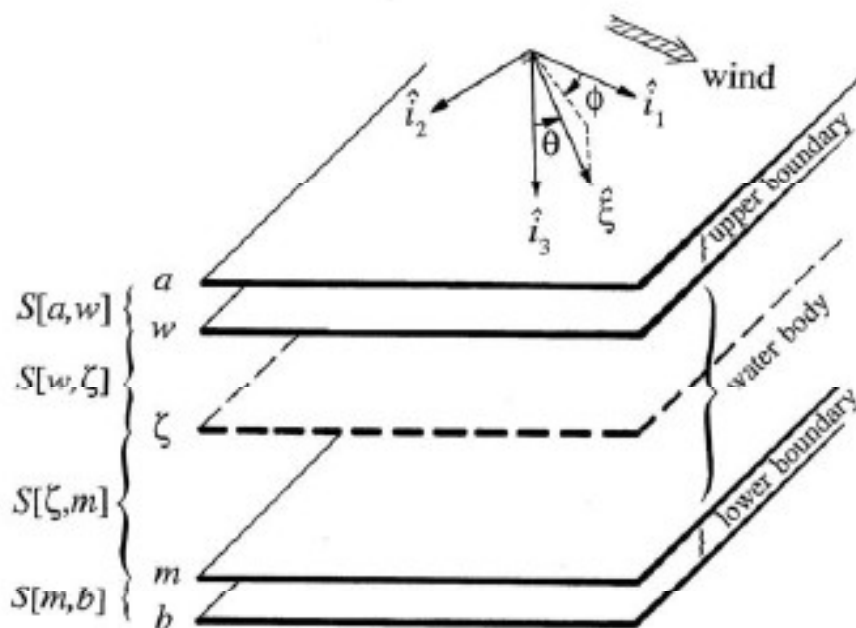


Fig. 4.1. Representation of a plane-parallel water body and the associated coordinate system. [redrawn from Mobley and Preisendorfer (1988)]

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	Chapitre VI
---	--	-------------

B) Equation de transfert radiatif

Quand les photons franchissent l'interface air/mer et commencent à se propager dans la colonne d'eau, ils peuvent être absorbés, avec a le coefficient d'absorption; diffusés dans une autre direction sans changer de longueur d'onde, avec b le coefficient de diffusion élastique; ou diffusés en changeant de longueur d'onde, avec b^i notation choisie pour représenter le coefficient de diffusion inélastique. Si l'on étudie le devenir de la luminance L , en se concentrant sur des photons de longueur d'onde λ sur une distance r donnée et dans une direction spécifique notée ξ , les trois sortes d'événements décrits ci-dessus peuvent arriver et sont des termes de perte : 1) $-aL$, 2) $-bL$, et 3) $-b^iL$. Mais, de même, trois termes de gains sont à prendre en compte décrivant : 4) une source potentielle de photons de cette longueur d'onde λ dans la direction ξ (L^s); 5) une diffusion élastique (L^e) ou 6) inélastique (L^i) aboutissant à un ou des photons dans la direction ξ et de longueur d'onde λ .

Grâce à cette approche intuitive des phénomènes (Mobley, 1994), on obtient **l'équation de transfert radiatif (RTE, « Radiative Transfer Equation »** en anglais) suivante :

$$\frac{dL}{dr} = -(a + b + b^i)L + L^s + L^e + L^i$$

1 2 3 4 5 6

Les chiffres de 1 à 6 correspondent aux 6 termes décrits dans le paragraphe précédent. Cette RTE permet de calculer le devenir de la lumière dans l'eau, quand sont connues a et b (b^i est souvent négligée).

Cette équation est en $\text{Wm}^{-3} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$.

On peut entrer dans le détail ; par exemple :

$$L_*^E(\vec{x};\hat{\xi};\lambda) = \int_{\hat{\xi}' \in \Xi} L(\vec{x};\hat{\xi}';\lambda) \beta(\vec{x};\hat{\xi}' \rightarrow \hat{\xi};\lambda) d\Omega(\hat{\xi}')$$

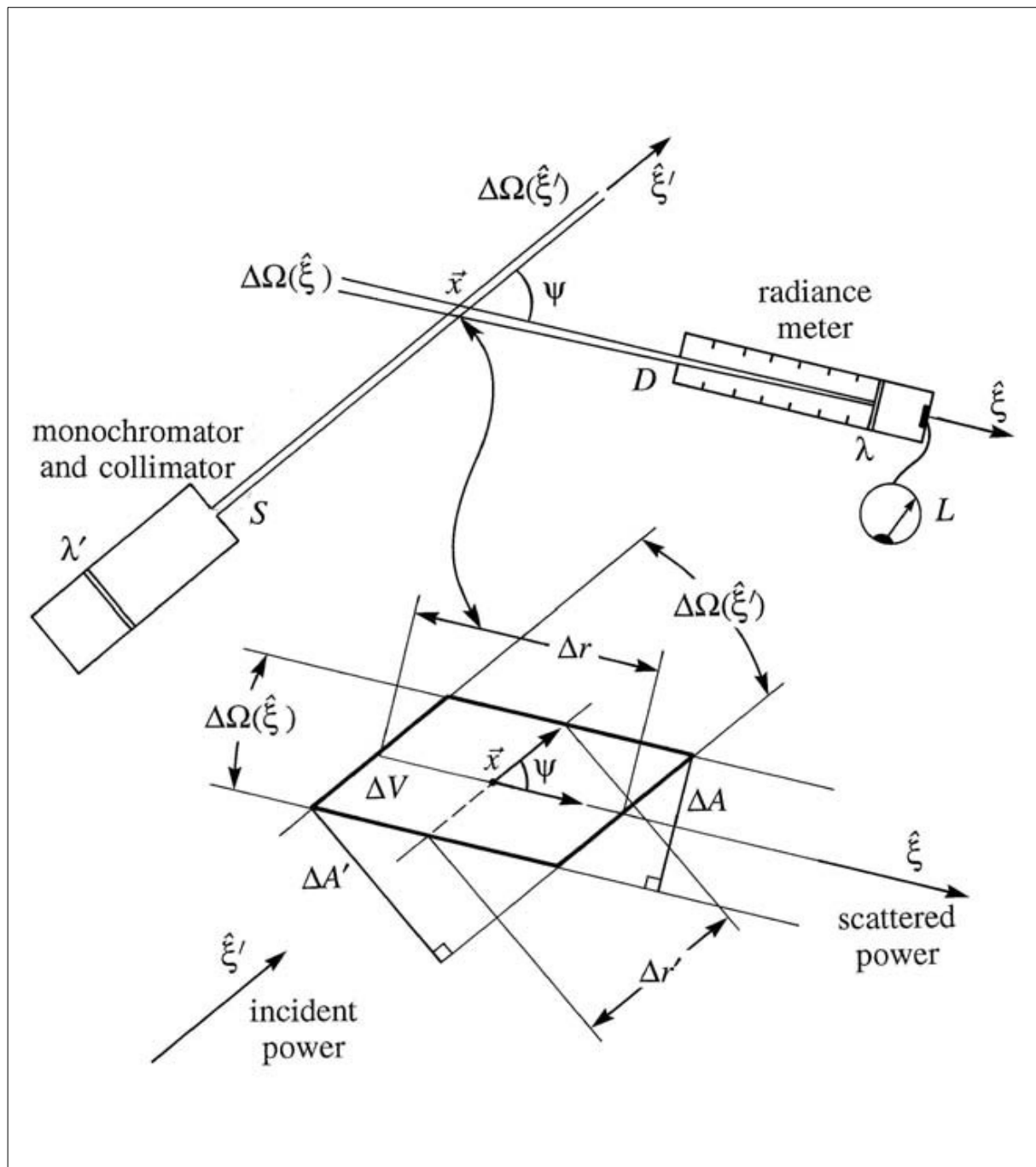


Fig. Geometry used in defining elastic and inelastic volume scattering functions. [redrawn from Preisendorfer (1987)] (with permission from Mobley, 1994)

Rappel : A quoi correspond l'opération $1/dr$?

$$V = \frac{Dr}{Dt} = \frac{dr}{Dt}$$

$$\frac{1}{dr} = \frac{1}{V} \frac{1}{Dt}$$

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimie	Chapitre VI
---	--	-------------

or $\frac{1}{Dt} = \frac{1}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} = \frac{1}{\partial t} + V \vec{\xi} \cdot \vec{\nabla}$ donc

$$\frac{1}{dr} = \frac{1}{V} \frac{1}{\partial t} + \vec{\xi} \cdot \vec{\nabla}$$

$$\frac{1}{dr} = \frac{1}{V} \frac{1}{\partial t} + \xi_1 \frac{1}{\partial x} + \xi_2 \frac{1}{\partial y} + \xi_3 \frac{1}{\partial z}$$

les hypothèses de permanence et de plans parallèles sont telles que :

$$\frac{1}{\partial t} = 0 \quad \text{et} \quad \frac{1}{\partial x} = \frac{1}{\partial y} = 0 \quad \text{donc} \quad \frac{1}{dr} = \xi_3 \frac{1}{\partial z} = \cos \theta \frac{1}{\partial z} = \mu \frac{1}{\partial z}$$

donc $\frac{dL}{dr} = \mu \frac{dL}{\partial z}$ correspond à l'équation précédente.

La loi de Beer, vue en fin de chapitre 5, correspond au cas idéalisé :

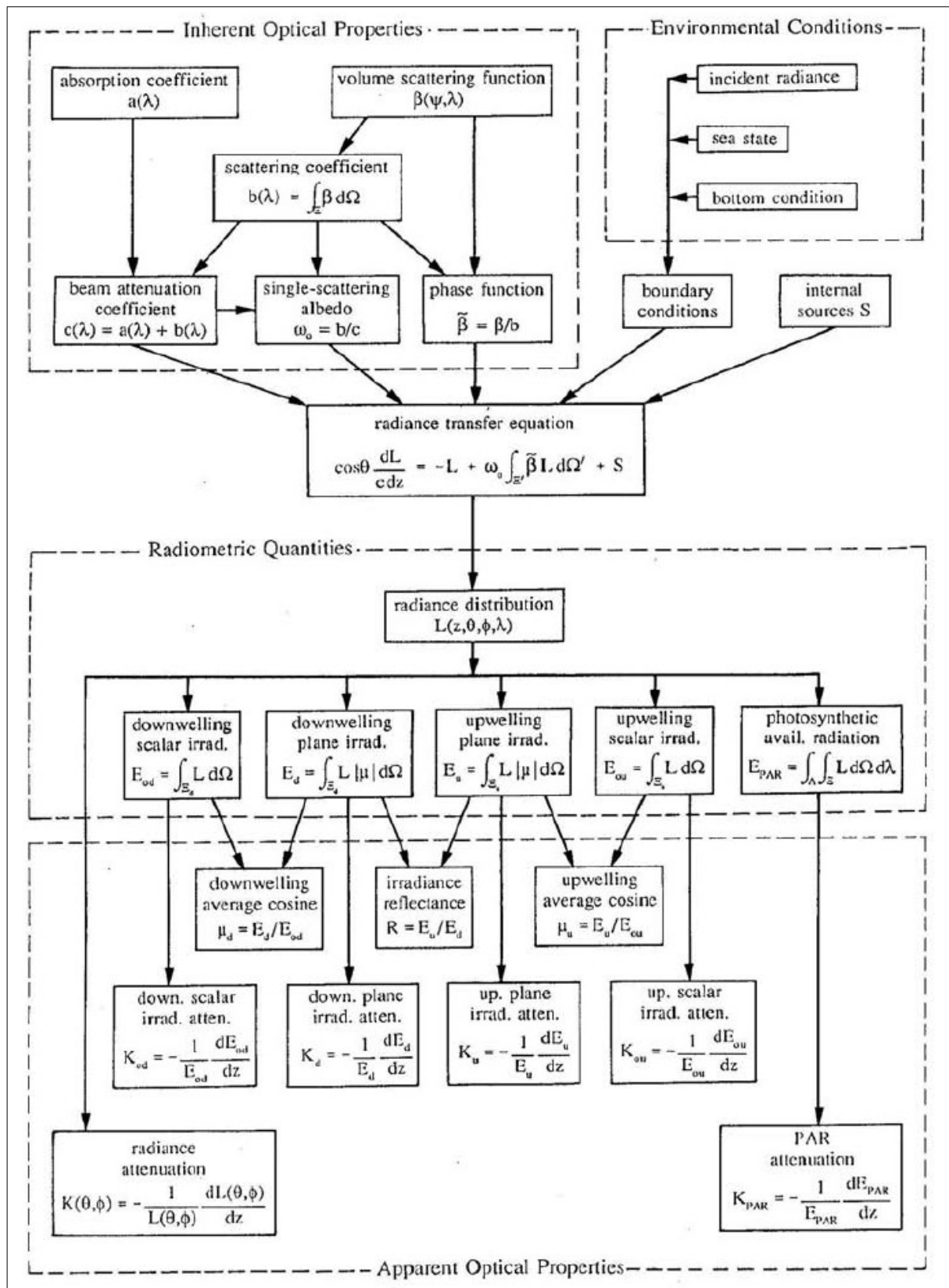
sans source L^s

sans diffusion inélastique L^i (et $a^i = 0$)

sans diffusion élastique L^e (et $b = 0$)

D'où :

$$\frac{dL}{\partial z} = -\frac{a}{\mu} L \quad \text{ou} \quad L = L(z=0) e^{-\frac{a}{\mu} z}$$



OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	Chapitre VI
---	--	-------------

C) Méthodes de résolution de l'équation RTE

La solution de l'équation RTE est unique, i.e. Il existe une seule luminance satisfaisant en un point, une longueur d'onde, dans une direction donnée, l'équation RTE.

Introduction sur les types de modèles

1) Méthode de Monte-Carlo

eg ; Morel A, Gentili B., Diffuse reflectance of oceanic waters: its dependence on sun angle as influenced by the molecular scattering contribution., Appl Opt. 1991 Oct 20;30(30):4427-38. doi: 10.1364/AO.30.004427.

2) Méthode de plongement invariant (invariant embedding)

Preisendorfer, Hydrologic Optics, 1976 ; Preisendorfer and Mobley, 1988 (Theory of fluorescent irradiance fields in natural water, JGR 93(D0),10831-10855); et modèle « Hydrolight », Mobley, 1994

3) Méthode des ordonnées discrètes (discrete ordinate or eigenmatrices)

Stamnes K, Tsay SC, Wiscombe W, Jayaweera K., Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, Appl Opt. 1988 Jun 15;27(12):2502-9. doi: 10.1364/AO.27.002502.

D'autres méthodes existent qui ne seront pas résumées ici (ex., Méthode itérative ; Méthode harmonique sphérique... ; Voir Mobley 1994 pour les détails sur ces méthodes).

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	Chapitre VI
---	--	-------------

Classification of models

Predictive (predict something we don't know from something we do know, e.g., radiance from IOP's, etc.)

vs.

Diagnostic (analyze or transform known information, e.g., curve-fitting to data)

Direct (e.g., predict radiance given IOP's)

vs.

Inverse (e.g., deduce IOP's given the radiance)

Approximate analytical (e.g., single-scattering approximation)

vs.

"Exact" numerical (e.g., Hydrolight and Monte Carlo)

Deterministic (no statistical noise, e.g., Hydrolight)

vs.

Probabilistic (statistical noise, e.g., Monte Carlo)

1) Méthode de Monte-Carlo statistique probabiliste

En général, les techniques de Monte Carlo ont été développées dans les années 1940 pour des études de transport de neutrons nécessaires à la conception des armes nucléaires (Metropolis, 1949, Eckhardt, 1987). **Le nom de Monte Carlo fut d'abord un nom de code pour cette recherche classifiée. Le nom a été bien choisi parce que la probabilité et les statistiques se trouvent au cœur à la fois des techniques de simulation et des jeux de hasard joués au légendaire Casino de Monte-Carlo à Monaco.** Les techniques de Monte Carlo sont maintenant très développées et sont utilisées pour résoudre de nombreux types de problèmes en sciences physiques et biologiques; la finance, l'économie et les entreprises; ingénierie; infographie pour la production de film, et les mathématiques pures.

Utilisées pour résoudre la RTE, les techniques de Monte Carlo se réfèrent à des algorithmes qui utilisent la théorie des probabilités et des nombres aléatoires pour simuler les sorts de nombreux photons se propageant à travers un milieu. Diverses moyennes sur des ensembles d'un grand nombre de trajectoires de photons simulés donnent des estimations statistiques de luminances, éclairagements, et d'autres quantités d'intérêt.

C'est la méthode la plus générale pour résoudre la RTE quelles soient les frontières, la luminance (radiance L) incidente et les IOPs. Elle est basée sur la **méthode de tracés de rayons** dont l'hypothèse est : si l'on connaît la probabilité d'existence de chaque événement séparé, on peut déterminer la probabilité d'existence d'une série d'événements séparés (en multipliant leurs probabilités respectives).

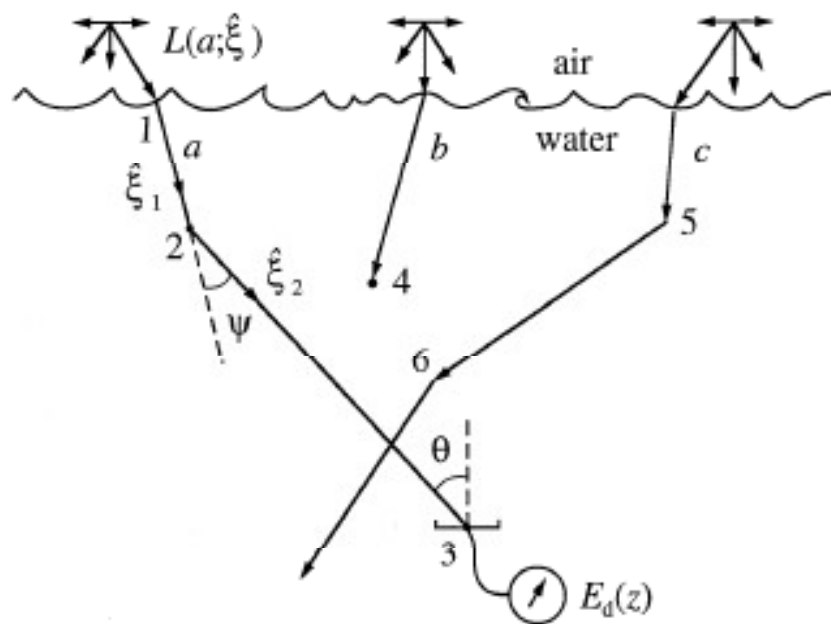


Fig. 6.1. Illustration of three photon trajectories and of the computation of E_d .

With permission by Mobley, 1994

L'explication pédagogique est la suivante. La modélisation Monte Carlo directe consiste à :

- simuler les directions des photons pour 1 soleil et ciel donné
- simuler l'interface air/mer
- suivi de tous les photons
- comptage des photons arrivant sur le récepteur (correction facteur $\cos \theta$)
- évaluation de $E_d(z)$

Exemple très simplifié de détermination du chemin parcouru

A quoi est égale la distance r parcourue par un photon ? (la même question peut être posée non pour r mais pour $l = cr$ appelé le **chemin optique**)

avec hyp (pour la simplification) qu'on enlève les gains de la RTE :

$$dL/dr = -cL \quad r ? \quad l ?$$

rappel : c = coefficient d'atténuation spectral

La diminution de la luminance L dans la direction ξ dépend de la probabilité du photon d'être absorbé ou diffusé entre l et $l+dl$: $p_i(l)$

Une probabilité est telle que son intégration de 0 à ∞ est égale à 1 et que

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimie	Chapitre VI
---	--	-------------

$$p_l(l)dl = e^{-l} dl$$

La fonction de distribution cumulative est telle que

$$C_l(l) = \int_0^l p_l(l') dl' = \int_0^l e^{-l'} dl' = 1 - e^{-l}$$

Soit y un nombre tiré au hasard entre 0 et 1 (distribution uniforme) :

$$y = C_l(l) = 1 - e^{-l}$$

Soit $l = -\ln(1-y)$

D'où $cr = -\ln(1-y)$

$$r = -1/c \ln(1-y)$$

Comme y est un nombre tiré au hasard entre 0 et 1 avec une distribution uniforme, 1-y est aussi un nombre aléatoire entre 0 et 1 avec une distribution uniforme. Du coup pour simplifier, r sera souvent pris tel que : $r = -1/c \ln(y)$

$\langle r \rangle$ correspond à la distance moyenne géométrique, appelé aussi libre parcours moyen (« free mean path ») $\langle r \rangle = \langle l/c \rangle = \langle l \rangle / \langle c \rangle$

Une fois que la distance parcourue r a été calculée, la même démarche est effectuée pour déterminer quelle sorte d'interaction a lieu au bout de la distance.

Tir au sort de y entre 0 et 1 et comparaison avec l'albédo de diffusion simple $w_0 = b/c$

Si $y > w_0$ absorption (proportion a/c)

Si $y < w_0$ diffusion (proportion b/c)

On rappelle que ce terme w_0 est aussi appelé la probabilité de survie du photon)

Si c'est une diffusion, la démarche est aussi appliquée pour calculer l'angle de diffusion (variable entre 0 et π).

Propriétés de Monte Carlo avant (= les photons sont suivis dans le sens du temps croissant)

+ simulation analogue : ie analogue aux processus physiques

+ simple conceptuellement

+ instructive

+ très générale

+ simple à programmer (ordinateur //)

- pas de lien simple avec la structure mathématique de la RTE

- peut être très inefficace en temps de calcul

Exemple de calcul d'efficacité de la méthode. Quel est le nombre de photons partant d'une zone circulaire de rayon R (R=100m) qui arrive sur un détecteur de rayon r (r=1cm) au niveau de la couche euphotique ?

1 seul photon sur 10^{10} arrive dans le détecteur !

Ce calcul est cependant plus pessimiste que dans la réalité. En effet dans l'hypothèse des plans parallèles, tous les photons qui arrivent à la profondeur euphotique peuvent être comptés. En fait, on n'a donc une perte que de 99% : 1 photon sur 100 arrive en bas de la couche euphotique.

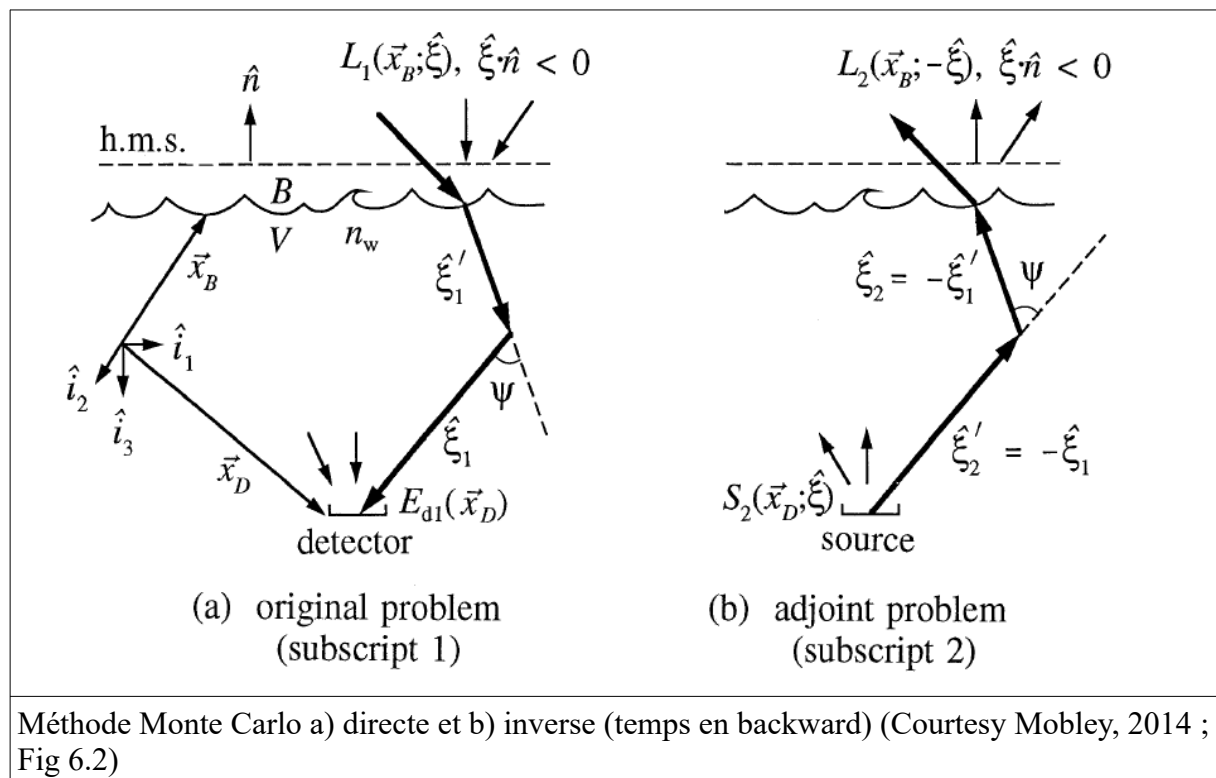
OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimie	Chapitre VI
---	--	-------------

En général pour avoir de bonnes estimations il faut que l'erreur soit inférieure à l'erreur de mesures (par exemple de l'ordre de 2-5 % pour E_d).

L'erreur est liée au nombre de photons n détectés par le capteur et donnée par la formule :
 $\text{erreur} = n^{-1/2}$

Si $n = 10^4$ photons, le nombre de photons mesurés en bas de la couche euphotique, alors l'erreur est de 0,01 et l'on détermine E_d à 1% ; ce qui est satisfaisant. Cela veut dire qu'il faut effectuer une simulation de 10^6 photons ($10^4 * 10^2 = 10^6$) au départ à la surface (et non pas de $10^4 * 10^6 = 10^{10}$ si on prenait le premier calcul effectué ci-dessus).

Cependant, il vaut mieux rentabiliser tous les calculs en effectuant une **simulation de Monte Carlo arrière** ou tous les photons sont utilisés car ils sont suivis dans l'ordre du temps décroissant, du capteur (= la source) vers la surface de l'eau (Gordon, 1985).



2) Méthode du plongement invariant

Méthode analytique (déterministe et non statistique) inventée par Ambarzumian (1943) dans le domaine de l'astrophysique

Propriétés :

- + applicable à toute situation
- + pas de bruit statistique dans les résultats
- + mathématiquement élégante

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	Chapitre VI
---	--	-------------

+ efficace en temps de calcul

- mathématiquement très complexe

Mobley et Preisendorfer ont travaillé pendant 20 ans sur la mise en place et modélisation numérique de la RTE ; voir les 6 volumes de Preisendorfer « Hydrologic Optics » (1976), et le + équations dans Preisendorfer et Mobley, 1988 ; et chapitre 8 de Mobley 1994 pour la version light.

La technique est expliquée brièvement pour le modèle simplifié de la RTE , consistant en les équations « Two-flow ». Elle consiste à transformer :

- un problème linéaire (voir Table 7.1) à 2 équations , 2 inconnues E_d et E_u et 2 conditions limites : air et fond
- en un problème non linéaire à 1 seule condition limite « facilement » résolu par ordinateur

C'est la base du plongement invariant (démarche très complexe).

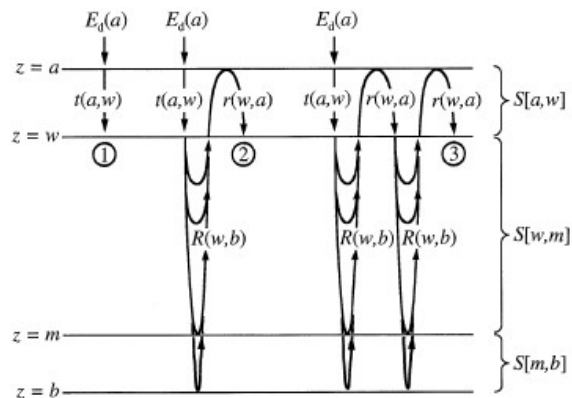


Figure 7,1

Illustration of the physical significance of the two flow equations. The circled numbers correspond to the first three terms of the series expansion in Eq. (7.19) of Mobley (Courtesy Mobley, 1994)

Table 7.1. The two-flow irradiance equations and associated boundary conditions. The underlined quantities are assumed known.

water layer	equations to be satisfied	equation number
$S[a,w]$	$E_u(a) = E_u(w) \underline{t(w,a)} + \underline{E_d(a)} \underline{r(a,w)}$	(7.1)
	$E_d(w) = E_u(w) \underline{r(w,a)} + \underline{E_d(a)} \underline{t(a,w)}$	
$S[w,m]$	$\frac{dE_d(z)}{dz} = E_d(z) \underline{\tau_{dd}(z)} + E_u(z) \underline{\rho_{ud}(z)} + \underline{E_{od}^s(z)}$	(7.3)
	$-\frac{dE_u(z)}{dz} = E_u(z) \underline{\tau_{uu}(z)} + E_d(z) \underline{\rho_{du}(z)} + \underline{E_{ou}^s(z)}$	
$S[m,b]$	$E_u(m) = E_d(m) \underline{r(m,b)}$	(7.5)

with permission from Mobley 1994

Voir chapitres 7 et 8 du livre de Mobley 1994 pour les détails de la méthode utilisée dans le logiciel Hydrolight.

3) Méthode des ordonnées discrètes (« eigenmatrices » ou « discrete ordinates », DO)

C'est une méthode analytique qui est valable pour la RTE. La méthode DO (pour « **discrete ordinates** ») permet la résolution de l'équation du transfert radiatif ou équation de Boltzmann utilisée pour la propagation des particules telles photons, neutrons, neutrinos, etc. Cette méthode a été introduite par Gian-Carlo Wick (1943) et Subrahmanyam Chandrasekhar (1944). Elle consiste à remplacer l'équation continue vis-à-vis des directions de propagation par un système linéaire portant sur des directions choisies a priori. (pour plus de détails, voir https://www.frwiki.org/wiki/Méthode_SN).

L'espace angulaire Ω est discrétisé en N directions Ω_i . D'une façon générale il est préférable de respecter une certaine symétrie. Dans le cas où la solution est à symétrie azimutale on utilise généralement comme directions les zéros des polynômes de Legendre. Dans Stamnes (1988), la fonction de phase de diffusion est donc approximée comme une série de polynômes de Legendre.

Si la fonction de phase n'est pas trop « pointue » pour l'angle de diffusion proche de 0° , la série peut se limiter à 3 termes et être efficace. Si la fonction de phase est « pointue » près de

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	Chapitre VI
---	--	-------------

0° comme elle l'est généralement dans les eaux océaniques, la série doit alors inclure une centaine de termes et devient beaucoup plus lourde en temps de calcul.

Cette méthode est en fait plus adaptée à l'atmosphère pour la diffusion de Rayleigh (VSF proche de $(1+\cos^2 \psi)$ donc très peu pointue proche de 0) ; domaine dans lequel elle avait été initialement mise en application.

This powerful solution method is based on *approximating the scattering phase function as a series of Legendre polynomials, truncated to a finite number $2n$ of terms*:

$$\tilde{\beta}(\psi) \approx \sum_{k=0}^{2n-1} g_k P_k(\cos\psi). \quad (9.1)$$

Here the g_k are the *expansion coefficients*, and the P_k are *Legendre polynomials*. It will prove convenient [see Eqs. (9.6) and (9.11)] to have an even number of terms in Eq. (9.1), hence the upper limit of $2n-1$ in the sum. For the moment, we consider n to be an arbitrary integer; we shall discuss below how to determine its value.

Legendre polynomials are treated in textbooks on mathematical methods of physics, for example Boas (1983) or Mathews and Walker (1965). They can be defined in general by

$$P_k(x) \equiv \frac{1}{2^k k!} \frac{d^k}{dx^k} (x^2 - 1)^k,$$

where $x = \cos\psi$ in the context of Eq. (9.1). The first few Legendre polynomials are

$$\begin{aligned} P_0(x) &= 1 & P_3(x) &= \frac{1}{2}(5x^3 - 3x) \\ P_1(x) &= x & P_4(x) &= \frac{1}{8}(35x^4 - 30x^2 + 3) \\ P_2(x) &= \frac{1}{2}(3x^2 - 1) & P_5(x) &= \frac{1}{8}(63x^5 - 70x^3 + 15x). \end{aligned} \quad (9.2)$$

The P_k form a complete set of orthogonal functions on the interval $-1 \leq x \leq 1$. They satisfy the orthogonality relation

$$\int_{-1}^1 P_k(x) P_m(x) dx = \frac{2}{2m+1} \delta_{k,m}, \quad (9.3)$$

where $\delta_{k,m}$ is the Kronecker delta function of Eq. (1.19).

Pour plus de détails voir Stamnes (1988)

Propriétés :

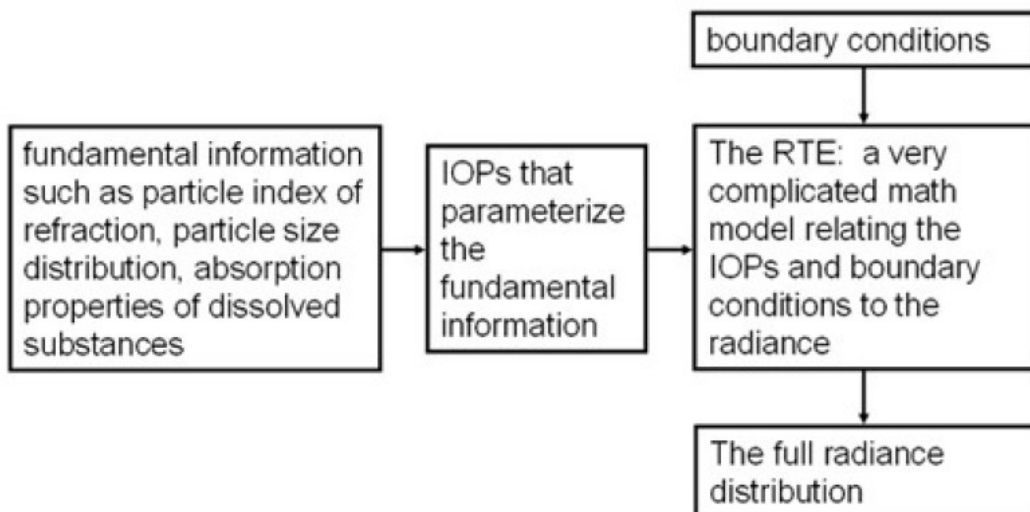
- + très efficace pour la RTE
- + L à toute profondeur, pour n'importe quelle direction ξ
- inefficace pour une fonction de phase de diffusion très « pointue »
- inefficace si les IOPs varient avec z
- effets du vent à la surface ne sont pas bien rendus

Voir Mobley (1994) pour plus de détails sur ces 3 premières méthodes et les autres méthodes de résolution de la RTE

D) Méthode inverse

IOPs \rightarrow RTE \rightarrow (L) \rightarrow AOPs Problème direct
 \leftarrow ----- \leftarrow Problème inverse

La résolution du problème direct n'est pas trivial.



http://www.oceanopticsbook.info/view/remote_sensing/inverse_problems Fig 1

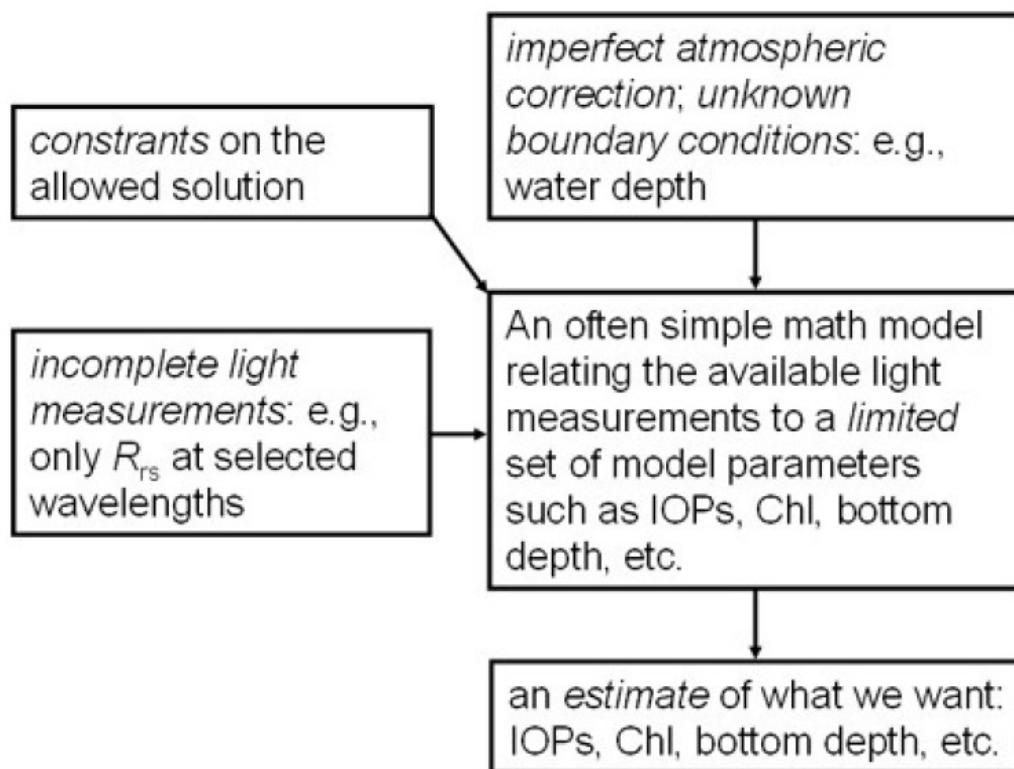
OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	Chapitre VI
---	--	-------------

Mais, au moins, comme indiqué en début de section C, la solution de l'équation RTE est unique, i.e. il existe une seule luminance satisfaisant en un point, une longueur d'onde, dans une direction donnée, l'équation RTE.

Cependant, si cette luminance est connue, dans le sens inverse, il n'est pas sur que l'on puisse déterminer les IOPs qui ont abouti à une telle luminance, ni que ceux-ci soient uniques.

Les deux problèmes spécifiques (et majeurs) avec les méthodes inverses sont :

- l'unicité de la solution
- la sensibilité aux erreurs (de petites erreurs en L_w peuvent aboutir à des IOPs complètement fausses)



http://www.oceanopticsbook.info/view/remote_sensing/inverse_problems Fig 2

Il faut par exemple au moins connaître dL/dz ; et encore ce n'est pas toujours suffisant. Cela peut l'être dans les situations où la diffusion est isotrope (certains cas atmosphériques ou dans la diffusion de neutrons ; mais pas dans le milieu océanique).

Le problème inverse n'est pas encore résolu pourtant c'est un problème d'intérêt majeur car c'est ce que l'on voudrait faire avec les données satellitales.

$$L_{\text{sat}} = L_{\text{atm}} + t L_w$$

avec $L_w = 2\%$ de L_{sat} Une fois L_{atm} soustrait et les corrections atmosphériques effectuéesSi on connaît ou que l'on peut modéliser E_d , alors on a $R_{rs} = L_w/E_d$

D'où l'on veut dériver les composantes de l'eau de mer.

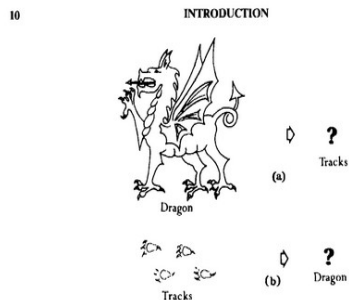


Figure 1.5 (a) The direct problem: Describe the tracks of a given dragon. (b) The inverse problem: Describe a dragon from its tracks.

Bohren and Huffman, 1987, Absorption and Scattering of Light by Small Particles, book, ed Wiley, réédité en 2008

Problème direct : décrire les empreintes d'un dragon

Problème inverse : décrire le dragon à partir de ses empreintes



ftp://ftp.ingv.it/pub/antonio.montuori/Corso_Telerilevamento_SAR_2014/Remote_Sensing/Materiale_Didattico_Migliaccio_2014/8.Inverse_Problems.pdf

Classification des problèmes inverses (adapté de Mobley Ocean Optics Book on the web)

Il existe de nombreux types de problèmes inverses. Par exemple, il y a des problèmes de caractérisation moyennes, dont le but est d'obtenir des informations sur les IOP du milieu, qui dans notre cas est le corps de l'eau avec tous ses constituants. Ceci est le type de problème que nous considérons ici. Il y a aussi des problèmes de caractérisation d'« objets cachés », dont le but est de détecter ou obtenir des informations sur un objet noyé dans le milieu, par exemple un sous-marin immergé. Les problèmes inverses peuvent utiliser des mesures optiques réalisées in situ, comme avec l'utilisation de l'équation de Gershun (voir ci-dessous) pour obtenir le coefficient d'absorption. La télédétection utilise les mesures effectuées à l'extérieur du milieu, généralement à partir d'un satellite ou d'un aéronef.

Un autre type de problème inverse cherche à déterminer les propriétés des particules individuelles de la lumière diffusée par les particules simples. Ces problèmes commencent généralement avec des connaissances considérables sur les particules (par exemple, les particules sont sphériques et ont un rayon connu), puis cherchent à déterminer d'autres

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimie	Chapitre VI
---	--	-------------

informations spécifiques (comme l'indice des particules de réfraction). Les algorithmes d'inversion associés supposent généralement que la lumière détectée a été individuellement dispersées. Même ces problèmes très contraints peuvent être très difficiles. Dans l'océan, il est aussi impossible d'échapper à la diffusion multiple, ce qui complique grandement notre problème, et nous ne disposons généralement pas de l'indispensable connaissance a priori des propriétés des particules individuelles nécessaires pour contraindre l'inversion.

Les techniques de résolution des problèmes inverses se répartissent en deux catégories: explicites et implicites. Les **solutions explicites** sont des formules qui donnent les IOPs désirées en tant que fonctions de quantités radiométriques mesurées. Un exemple simple est la loi de Gershun fournissant l'absorption en fonction des éclairissements. Les **solutions implicites** sont obtenues en résolvant une série de problèmes directs ou en avant. Grossièrement, nous pouvons imaginer avoir une réflectance de télédétection mesurée (ou un ensemble de mesures de luminance ou d'éclairissements mesurés sous l'eau). Nous résolvons alors des problèmes directs pour prédire la réflectance pour chacun de nombreux ensembles différents de IOP. Chaque facteur de réflectance prédite est comparée à la valeur mesurée. Les IOP associés à la réflectance prédite qui correspond le mieux à la réflectance mesurée sont ensuite prises pour être la solution du problème inverse. Un tel plan d'attaque peut être efficace que si nous avons une façon rationnelle de passer d'une IOP à l'autre, de sorte que la séquence de solutions directes converge vers la réflectance mesurée ou éclairissement.

une méthode inverse simplifiée : la loi de Gershun

la RTE peut s'écrire :

$$\mu \frac{dL}{dz} = -c L + L^e + L^i + L^s$$

Si il n'y a pas de diffusion inélastique ni de source interne, il reste :

$$\mu \frac{dL}{dz} = -c L + L^e$$

qui, intégrée sur toute la sphère, donne :

$$d/dz(Ed-Eu) = -cEo + bEo = -aEo$$

$$a = -1/Eo \frac{d}{dz}(Ed-Eu)$$

Avec relativement peu d'hypothèses, on peut obtenir une IOP le coefficient d'absorption en fonction de Ed, EU et Eo.

Ces hypothèse sont acceptables pour des milieux peu diffusifs.

E) Modélisation bio-optique (production primaire ..)

Behrenfeld, M., and P. Falkowski (1997). A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnology and Oceanography* 42 (7), 1479–1491.

Système de classification des modèles de production primaire basé sur 4 niveaux d'intégration mathématique.

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimie	Chapitre VI
---	--	-------------

En effet au moins un nouveau modèle de PP intégré sur la profondeur est apparu tous les 2 ans dans la littérature pendant ces 40 dernières années.

Tous ces modèles peuvent être écrit simplement en égalisant

ΣPP production primaire intégrée sur la profondeur

avec des facteurs incluant

Csurf biomasse phytoplanctonique de surface

Φ , φ , $P^{b\text{opt}}$, P^b variable photoadaptative

Z_{eu} profondeur de la couche euphotique

F fonction dépendant de l' éclairement

DL longueur du jour

R respiration phytoplanctonique

la majeure différence entre les modèles est la description de F

(alors que les conclusions montreront qu'en fait l'éclaircement n'a qu'une influence mineure sur ΣPP)

I. Wavelength-resolved models (WRMs)

$$\sum PP = \int_{\lambda=400}^{700} \int_{t=\text{sunrise}}^{\text{sunset}} \int_{z=0}^{Z_{eu}} \Phi(\lambda, t, z) \times \text{PAR}(\lambda, t, z) \times a^*(\lambda, z) \times \text{Chl}(z) d\lambda dt dz - R$$

II. Wavelength-integrated models (WIMs)

$$\sum PP = \int_{t=\text{sunrise}}^{\text{sunset}} \int_{z=0}^{Z_{eu}} \varphi(t, z) \times \text{PAR}(t, z) \times \text{Chl}(z) dt dz - R$$

III. Time-integrated models (TIMs)

$$\sum PP = \int_{z=0}^{Z_{eu}} P^b(z) \times \text{PAR}(z) \times DL \times \text{Chl}(z) dz$$

IV. Depth-integrated models (DIMs)

$$\sum PP = P^{b\text{opt}} \times f[\text{PAR}(0)] \times DL \times \text{Chl} \times Z_{eu}$$

Diapos suivantes extraites de la présentation du papier Behrenfeld et Falkowski, 1997 par Marion Kersale (M2, 2009).

[Pour creuser plus, il faut lire aussi

Behrenfeld, M. and E. Boss, 2014. Resurrecting the ecological underpinnings of ocean plankton blooms. Annual Review of Marine Science, 6, 167-194, DOI: 10.1146/annurev-marine-052913-021325

(à télécharger sur http://misclab.umeoce.maine.edu/publications/scientific_articles.php)]

Système de classification

I. Wavelength-resolved models (WRMs)

$$\sum PP = \int_{\lambda=400}^{700} \int_{t=\text{sunrise}}^{\text{sunset}} \int_{z=0}^{Z_{\text{eu}}} \Phi(\lambda, t, z) \times \text{PAR}(\lambda, t, z) \times a^*(\lambda, z) \times \text{Chl}(z) d\lambda dt dz - R$$

II. Wavelength-integrated models (WIMs)

$$\sum PP = \int_{t=\text{sunrise}}^{\text{sunset}} \int_{z=0}^{Z_{\text{eu}}} \varphi(t, z) \times \text{PAR}(t, z) \times \text{Chl}(z) dt dz - R$$

III. Time-integrated models (TIMs)

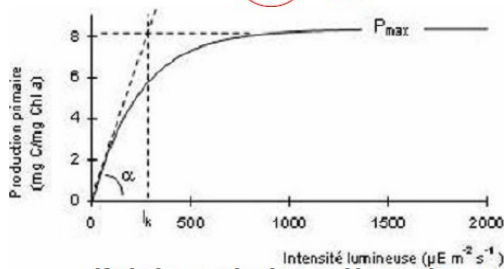
$$\sum PP = \int_{z=0}^{Z_{\text{eu}}} P^b(z) \times \text{PAR}(z) \times DL \times \text{Chl}(z) dz$$

IV. Depth-integrated models (DIMs)

$$\sum PP = P_{\text{opt}}^b \times f[\text{PAR}(0)] \times DL \times \text{Chl} \times Z_{\text{eu}}$$

Relation
Photosynthèse-lumière

Mesure directe de la
production primaire
nette



Etude des profils de $\sum PP$ en fonction de la
profondeur = Relation lumière photosynthèse

PB : Noms de variables identiques

$$P_{\text{max}}^b \longrightarrow P_{\text{opt}}^b \quad \alpha^b \longrightarrow \alpha_{\text{opt}}^b$$

Relation photosynthèse-lumière

note : Le facteur a^* est généralement donné (extrait de Mobley, 1994):

Table 3.7. Absorption by pure sea water, a_w , and the nondimensional chlorophyll-specific absorption coefficient, $a_c^{*'}$, for use in Eq. (3.27).^a

λ (nm)	a_w (m^{-1})	$a_c^{*'}$	λ (nm)	a_w (m^{-1})	$a_c^{*'}$	λ (nm)	a_w (m^{-1})	$a_c^{*'}$
400	0.018	0.687	500	0.026	0.668	600	0.245	0.236
410	0.017	0.828	510	0.036	0.618	610	0.290	0.252
420	0.016	0.913	520	0.048	0.528	620	0.310	0.276
430	0.015	0.973	530	0.051	0.474	630	0.320	0.317
440	0.015	1.000	540	0.056	0.416	640	0.330	0.334
450	0.015	0.944	550	0.064	0.357	650	0.350	0.356
460	0.016	0.917	560	0.071	0.294	660	0.410	0.441
470	0.016	0.870	570	0.080	0.276	670	0.430	0.595
480	0.018	0.798	580	0.108	0.291	680	0.450	0.502
490	0.020	0.750	590	0.157	0.282	690	0.500	0.329
						700	0.650	0.215

^a Condensed with permission from Prieur and Sathyendranath (1981), who give values every 5 nm.

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	Chapitre VI
---	--	-------------

Conclusion du papier

2/ Synthèse

- **Variabilité de ΣPP** a été divisée en l'associant à chaque variable d'un DIM standard

$$\Sigma PP := C_{surf} \times Z_{eu} \times P_{opt}^b \times DL \times F,$$

➡ Amélioration des évaluations de ΣPP entre les catégories est négligeable

Si un paramétrage équivalent est fait pour la variabilité horizontale de P_{opt}^b et E_k^*

+ une dépendance linéaire de E_o n'est pas supposée

➡ La **variabilité de E_o** est responsable d'une partie mineure de la variabilité de ΣPP

EVOLUTION DES MODELES ➔ AMELIORATION RESTREINTE DES ESTIMATIONS DE ΣPP

Effort sur la compréhension des causes de variabilité des facteurs physiologiques les + influents sur la variabilité de la productivité du phytoplancton

extrait du papier :

« We partitioned variability in ΣPP into that associated with each variable in the standard DIM (Eq. 11) and found that nearly all (-85%) could be attributed to changes in depth-integrated biomass (i.e. $C_{sat} \times Z_{eu}$) and spatial (i.e. horizontal) variability in the photoadaptive variable P_{opt}^b . Only a small fraction (< 15%) of variability in ΣPP can be attributed to the cumulative effect of E_o -dependent changes in the depth of light saturation (F), spatial variability in E_k^x , and vertical variability in C_z and E_k^x . Because it is the variable description of the vertically resolved factors that distinguishes different categories of ΣPP models, it appears that the potential for improvements in ΣPP estimates between categories is negligible, so long as equivalent parameterizations are used between models for the horizontal variability in P_{opt}^b and E_o and a linear dependence on E , is not assumed.

That variability in E_o explains a relatively minor portion of the variability in ΣPP is perhaps the most counterintuitive result of our investigation, because the effect of E_o on P_z is so clear that any biological oceanographer or limnologist could differentiate between P_z profiles from low-light and high-light conditions without any additional information.

However, this unavoidable conclusion is a consequence of the exponential attenuation of E_z restricting the effect of the full range in E_o on variability in ΣPP to a small fraction of that attributable to variability in P_{opt}^b and ΣC .

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sciences de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	Chapitre VI
---	--	-------------

Specifically, changes in E_0 typically contribute a factor of ~ 2 to variability in ΣPP , which is a small fraction of the three orders of magnitude variability observed in ΣPP .

The widespread use of light as the principal forcing component in ΣPP models is understandable, because physical processes governing the wavelength-specific distribution of light in the world's oceans are well characterized and easily rendered into mathematical formulations and computer code.

Consequently, models have been developed with the capacity to relate production at any depth to the spectrally dependent absorption of time-dependent irradiance.

Conceivably, this reductionist approach could be continued ad infinitum but with negligible benefits, toward improving model estimates of ΣPP .

The intent of this report was not to diminish the important advances made in the development of WRMs, for such models provide a sound foundation for developing mechanistic productivity models once a better understanding of algal physiology has been achieved. Rather, we hope this analysis demonstrates the fundamental synonymy between models and will help usher the productivity modeling community into abandoning a long history of parallel and redundant modeling efforts. By doing so, a more focused effort can be made in the future on understanding the underlying causes of variability in physiological factors most influential on variability in depth-integrated phytoplankton productivity. »