

CHAPITRE 4

La théorie de MO appliquée dans la CLS régionale: examen des pratiques actuelles et de l'état de la recherche.

Nous avons vu au cours des chapitres précédents que la mesure des flux turbulents H et LE n'est réalisée de manière opérationnelle qu'en un nombre très limité de stations météorologiques. L'environnement des stations dépendant des institutions météorologiques nationales est choisi pour sa compatibilité avec les normes de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et le couvert végétal concerné est un gazon de hauteur standard. Dans ce chapitre nous commencerons par examiner l'état de la connaissance actuelle découlant des mesures réalisées au dessus d'autres couverts végétaux. Ces informations proviennent de résultats de campagnes de mesures ou, depuis peu, de stations de mesures dites "à long terme".

Nous synthétiserons ensuite l'état d'avancement de la modélisation des flux des surfaces hétérogènes. Notre attention se portera successivement sur les modèles météorologiques et sur les algorithmes exploitant des données obtenues par télédétection.

IV.1 Informations disponibles relatives à l'estimation des flux turbulents H et LE et de l'ETR des surface naturelles tirées des observations

Les mesures de flux turbulents ont tout d'abord commencé à être réalisées dans le cadre de campagnes de mesures de quelques semaines. L'amélioration des systèmes d'observation a permis d'étendre à quelques années les campagnes les plus récentes. Les campagnes de mesures visent à engranger de manière intensive des informations sur les variables non mesurées en routine. Elles s'intéressent notamment à la variabilité spatiale des grandeurs mesurées et à leur évolution diurne et sur l'ensemble de la période d'observation. La nécessité s'est ensuite fait sentir de mieux connaître la variabilité temporelle saisonnière et pluri-annuelle. Les stations de mesure de flux à long terme ont été créées pour répondre à ce besoin. Nous parlerons successivement ci-dessous des campagnes de mesure (point IV.1.A) et des stations de mesures à long terme (point IV.1.B).

IV.1.A les campagnes de mesures internationales

Afin d'étudier des variables d'intérêt ne faisant pas partie des variables mesurées en routine par la plupart des centres météorologiques et d'élargir la collecte de données aux surfaces naturelles, plusieurs campagnes de mesures successives ont été programmées à partir de la fin des années 1980. Ces campagnes sont réalisées dans le cadre de programmes de recherche internationaux. Nous citerons les principales:

- MESOGER-83 (Weill *et al.*, 1988): une vingtaine de journées d'observation lors de l'automne 1984 dans le Gers en France;
- HAPEX-MOBILHY (André *et al.*, 1986, 1988): observations réalisées dans les Landes en France en 1986 sur une surface de 10^4 km² soit l'ordre de grandeur de la taille d'une maille de modèle GCM (pour "Global Circulation Model", appellation anglophone utilisée même en français pour désigner un modèle global de prévision numérique);
- FIFE (Kanemasu *et al.*, 1992; Sellers *et al.*, 1992, Seller et Hall, 1992): six périodes de mesures intensives étalées sur les années 1987 et 1989 dans une région de 15×15 km de prairie haute au Kansas (USA);
- EFEDA (Bolle *et al.*, 1993): campagne intensive de mesures réalisée en juin 1991 en 3 sites répartis sur une surface de 30×30 km² dans la région de Castilla la Mancha (plateau du centre de l'Espagne); un des objectifs principaux est l'analyse des flux turbulents des régions agricoles irriguées ou non en zone semi-aride;
- HAPEX-Sahel (Goutorbe *et al.*, 1994, 1997, Prince *et al.*, 1995, Dolman *et al.*, 1997): campagne réalisée au Niger (Sahel) au cours de la période 1991-1992 avec une période intensive de mesures à la transition entre la saison humide et la saison sèche d'août à octobre 1992;
- REKLIP (Kalthoff *et al.*, 1999): observations réalisées dans la région du Rhin entre Karlsruhe (Allemagne) au nord et Bâle (Suisse) au sud de 1992 à 1995 à l'aide de 36 stations de mesures du bilan radiatif et des flux turbulents par la méthode du rapport de Bowen;
- BOREAS (Sellers *et al.*, 1995a, 1997b; Hall, 1999): observations réalisées au cours des années 1993 à 1997 avec plusieurs périodes de mesures intensives au cours des années 1994 et 1996 dans une région de forêt boréale de 10^4 km² couvrant une grande partie des provinces du Saskatchewan et du Manitoba au Canada; certains programmes de mesures ont été maintenus au-delà de 1997;
- NOPEX (Halldin *et al.*, 1998, 1999a, b, Lundin *et al.*, 1999): observations réalisées à partir de 1994 dans une région d'environ 50×75 km du sud de la Suède représentative de la zone boréale européenne; cette région est dominée par la forêt bien qu'elle comprenne aussi des régions agricoles; une particularité de NOPEX est de prévoir dès le départ la réalisation de mesures continues et à long terme en plus d'une série de campagnes intensives au cours des périodes allant de mai à juin 1994 et d'avril à juillet 1995;
- MUREX (Calvet *et al.* 1999): station située à 30 km au sud-ouest de Toulouse exploitée de 1995 à 1998 par Météo-France; elle est équipée pour estimer les flux par la méthode des profils et l'humidité du sol; la surface consiste en une prairie dense;
- SALSA (Chehbouni *et al.*, 2000a): premier programmes de mesures sur une longue période (prévu pour une durée de 5 à 7 ans) dans une région semi-aride, ici un bassin versant du Mexique;

- CASES et ABLE (Le Mone *et al.*, 2000): programme de mesures à long terme et campagnes de mesures intensives ayant débuté en 1997 dans le bassin versant de la rivière Walnut au Kansas (USA) principalement couvert de prairies et de cultures; ce programme pluridisciplinaire se focalise sur l'interaction entre la surface et l'atmosphère mais comprend aussi un volet couche limite atmosphérique et un volet hydrologique;
- OASIS (Leuning *et al.*, 2004): campagne réalisée au cours des printemps australs 1994 et 1995 dédiée à l'étude des processus d'agrégation et désagrégation le long d'un transect de 100 km en Australie. En plus des flux de surface d'énergie et de vapeur d'eau, cette campagne s'intéresse aussi aux flux de CO₂ et de gaz en trace (NH₄, N₂O).

Les premières campagnes ont eu pour but principal de collecter des données en vue d'améliorer les paramétrisations utilisées dans les modèles GCM pour estimer les flux turbulents à l'échelle de la maille de ces modèles. Il importe tout d'abord de mieux connaître à l'aide de systèmes d'observation les valeurs de flux des principaux types de surface représentés dans la maille. L'étude de leur variabilité en fonction de la nature et des propriétés de la surface doit aboutir à l'établissement de paramétrisations en fonction des variables explicitement représentées dans le modèle. Ensuite, se pose encore la question de la méthode d'agrégation des flux mesurés et de leur comparaison avec les valeurs produites à l'échelle de la maille du modèle. Nous verrons plus loin que ces questions ne sont pas encore complètement résolues aujourd'hui.

La nécessité de réaliser au préalable des comparaisons entre différents instruments (du même type ou non) s'est rapidement imposée. C'est ainsi qu'en examinant les données de la campagne FIFE, Kanemasu *et al.* (1992) notent, en un même site au cours de la période diurne, de 6 à 20 % de différences pour *LE* (10 à 30 % pour le rapport de Bowen) selon que l'instrument provient ou non du même constructeur; la méthode de covariance fournit systématiquement des valeurs plus petites pour *H* et *LE* que la méthode du rapport de Bowen; le terme *Rn-G* serait par ailleurs surestimé par l'instrumentation de la méthode du rapport de Bowen. D'une manière générale, on distingue quatre causes principales d'erreur:

- 1) l'étalonnage impropre des senseurs;
- 2) des défauts temporaires du système de mesure (déficiences des capteurs ou du système électronique, dysfonctionnements du matériel ou du logiciel du calculateur affecté à l'acquisition des données);
- 3) la présence de dépôts sur les capteurs (humidité, poussière, givre, neige, ...) ou provoquées par des contrastes ou des conditions atmosphériques extrêmes (température, humidité, vent);
- 4) le fait qu'aucun capteur n'a une réponse instantanée à une impulsion environnementale du fait de son temps de réponse et qu'aucun signal produit n'est dépourvu de bruit.

La difficulté d'obtenir des valeurs sûres en un point précis a été un frein dans l'établissement rapide de conclusions générales pour les surfaces hétérogènes et a été une des premières raisons motivant des campagnes de mesures successives.

Lors de l'expérience FIFE, un objectif supplémentaire a été d'examiner la possibilité d'exploitation d'images satellitales, principalement à haute résolution spatiale

(moins de 100m) pour déduire les flux de surface. Le projet REKLIP quant à lui introduit une dimension plus climatologique dans le sens qu'il s'intéresse à la variabilité sur différentes échelles de temps allant de la demi-heure à l'année. Le but poursuivi est également d'obtenir des données pour améliorer les paramétrisations à méso-échelle et est également partagé par les projets ultérieurs. Les derniers programmes cités comprennent une composantes de mesures à long terme et sont toujours en cours actuellement.

Les recherches se poursuivent donc au niveau international et sont notamment coordonnées par le projet "Biospheric Aspect of the Hydrological Cycle" (BAHC) (Hutjes *et al.*, 1998) dans le cadre de l'"International Geosphere Biosphere Programme" (IGBP) et par le groupe d'activités dénommé "Global Energy and Water Cycle Experiment" (GEWEX) dépendant du "World Climate Research Programme" (WCRP) de l'OMM. Diverses régions du monde ont été sélectionnées dans le cadre de GEWEX telles celles du Mississippi (Coughlan et Avissar, 1996), du Mackenzie (Stewart *et al.*, 1998), de l'Amazonie et de la mer Baltique (Raschke *et al.*, 1998, Raschke, 2000).

Les diverses campagnes de mesures mettent en évidence la complexité des interactions entre la surface et l'atmosphère. Les résultats ne sont pas évidents à reproduire par la modélisation; nous verrons plus loin (au point IV.1.C) qu'ils dépendent notamment de la nature de la surface, des conditions atmosphériques et environnementales du moment ainsi que du climat de la zone étudiée. L'espoir initial d'obtenir des paramétrisations simples mais pertinentes pour les modèles GCM a fait place progressivement à la nécessité de mieux appréhender les processus à méso-échelle (ou même à échelle spatiale plus fine) et la variabilité temporelle, jusqu'à l'échelle interannuelle, des variables d'intérêt. Cette dernière quête est à l'origine des mesures à long terme entreprises.

IV.1.B les sites de mesures à long terme

Ce n'est que dans la deuxième moitié des années 1990 qu'un intérêt pour les stations de mesures à long terme a explosé. On peut énumérer pour l'Europe les sites suivants:

- Cabauw (van Ulden et Wieringa, 1996; Beljaars et Bosveld 1997): voir le chapitre précédent;
- Lindenberg (Müller *et al.* 1995, Neisser *et al.*, 2002, Beyrich *et al.*, 2004): station situé au sud de Berlin et dépendant de l'institut météorologique allemand; elle s'intègre dans le programme LITFASS dédié à l'étude des flux à différentes échelles d'une surface hétérogène;
- les stations initiées dans le cadre du projet EUROFLUX (Aubinet *et al.*, 2000, Valentini *et al.*, 2000, Valentini, 2003) en 1996 et dont les observations se poursuivent actuellement dans le cadre du programme CarboEurope et plus spécifiquement du projet Carboeuroflux (Gu *et al.*, 2001) qui, comme leur nom l'indique, se focalisent sur l'estimation des flux de CO₂.

Le réseau EUROFLUX constitue la partie européenne du réseau mondial FLUXNET (Running *et al.*, 1999, Valentini *et al.*, 1999, Baldocchi *et al.*, 2001). Ce dernier compte actuellement près de 300 stations localisées majoritairement aux Etats-Unis. On

peut encore noter, aux USA, les stations du réseau ARM/CART (Stokes et Schwartz, 1994) et quelques stations incorporées au réseau de mesure de flux radiatifs de surface (Augustine *et al.*, 2000).

Alors que les sites de Cabauw et Lindenberg ont pour vocation première l'étude de la couche limite, un des buts essentiels poursuivis en établissant les autres sites mentionnés est l'obtention de données en vue d'améliorer les paramétrisations des schémas de transfert sol-végétation-atmosphère ("SVAT") dont il sera notamment question plus loin (au point IV.3). En particulier, le but des mesures à long terme est d'enregistrer des données sur les variables mal connues (et modélisées) et sur les phénomènes rares. Il semble évident qu'il n'y aura jamais suffisamment de mesures pour caractériser les flux de tous les écosystèmes terrestres dans toutes les conditions possibles. Le rôle attendu des modèles est de prendre le relais pour interpoler et extrapoler les mesures de flux dans le temps et dans l'espace (Running *et al.*, 1999).

IV.1.C résultats généraux tirés des campagnes d'observations

Pour schématiser les résultats, on peut distinguer deux catégories de facteurs - interdépendants - qui influencent les flux turbulents: les facteurs atmosphériques et la nature de la surface. Nous détaillons ces deux aspects ci-dessous.

a. Les facteurs atmosphériques

Le rayonnement net R_n est sans conteste la variable principale déterminant les fluctuations du cycle diurne des flux turbulents H et LE ; le déficit de saturation de l'air est une autre variable importante. Nous verrons ci-dessous que la relation entre les variables météorologiques et les flux turbulents dépend de la nature de la surface considérée.

Les précipitations P , et la longueur des épisodes sans pluie, conditionnent tout à la fois la répartition spatiale des flux pour les pas de temps inférieurs à la journée et les variations interannuelles des valeurs moyennes via le stockage d'eau disponible dans le sol. Les flux turbulents seront plus ou moins sensibles à l'humidité du sol selon la nature de la surface. Le sol nu, directement exposé au rayonnement solaire, et la végétation courte, avec faible profondeur d'enracinement, seront les plus sensibles aux fluctuations de l'humidité du sol. La végétation haute, ayant une profondeur d'enracinement élevée, ne sera exposée qu'aux sécheresses prolongées. Quelques caractéristiques de la relation entre les précipitations et l'évaporation ETR sont rapportées dans le cadre de la campagne REKLIP (Kalthoff *et al.*, 1999). Dans la vallée du Rhin, le rapport des moyennes annuelles ETR/P varie d'une année à l'autre, allant de 0,55 pour une année humide (avec davantage de limitation due au flux radiatif) à 0,90 pour une année plus sèche. Dans cette région, les valeurs moyennes mensuelles $P-ETR$ y sont négatives de mars à août pour les prairies et les cultures. Cette différence reste positive toute l'année dans les régions d'altitude plus élevées de la Forêt Noire subissant des précipitations plus importantes.

La dépendance en fonction de l'altitude des variables énergétiques de surface a également été étudiée par Kalthoff *et al.* (1999) dans le cadre de la campagne REKLIP. Le

rayonnement net R_n décroît en moyenne de $18 \text{ W m}^{-2} \text{ km}^{-1}$ sur 1000 m d'altitude; la diminution est associée à celle de bilan radiatif solaire $K^* = K\downarrow - K\uparrow$ principalement dû à l'augmentation de l'albédo en hiver et au printemps dans les régions montagneuses (à cause de la présence de neige) et à une couverture nuageuse plus importante en été dans les régions d'altitude. Sur toute la gamme d'altitudes considérées, le flux de chaleur sensible varie peu alors que le flux de chaleur latente diminue environ comme le rayonnement net ($17 \text{ W.m}^{-2} \text{ km}^{-1}$). Par conséquent, la proportion entre les flux H et LE (rapport de Bowen) augmente de 0,25 dans la vallée à 0,6 dans la région de la Forêt Noire. Par ailleurs, les précipitations moyennes annuelles avec l'altitude passent de 800 mm/an dans la vallée à 1400 mm/an dans la Forêt Noire, soit une augmentation de 600 mm/an. Cette croissance de P avec l'altitude n'est pas compensée par une diminution correspondante de l' ETR (de 620 à 370 mm/an), de sorte que la différence $P - ETR$ croît rapidement avec l'altitude et le rapport des valeurs moyennes ETR/P passe de 0,75 à 0,25. En dessous de 700 m (qui correspond à l'altitude maximale en Belgique) la variabilité spatiale de LE ($0\text{-}20 \text{ W.m}^{-2}$ en moyenne annuelle) d'une station à l'autre sur l'ensemble de la région étudiée est plus importante que la décroissance moyenne en fonction de l'altitude.

Nous verrons, sur base de quelques exemples, que les caractéristiques des flux H et LE dépendent non seulement des types de végétation, mais aussi des adaptations géographiques spécifiques de la végétation à son environnement (altitude, climat, sol, ...).

b. La nature de la surface

Afin de faire percevoir au lecteur l'itinéraire et les résultats progressifs de la recherche de ses dernières années, nous commençons par reproduire ci-dessous un échantillonnage de résultats tirés de la littérature.

Nous les présentons répartis en deux catégories: l'une est relative aux surfaces couvertes par les prairies ou cultures, l'autre a trait aux couverts forestiers. Ces deux catégories sont majoritairement représentées sur la surface continentale des régions tempérées d'Europe, et il sera utile de les distinguer par la suite. Nous donnerons aussi des résultats relatifs à des conditions différentes de celles qui prévalent dans nos régions afin de les situer dans un contexte plus général. Nous synthétiserons ensuite les principaux éléments qui nous paraissent pertinents pour le climat de la Belgique à la figure 4.1.

i. prairies et cultures

- * Tsvang *et al.* (1991) comparent les flux H et LE par méthode de covariance et mesurent des profils au dessus de divers types de céréales; ils obtiennent des résultats similaires de sorte qu'une mesure au-dessus d'un type est représentative des autres;
- * Grunvald *et al.* (1996) rapportent des résultats de la campagne de mesure EFEDA; dans cette région au climat méditerranéen, la répartition des flux est complètement différente pour les zones irriguées (LE domine sur H) ou non (LE est presque négligeable);
- * Doran *et al.* (1998) exploitent, sur base de données ARM-CART (cf. section IV.1.B), un vingtaine de journées en juin- juillet pour lesquelles les flux H sont plus élevés pour

le blé d'hiver que pour les pâturages;

- * Kalthoff *et al.* (1999) indiquent sur base de données obtenues lors de la campagne REKLIP que les surfaces agricoles ont un rayonnement net similaire à celui des prairies tout au long de l'année mais une répartition différente des flux de chaleur sensible et latente: au cours de la période de croissance, les valeurs moyennes mensuelles de LE sont plus élevées et H plus faibles au-dessus des cultures que des prairies (quelques pourcentages sont cités pour des cultures particulières: au cours de la période de juin à juillet, l'excès, par rapport aux pâturages, des valeurs moyennes mensuelles du flux de chaleur latente est de 30 % pour les tournesols, 20 % pour le blé et 15 % pour l'orge); au contraire, des valeurs LE nettement plus faibles et H plus élevées sont observées au printemps lorsque les terres sont encore en jachère ou à la fin de l'été dès l'approche de la période de récolte; à cause des compensations qui se produisent au cours de l'année, il y a cependant peu de différences entre prairies et cultures en ce qui concerne les valeurs moyennes annuelles de LE et H .
- * Soegaard (1999) fait état de deux mois d'observations en fin de période de croissance sur une zone agricole de Suède: il y a peu de différence entre les flux de deux céréales (orge et blé);
- * Polonio et Soler (2000): étudient 1 zone irriguée et 2 zone sèches de cultures en Catalogne (Espagne) au cours de la période allant d'octobre 1997 à juillet 1998; quand le sol n'est pas irrigué, le flux de chaleur sensible peut dépasser le flux de chaleur latente même en période de croissance de la végétation; le rapport H/LE peut être très largement plus grand que 1 (jusqu'à ce que H utilise presque toute l'énergie disponible) en été; en zone irriguée, le flux de chaleur latente domine au printemps et en automne; il est similaire au flux de chaleur sensible en hiver mais peut être plus petit en été;
- * Le Mone *et al.* (2000) relayent de premiers résultats de la campagne CASES-97; la comparaison des flux pour des prairies, des cultures de céréales d'hiver et le sol nu montrent que le flux de chaleur latente est plus élevé pour le blé d'hiver que pour les pâturages au cours de la période diurne de 2 journées sans nuage du mois de mai (à 10 jours d'intervalle); les petites différences de flux entre les 2 jours analysés sont imputés à diverses causes (évolution de l'humidité du sol en relation avec la maturité des céréales et l'état de stress hydrique de la prairie);
- * Yates *et al.* (2001) se basent sur l'examen d'un mois (21/4-22/5/1997) de données CASES et obtiennent un rapport des moyennes mensuelles du flux de chaleur latente entre cultures et prairies de l'ordre de 1,38 (1,42 pour les journées avec ciel serein); le rapport pour le flux de chaleur sensible est de 0,69 (0,65 par ciel serein); la présence d'une couverture nuageuse réduit l'amplitude des flux mais augmente la variabilité d'un site à l'autre; d'un jour à l'autre, la proportion de LE entre cultures et prairies peut-être plus petit ou plus grand que l'unité notamment à la suite de précipitations; par rapport au sol nu, les flux LE des prairies et cultures sont moins variables, indiquant une régulation de la transpiration par la végétation.

ii. forêts de feuillus et de conifères

- * Lindroth (1985) utilise une période d'environ 30 jours de données horaires sur la période diurne réparties sur la période de croissance (de mai à septembre) de 2 années (1977 et 1978) pour une forêt de pins; il observe que le rapport LE/Rn n'est pas constant: il augmente au cours de la période de croissance de 40 % en mai à 60 % en août-septembre; pendant ce temps, le rapport de Bowen passe de 2 à une valeur comprise entre 0,5 et 1;
- * Veen *et al.* (1991): rapportent des résultats de mesures par méthode de covariance au dessus de l'herbe et d'une forêt mixte de feuillus pendant quelques jours en mai 1990; ils notent des valeurs de flux LE similaires, légèrement plus petits dans le cas de la forêt; au contraire, le flux H est parfois nettement plus grand dans le cas de la forêt et le rapport de Bowen atteint parfois la valeur 2 pour la forêt alors qu'il n'est que de 1 au dessus de l'herbe;
- * Blanken *et al.* (1997) mentionnent pour une forêt boréale de feuillus les valeurs élevées de H observées avant l'émergence des feuilles (vers la fin mai dans cette contrée); à cette époque, le rapport de Bowen peut par exemple atteindre la valeur 7 ($H/Rn \sim 0,7$; $LE/Rn \sim 0,1$), tandis qu'à la fin de l'été il est de l'ordre de 0,4 ($H/Rn \sim 0,25$; $LE/Rn \sim 0,6$);
- * Sellers *et al.*, (1997b) indiquent que si la transpiration des couverts boréaux à feuilles caduques est plus élevée que celles des conifères, elle est moins élevée que celle des forêts de feuillus des régions tempérées des Etats-Unis; les rapports LE/Rn , plus faibles pour les conifères que pour les feuillus, sont par ailleurs plus petits que pour le site de prairie FIFE;
- * Kelliher *et al.* (1997, 1998) rapportent, pour des forêts de conifères en Sibérie centrale (pins et mélèzes), des valeurs journalières faibles de LE au mois de juillet; ces valeurs représentent un pourcentage assez variable (15 à 67 %) de l'énergie disponible; les caractéristiques observées rappellent celles des forêts boréales du Canada;
- * Kalthoff *et al.* (1999) concluent que, par comparaison aux prairies, les forêts de conifères ont tout au long de l'année un rayonnement net Rn plus grand d'environ 20 % mais aussi un flux H plus élevé (jusqu'à 100 %); ils notent que ce résultat pourrait ne pas être représentatif de toutes les forêts; en particulier les forêts mixtes comprenant des feuillus pourraient avoir des flux LE plus élevés (et H moins grands);
- * Lundin *et al.* (1999) constatent que les plus grandes différences entre espèces se produisent au printemps; ainsi, les épicéas commencent à transpirer plus tôt que les pins;
- * Wilson et Baldocchi (2000) rapportent les résultats de mesures de flux pour 3 années au-dessus d'une forêt de feuillus aux USA. Les flux H et LE sont déterminés à la fois par les facteurs atmosphériques (rayonnement net et déficit de saturation de l'air) et par les facteurs physiologiques (avant l'émergence des feuilles au printemps, H

est plus grand que LE alors que cette proportion s'inverse rapidement ensuite). Des rétroactions se produisent entre l'atmosphère et la végétation; ainsi lorsque le déficit de saturation de l'air augmente, l'évaporation a tendance à augmenter mais le couvert végétal réagit en limitant les pertes par transpiration;

- * Moore *et al.* (2000) remarquent qu'en période de croissance, LE ne représente que 24 % de Rn pour une forêt boréale de pins; ces faibles valeurs correspondent sans doute à une adaptation de la végétation de cette région aux sols secs et pauvres en nutriments;
- * Schmid *et al.* (2000) obtiennent pour une forêt mixte de feuillus aux USA (Indiana) des valeurs H très corrélés avec Rn au début du printemps et une décroissance rapide à la fin avril pour devenir découplé de Rn de la fin mai à la fin octobre (chute des feuilles); ceci est dû à l'augmentation de LE associé à la transpiration des feuilles en croissance; de la mi-mai à la mi-septembre environ 85% de l'énergie disponible est consommée par l'évaporation à comparer aux valeurs de 20-30 % lorsqu'il n'y a pas de feuilles;
- * Baldocchi *et al.* (2001) mentionnent qu'à la station de Tharandt en Allemagne (forêt de conifères) les valeurs moyennes hebdomadaires du rapport de Bowen restent la plupart du temps comprises entre 0,5 et 1, la variabilité étant plus grande en hiver (valeurs comprises entre 0,2 et 1). A la station de Soroe au Danemark (forêt de feuillus), le rapport de Bowen moyen hebdomadaire reste proche de 1 la plupart du temps en été; la variabilité est plus grande en hiver et les valeurs sont en général comprises entre 2 et 5. Les auteurs indiquent que le flux de chaleur latente LE d'une forêt de pins peut dépendre de son âge; ils rapportent des valeurs maximales de LE trois fois plus importantes dans le cas d'une forêt jeune;
- * Köstner (2001) rapportent des résultats de mesures de la transpiration réalisées pour des forêts d'Europe Centrale; la corrélation avec le déficit de saturation, auquel la forêt répond en limitant la conductance stomatale lorsque le déficit augmente, est plus importante qu'avec l'humidité du sol pour la plupart des types de forêts considérées; alors que la transpiration des couverts denses de prairies sont principalement contrôlés par Rn , celle des forêts rugueuses est fortement dépendante du déficit de saturation de l'air. La valeur moyenne journalière de la transpiration est fonction du type de couvert forestier considéré et de son âge; une valeur maximale est atteinte pour un déficit de saturation moyen diurne de 15 à 18 hPa pour les épicéas et de 18 à 22 hPa pour les hêtres; les valeurs maximales journalières correspondantes sont de 20 à 25 hPa pour les épicéas et 25 à 30 hPa pour les hêtres;
- * Wilson *et al.* (2002) considèrent 2,5 mois de saison estivale (de mi-juin à fin août) pour un ensemble de 27 stations d'Europe et d'Amérique du Nord (réseau FLUXNET); ils indiquent que le rapport de Bowen pendant la période diurne est plus faible pour les prairies et les feuillus (0,25 - 0,50) et plus élevé pour les conifères (0,5 - 1); parmi les stations considérées, le flux de chaleur latente des zones agricoles est un peu plus élevé que celui des feuillus, ce qui n'est pas le cas du flux H qui peut être plus petit ou plus grand; les zones méditerranéennes sont considérées séparément

dans cette étude: le rapport de Bowen y est très variable d'un site à l'autre (0,5 - 3 et même d'avantage) et la gamme de valeurs de flux possibles est beaucoup plus vaste qu'en d'autres sites.

Afin de synthétiser qualitativement les informations tirées de la littérature pour nos régions, les figures 4.1 a et b ont été réalisées. Elles représentent les valeurs relatives des régimes mensuels hypothétiques des valeurs moyennes diurnes des flux de chaleur latente et sensible. Pour construire ces figures, le rayonnement net est supposé identique pour les prairies et les cultures d'une part et pour les deux types de forêts d'autre part. Le rayonnement net des forêts est supposé 20 % plus grand que celui des prairies en raison de la différence d'albédo (voir plus loin). Lorsque le flux de chaleur latente des cultures excède celui des prairies à la fin de la période de croissance, le flux de chaleur sensible

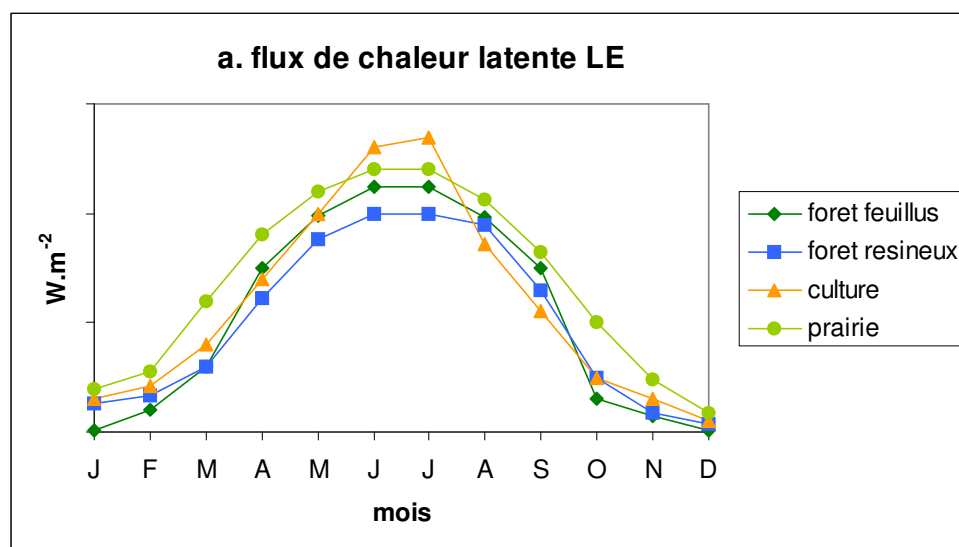


Figure 4.1 a: régime mensuel qualitatif des valeurs moyennes diurnes du flux de chaleur latente pour différentes couvertures végétales selon les informations tirées de la littérature.

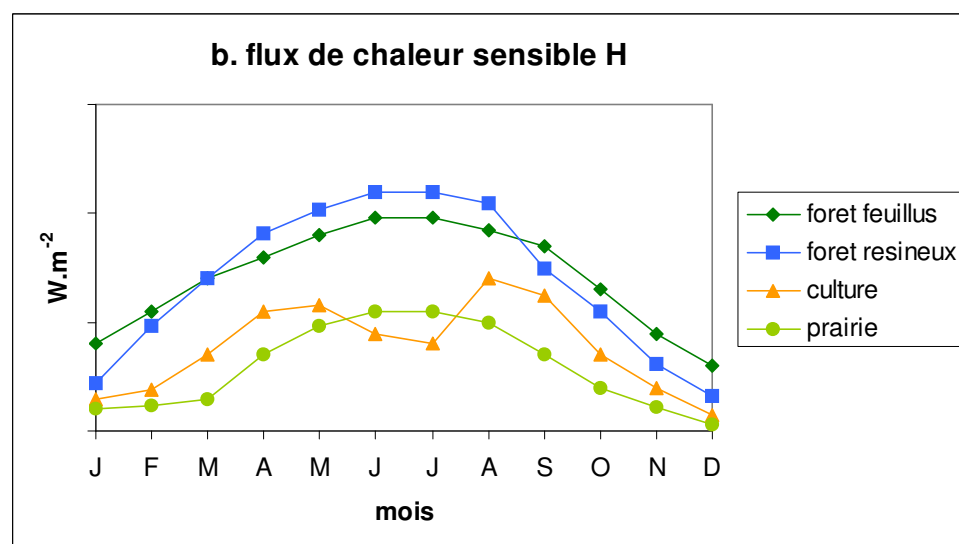


Figure 4.1 b: régime mensuel qualitatif des valeurs moyennes diurnes du flux de chaleur sensible pour différentes couvertures végétales selon les informations tirées de la littérature.

décroît pour assurer la conservation du bilan d'énergie. Nous verrons plus loin qu'il n'existe pas encore actuellement de séries de données suffisamment longues et précises pour que des valeurs quantitatives puissent être établies.

IV.1.D résultats d'observations EUROFLUX réalisées en Belgique

Nous avons vu au chapitre 3 que l'IRM développe actuellement un réseau de stations automatiques. Les mesures y sont effectuées au-dessus d'une surface de gazon. Des résultats ont été présentés pour la station automatique de Melle située à proximité de Gand.

Depuis le mois d'août 1996, des observations sont par ailleurs réalisées en routines en deux stations situées Belgique dans le cadre du programme EUROFLUX. L'une de ces stations est localisée à Brasschaat (au nord d'Anvers) et l'autre se trouve à Vielsalm (à l'est du Plateau des Tailles et de la Baraque Fraiture). Quelques caractéristiques des deux stations sont reprises au tableau 4.1. Les résultats des premières années d'observations de ces stations sont après quelques années devenues accessibles *via* le réseau Internet. Les données brutes EUROFLUX se présentent sous forme de fichiers mensuels de données moyennées sur des périodes de 30 minutes à l'adresse <ftp://daac.ornl.gov/data/fluxnet/euroflux/data/>. Des fichiers annuels de données brutes ou traitées dérivés de la base de données EUROFLUX ont aussi été préparés dans le cadre du projet CarboData participant au programme CarboEurope. Ils reprennent la plupart des données d'origine et proposent également des estimations des valeurs manquantes afin de constituer des séries de données les plus complètes possible (Falge *et al.*, 2001). Ils sont actuellement accessibles à l'adresse <http://gaia.agraria.unitus.it/cpz/predata.asp>.

Tableau 4.1: caractéristiques principales des sites EUROFLUX localisés en Belgique

	Brasschaat	Vielsalm
latitude	50° 18' 33" N	4° 31' 14" E
longitude	50° 18' 32" N	5° 59' 55" E
altitude	16 m	450 m
responsable	Reinhart Ceulemans Univeritaire Instelling te Antwerpen (UIA) (Kowalski <i>et al.</i> , 1999)	Marc Aubinet Faculté universitaire des Sciences Agronomiques de Gembloux (FSAGX)
type couvert forestier principal	conifères	mixte feuillus / conifères
espèces principales	pin sylvestre (<i>Pinus Sylvestris</i>) chêne pédonculé (<i>Quescus Robur</i>)	hêtre (<i>Fagus Sylvatica</i>) Pseudotsuga de Douglas (<i>Pseudotsuga Menziesii</i>) épicéa (<i>Picea Abies</i>)
âge	70 ans	60-90 ans
hauteur couvert forestier	18-23 m	27-35 m
hauteur tour	40 m	40 m
début mesures	juillet 1996	août 1996

Au moment d'écrire ce chapitre, les données étaient disponibles jusqu'en 1998 pour Vielsalm et 1999 pour Brasschaat. Nous présenterons ci-dessous quelques comparaisons avec les résultats obtenus à la station de Melle. Ces dernières valeurs sont moins précises à partir de 1997 puisque le capteur de température à 2 m sur le mât s'est avéré déficient. Le flux de chaleur sensible a été calculé en remplaçant la température à 2 mètres sur le mât par la température de l'air mesurée sous abri et en appliquant une correction de biais établie en appliquant cette méthode d'estimation sur la période 1994-1996. Comme on le verra plus loin aux figures 4.4 à 4.6 l'ordre de grandeur des valeurs moyennes au cours de leur cycle annuel n'est pas modifié avant et à partir de 1997 à Melle. Nous pensons que la série de valeurs moyennes ainsi obtenue peut servir de repère qualitatif en vue de la comparaison des ordres de grandeur des flux à Brasschaat et Vielsalm. Des valeurs plus récentes, communes aux trois stations, seront exploitées au chapitre 5.

Tableau 4.2: corrélation linéaire des valeurs moyennes sur 30 minutes du flux de chaleur sensible (H) et latente (LE) avec le rayonnement net (Rn) observé à Brasschaat, Vielsalm (données Carbodata) et Melle (station IRM); taille de l'échantillon n , coefficients de la droite de régression $y = \alpha_r + \beta_r x$, coefficient de corrélation r et déviation standard σ des points observés par rapport à la droite de régression.

	station	année	n	α_r ($W \cdot m^{-2}$)	β_r	r	σ ($W \cdot m^{-2}$)
H	Brasschaat	1996	2.871	-4,0	0,26	0,630	51,6
		1997	13.300	-14,5	0,41	0,852	43,3
		1998	15.186	-22,2	0,34	0,688	52,9
	Vielsalm	1996	7.009	-7,8	0,44	0,879	30,5
		1997	16.291	-7,9	0,46	0,893	38,0
		1998	16.846	-13,1	0,37	0,873	31,8
	Melle	1996	14.404	-1,2	0,18	0,749	18,3
		1997	16.139	6,0	0,15	0,638	22,3
		1998	12.690	6,0	0,11	0,522	21,6
LE	Brasschaat	1996	2.871	18,2	0,21	0,713	35,0
		1997	13.300	10,3	0,17	0,783	23,9
		1998	15.186	12,9	0,27	0,671	43,5
	Vielsalm	1996	7.009	6,0	0,27	0,869	19,7
		1997	16.291	6,0	0,26	0,840	27,8
		1998	16.846	4,0	0,25	0,861	22,2
	Melle	1996	14.404	7,6	0,69	0,977	17,8
		1997	16.139	2,8	0,71	0,965	23,7
		1998	12.690	2,9	0,75	0,968	24,2

Le tableau 4.2 montre que les flux H et LE sont bien corrélés avec le rayonnement net Rn (voir aussi la figure 4.2). Les valeurs prises par le coefficient β_r indiquent que le flux

H représente une plus grande proportion de Rn dans le cas des forêts que des prairies (et inversement pour LE) conformément à ce que nous avons trouvé dans la littérature.

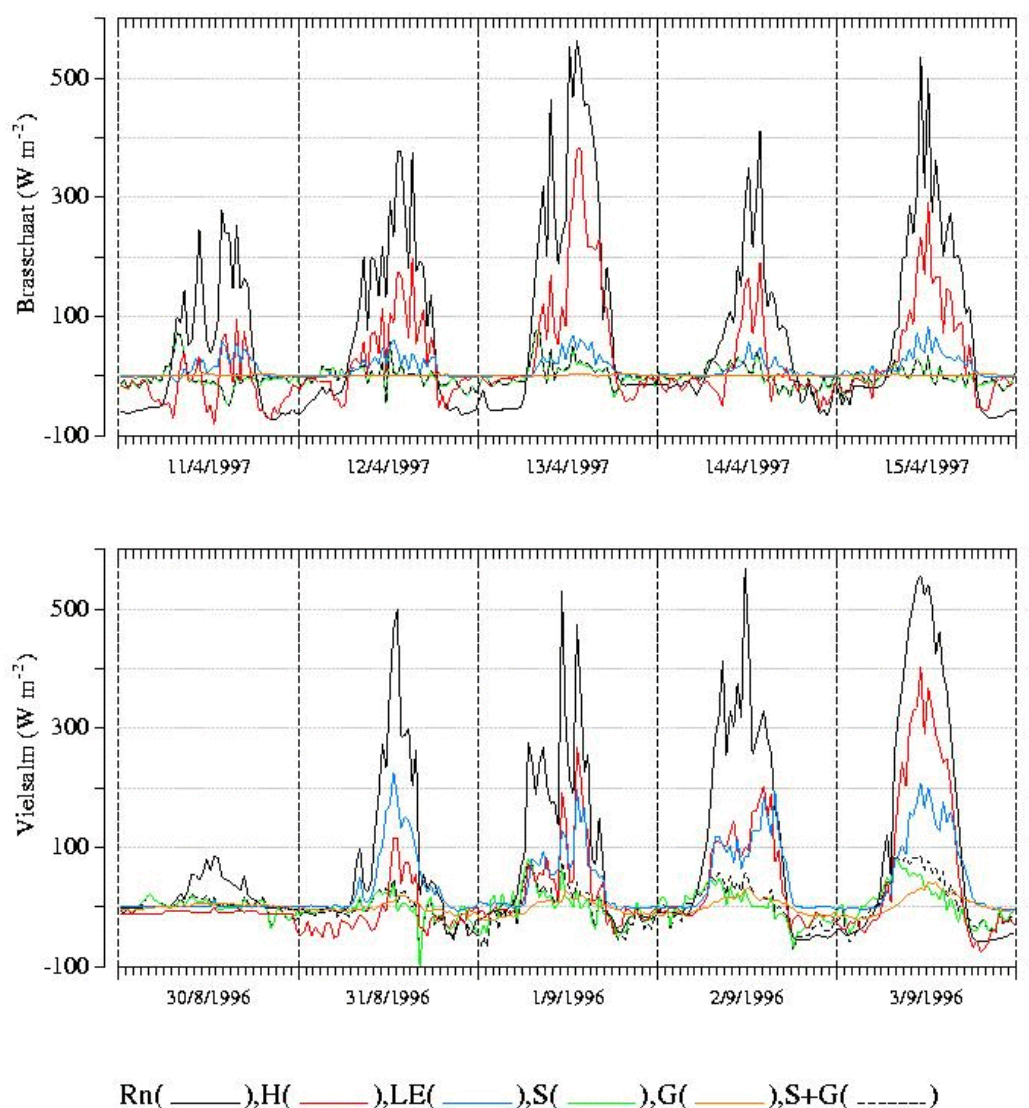


Figure 4.2: Flux moyens sur des périodes de 30 minutes à Brasschaat et Vielsalm (données Euroflux et CarboData); rayonnement net Rn , flux de chaleur sensible H , flux de chaleur latente LE , stockage de chaleur dans la végétation S et flux de conduction dans le sol G .

La figure 4.2 présente à titre d'exemple des valeurs de flux pour deux courtes périodes en 1996 et 1997. Les valeurs du rayonnement net Rn , du flux de conduction dans le sol G ainsi que des mesures obtenues par méthode de covariance du flux de chaleur sensible H et latente LE au sommet de la tour y sont représentées. Dans le cas de l'exemple de Vielsalm, on peut voir qu'après les fortes précipitations qui se sont abattues sur tout le pays le 29 août, le flux de chaleur latente LE est supérieur à H le 31 août lorsque le temps redevient plus clément; ces valeurs relatives s'inversent pour redevenir plus habituelles en quelques jours (flux de chaleur sensible supérieur au flux de chaleur latente le 3 septembre). Dans le cas du site de Vielsalm, les données H et LE représentées pour les 30 août et 2

septembre 1996 sont estimées de manière indirecte (des méthodes de comblement des lacunes sont proposées dans le programme EUROFLUX).

Le flux de conduction dans le sol G est petit et il est même presque nul à Brasschaat. On peut aussi voir sur la même figure que la variation d'énergie S stockée dans la végétation n'est pas négligeable pour la forêt. Cette variable a été calculée en sommant les quatre contributions mesurées (Bernhoffer *et al.*, 2003)

$$S = s_a + s_b + s_e + s_c \quad (4.1)$$

où s_a désigne le stockage de chaleur sensible dans l'air de la strate végétale (estimé sur la base de la mesure de l'évolution de la température de l'air dans la strate végétale), s_b est un terme similaire associé à la biomasse (estimé sur la base de la mesure de la température de la biomasse), s_e correspond à une contribution sous forme de chaleur latente (estimé à partir de l'évolution de l'humidité de l'air) et s_c a trait au flux de chaleur utilisé par la photosynthèse ou restitué par la respiration (estimé sur la base de la mesure du flux de CO_2). Les signes sont choisis de manière telle que les flux moyens soient positifs au cours de la période diurne. Les mesures sont effectuées à au moins un niveau de référence dans la strate végétale (idéalement, les mesures doivent être réalisées à plusieurs niveaux et les résultats intégrés sur la hauteur de la strate végétale). Les différentes composantes s_a , s_b , s_e et s_c figurent aussi parmi les données EUROFLUX bien qu'elles ne soient pas reprises parmi les données Carbodata. Elles ne sont pas disponibles sur toute la période d'observation. La figure 4.3 reprend les valeurs des termes intervenant dans le calcul de S à la figure précédente. Il nous est difficile de juger de la fiabilité de ces valeurs observées. La somme des termes S et G représente respectivement un peu moins et un peu plus de 10% du rayonnement net à Brasschaat et Vielsalm sur la période diurne. Un tel ordre de grandeur est déjà mentionné par Hicks et McMillen (1988). Nous adopterons cette approximation plus bas ainsi qu'au chapitre suivant.

L'examen systématique des données de la base de données Carbodata pour la période 1996-1998 révèle de nombreux cas de valeurs suspectes. Ainsi, les flux de chaleur sensible H présentent des valeurs aberrantes lorsque on les compare aux autres flux (valeurs anormalement faibles ou négatives); il en est notamment ainsi à Brasschaat en 1996 et au cours de périodes de l'année 1998. Les corrélations obtenues au tableau 4.2 sont d'ailleurs plus faibles pour ces années. La comparaison des données EUROFLUX et Carbodata permet en outre de répertorier les périodes pour lesquelles des données ont été estimées par la procédure Carbodata lorsqu'elles manquent dans la base de données EUROFLUX. Sur la base de nombreux cas examinés nous en concluons que les données estimées pour les variables qui nous concernent présentent la plupart du temps des ordres de grandeur acceptables en vue de comparaison qualitatives d'un grand nombre de données. La cohérence des différentes variables n'est cependant pas assurée. Ainsi, il n'est pas rare, par exemple pour le flux de chaleur sensible, de voir la forme du dernier cycle diurne observé, répliquée au cours de plusieurs journées successives pour lesquelles les données sont manquantes et ce, jusqu'à la reprise des observations. L'examen détaillé du flux de conduction dans le sol nous paraît fort peu convainquant en dehors de la période d'août à septembre 1996 à Vielsalm. Les données paraissent tantôt purement fictives ou présentent des fluctuations étranges. Devant ces difficultés expérimentales, nous nous limiterons dans la suite de cette partie du texte à un examen global qualitatif des données des deux stations afin de déterminer si elles peuvent nous révéler quelques caractéristiques générales utiles à notre propos.

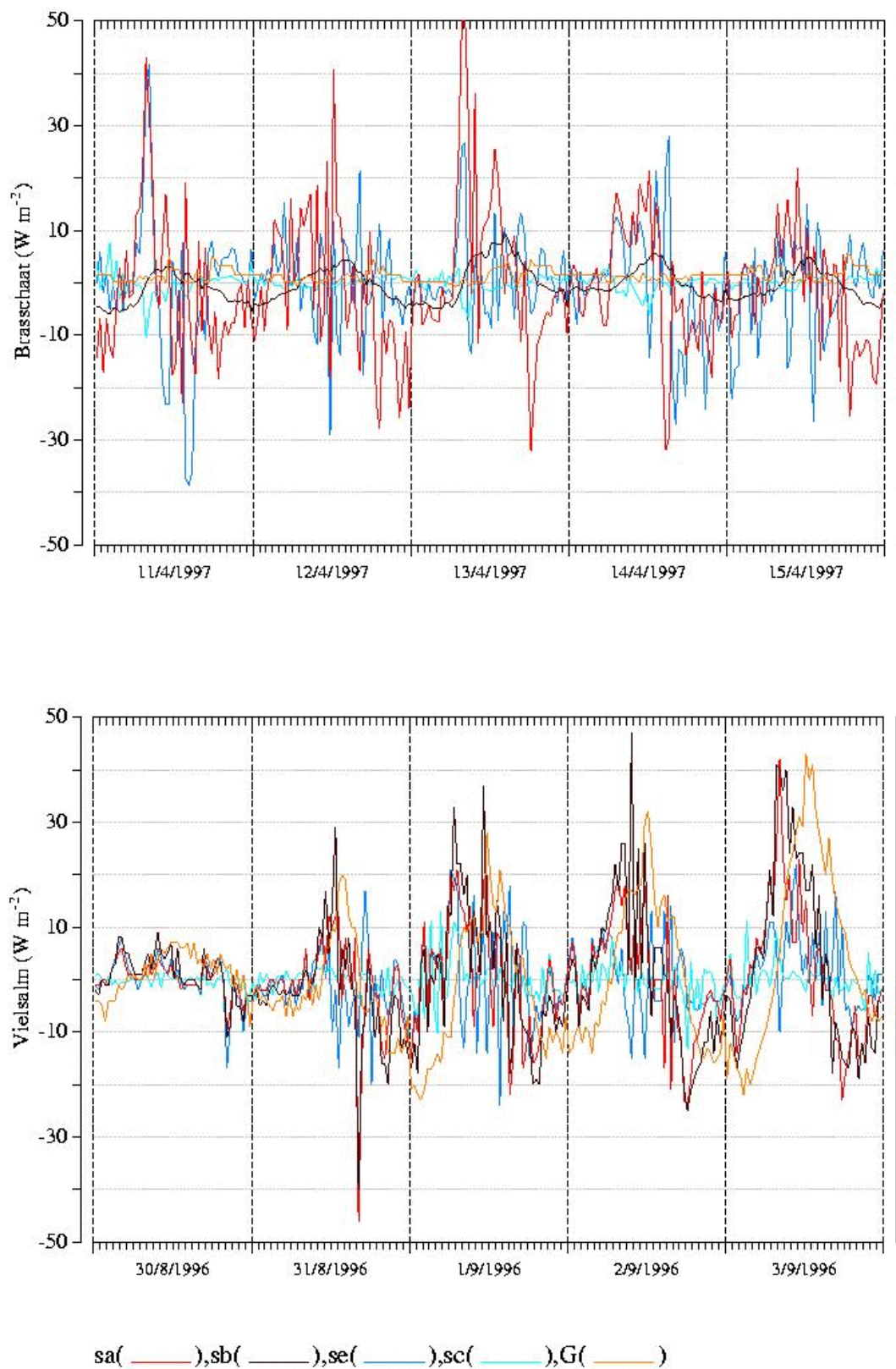


Figure 4.3: Flux de conduction dans le sol G et composantes (voir texte) du terme S de variation de l'énergie stockée dans la strate végétale à Brasschaat et Vielsalm (données Euroflux).

Avant d'aller plus loin, il nous faut cependant encore mentionner le problème de **non-“fermeture” du bilan d'énergie** (“energy balance closure”). Lorsque le bilan d'énergie est fermé, l'“énergie disponible” A est donnée par

$$A = H + LE = Rn - G - S \quad (4.2)$$

A ce jour, la plupart des campagnes d'observations dans lesquelles les flux turbulents sont estimés par la méthode de covariance notent que

$$H + LE < Rn - G - S \quad (4.3)$$

Le terme S , défini positif au cours de la période diurne, ne fait l'objet d'estimations que depuis peu et est omis dans beaucoup d'études. Shuttleworth *et al.* (1984) rapportent déjà cette “perte de flux” (“flux loss”) pour 8 jours d'observations au-dessus de la forêt amazonienne; Moore *et al.* (1996) la mentionnent à propos d'une forêt de feuillus du Massachusetts; Baldocchi *et al.* (1997) indiquent que $H + LE + G + S$ est inférieur de 8% à Rn ; Yates *et al.* (2001) rapportent le problème de non-fermeture pour la base de données CASES avec une valeur moyenne mensuelle de 50 W.m^{-2} pour 6 heures réparties autour de midi; Wilson *et al.* (2002) font état de la non fermeture générale du bilan d'énergie aux stations FLUXNET et plusieurs auteurs (Aubinet *et al.*, 2003; Ceulemans *et al.*, 2003; Bernhofer *et al.*, 2003) la rapportent pour les stations EUROFLUX. Diverses hypothèses ont été avancées pour tenter d'expliquer ce fait: l'hétérogénéité des surfaces considérées, la différence de surface source (“foot print”, voir chapitre 1) des différents instruments et surtout de possibles problèmes de mesures affectant une ou plusieurs des variables en jeu. Finnigan *et al.* (2003) pensent que le changement de coordonnées qui oriente l'axe x dans le sens du vent agit en filtrant les basses fréquences dans le calcul des covariances et contribue à la sous-estimation des flux. Selon Wilson *et al.* (2002), l'écart moyen entre $H+LE$ d'une part et $Rn - S - G$ d'autre part est de l'ordre de 20 %. Le problème de non fermeture est plus aigu pendant la nuit et la période hivernale; il persiste tout au long de l'année et concerne tous les types de surface examinés sous les différents climats considérés.

Nous poursuivons notre recherche d'informations relatives aux flux obtenus pour des surfaces de nature différentes en effectuant ci-dessous une comparaison avec les données de la station automatique de Melle.

Afin de prendre en compte le problème de non-fermeture du bilan d'énergie, nous envisagerons successivement qu'un des trois flux principaux de par leur ordre de grandeur, à savoir H , LE et Rn , est sujet à des erreurs d'estimation et nous l'évaluerons en fermant le bilan d'énergie. Dans cet exercice limité à la période diurne nous adoptons comme ordre de grandeur représentatif $S = 0,05 Rn$; si l'observation de G fait défaut nous utilisons $(S + G) = 0,1 Rn$. Dans la suite de ce paragraphe, nous dotons les variables de l'indice “obs” lorsqu'elles se rapportent aux variables observées.

Les trois hypothèses donnent alors lieu aux évaluations suivantes:

- hypothèse 1: H est mal évalué

$$LE = LE_{obs} \quad (4.4.a)$$

$$Rn = Rn_{obs} \quad (4.4.b)$$

$$A = Rn - (S + G) \quad (4.4.c)$$

$$H = A - LE \quad (4.4.d)$$

- hypothèse 2: LE est mal évalué

$$H = H_{obs} \quad (4.5.a)$$

$$Rn = Rn_{obs} \quad (4.5.b)$$

$$A = Rn - (S + G) \quad (4.5.c)$$

$$LE = A - H \quad (4.5.d)$$

- hypothèse 3: Rn est mal évalué

$$LE = LE_{obs} \quad (4.6.a)$$

$$H = H_{obs} \quad (4.6.b)$$

$$A = H + LE \quad (4.6.c)$$

$$Rn = A + (S + G) \quad (4.6.d)$$

Afin de faciliter la comparaison pour plusieurs années, nous nous limitons à la présentation de résultats à propos des valeurs moyennes diurnes aux figures 4.4 à 4.6. Nous représentons aussi les valeurs de flux à Melle.

Le biais et l'écart quadratique moyen entre valeurs observées et estimées selon les trois hypothèses à Brasschaat et Vielsalm sont repris au tableau 4-3a. Les corrections appliquées aux flux H et LE sont positives (biais de l'ordre de 65 à 80 $W.m^{-2}$ à Brasschaat et de 25 à 65 $W.m^{-2}$ à Vielsalm) et négatives lorsqu'elles sont appliquées au rayonnement net Rn .

Même en tenant compte d'une marge d'erreur sur les valeurs H à Melle estimée à moins de 20%, la figure 4.4 montre que le flux de chaleur sensible observé au-dessus de la forêt de Brasschaat ou de Vielsalm est nettement supérieur au flux H estimé à la station de Melle au-dessus d'un environnement de gazon et ce, conformément aux indications trouvées dans la littérature. Cette différence s'accroît lorsque l'on corrige H à Brasschaat et Vielsalm en suivant l'hypothèse 1, ce qui élimine à Brasschaat la plupart des valeurs moyennes diurnes très négatives correspondant probablement à des erreurs. Le flux LE observé au-dessus de la forêt est quant à lui inférieur au flux observé au-dessus du gazon (figure 4.5). Ce n'est plus le cas lorsque la correction est appliquée à LE selon l'hypothèse 2, contrairement aux informations collectées dans la littérature. Les tableaux 4.3 b et c indiquent qu'un biais moyen compris entre -30 et -50 $W.m^{-2}$ est estimé sur base des valeurs observées à Brasschaat (entre -30 et -40 $W.m^{-2}$ à Vielsalm) et est inclus entre 5 et 35 $W.m^{-2}$ (respectivement 10 et 20 $W.m^{-2}$ à Vielsalm) lorsque l'hypothèse 2 est appliquée. La correction, positive, correspondant à cette hypothèse apparaît donc irréaliste ou en tout cas excessive.

Si l'on se réfère à la figure 4.6 on peut constater que le rayonnement net observé au-dessus des forêts est supérieur à celui qui correspond à la surface de gazon. Ceci peut s'expliquer par l'albédo de la forêt (de l'ordre de 0,1) inférieur à celui des prairies (environ 0,15 à 0,20). Les biais indiqués au tableau 4.3c sont de l'ordre de 25 à 55 $W.m^{-2}$ et représentent une valeur relative par rapport aux observations de Melle de 25 à 35 % pour la station de Brasschaat et 30 à 45 % pour Vielsalm. Ce pourcentage est plus élevé que l'ordre de grandeur de 20% qui est référé dans la littérature (voir précédemment le point IV.1.C). Par contre, la correction correspondant à l'hypothèse 3 est excessive puisqu'elle engendre des biais négatifs au tableau 4.3c.

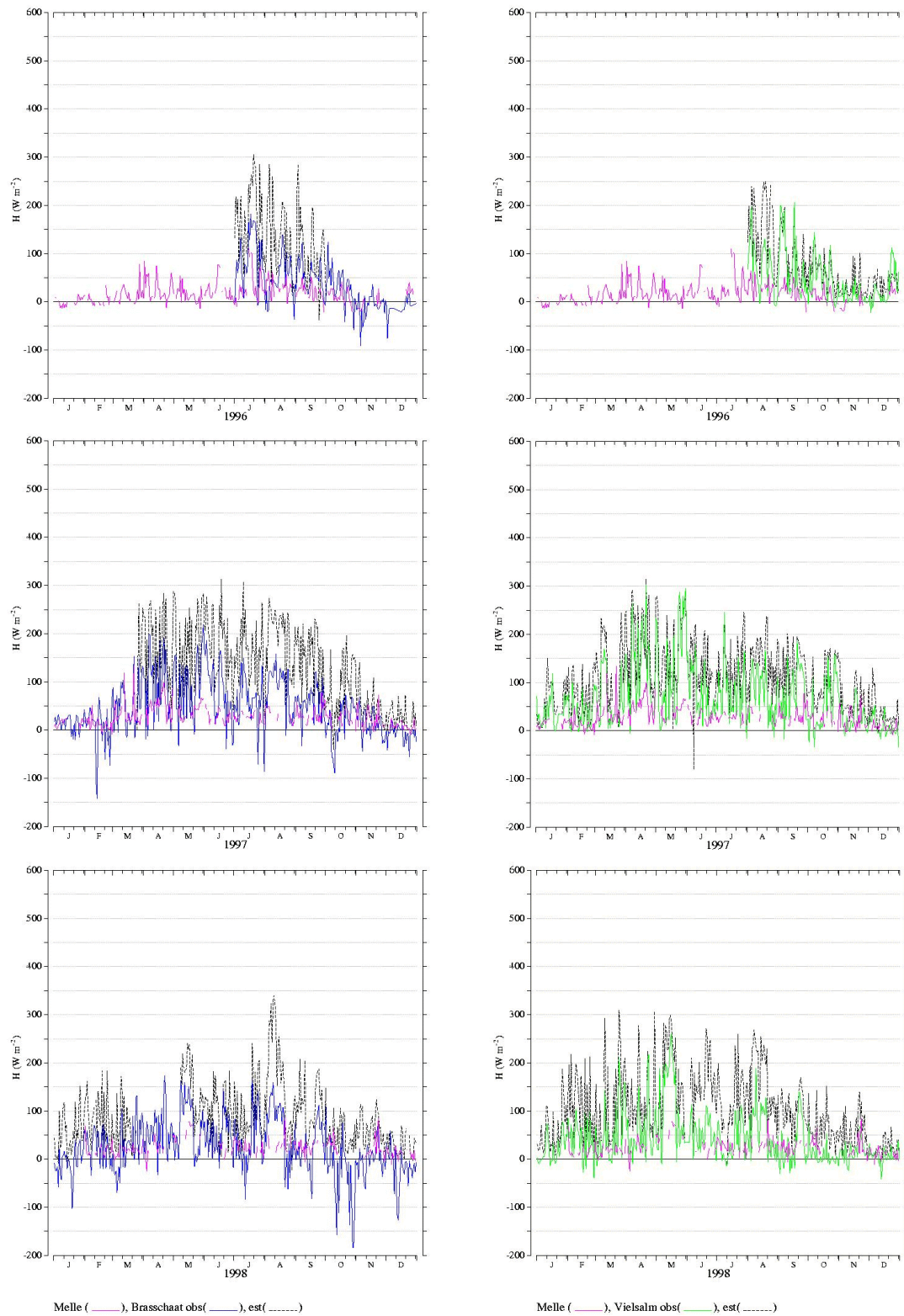


Figure 4.4: Flux de chaleur sensible H moyen diurne à Melle (fuchsia), Brasschaat (violet) et Vielsalm (vert) et estimations (en noir) correspondant à l'hypothèse 1 (voir texte).

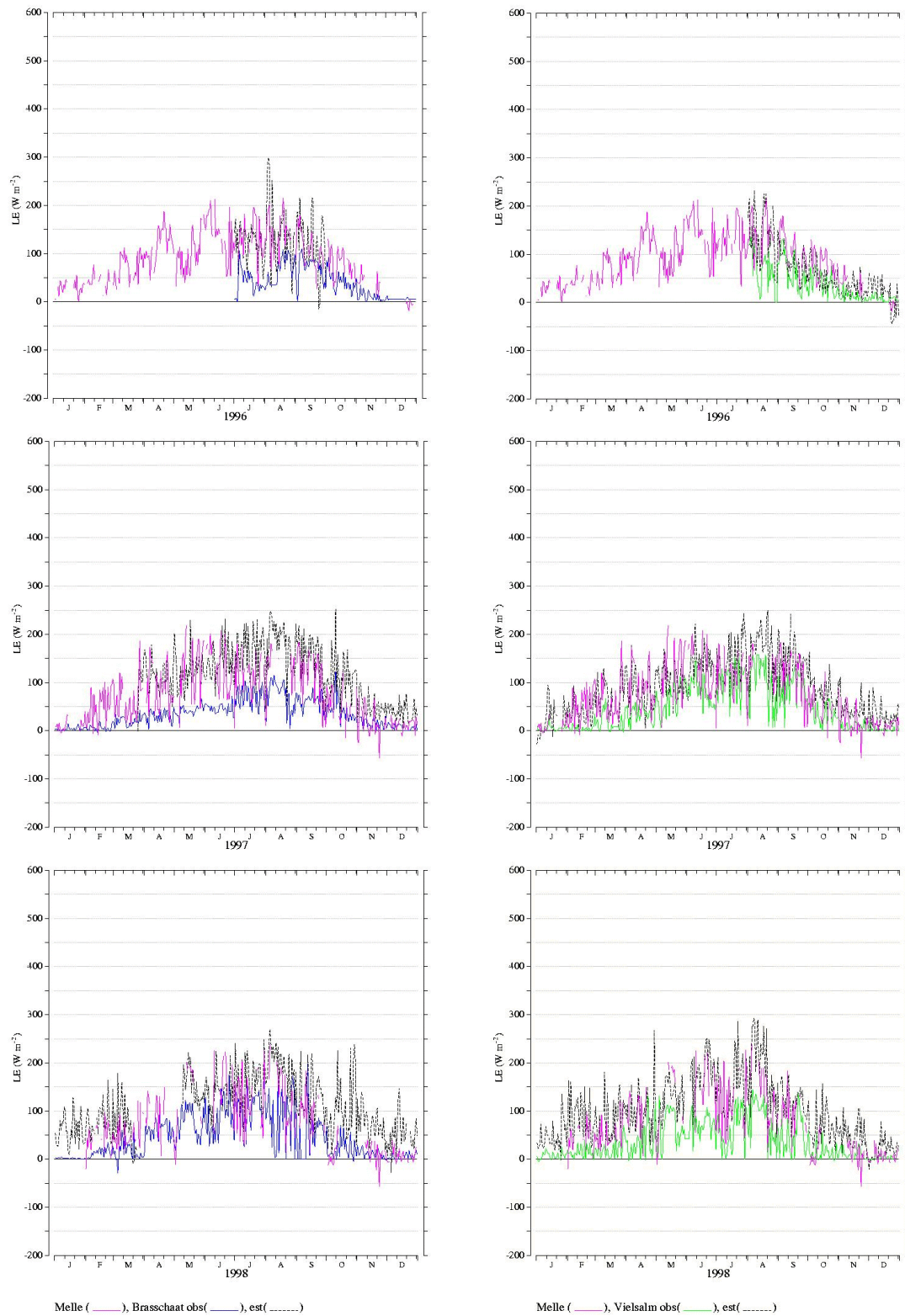


Figure 4.5: Flux de chaleur latente LE moyen diurne à Melle (fuchsia), Brasschaat (violet) et Vielsalm (vert) et estimations (en noir) correspondant à l'hypothèse 2 (voir texte).

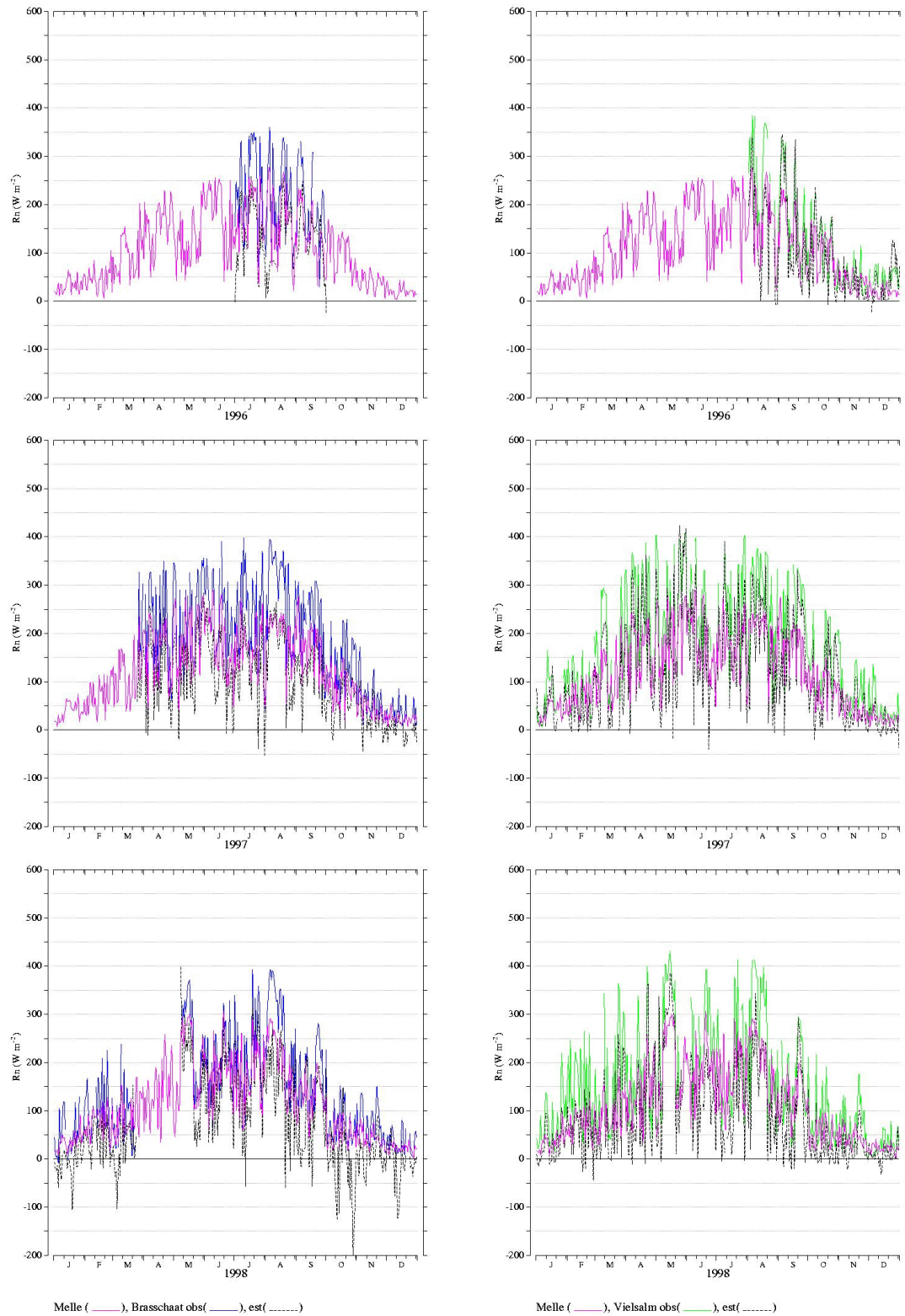


Figure 4.6: Rayonnement net R_n moyen diurne à Melle (fuchsia), Brasschaat (violet) et Vielsalm (vert) et estimations (en noir) correspondant à l'hypothèse 3 (voir texte).

Tableau 4.3a: comparaison des moyennes diurnes des données Carbodata avec les valeurs moyennes estimées selon trois hypothèses; nombre de jours considérés (n), biais (b) et écart quadratique moyen (rms).

		Brasschaat			Vielsalm		
		n	b (W.m ⁻²)	rms (W.m ⁻²)	n	b (W.m ⁻²)	rms (W.m ⁻²)
<i>H</i> (hyp 1)	1996	92	69,8	93,1	150	26,2	46,4
	1997	279	77,4	86,4	352	43,6	55,2
	1998	318	66,1	79,9	356	62,8	73,7
<i>LE</i> (hyp 2)	1996	92	69,9	93,1	150	25,9	45,8
	1997	279	77,7	86,7	352	44,9	54,4
	1998	318	66,3	79,8	356	63,0	73,7
<i>Rn</i> (hyp 3)	1996	89	-86,2	109,7	139	-29,7	49,1
	1997	270	-84	93,8	326	-53,2	62,9
	1998	310	-70,3	84,9	343	-68,9	79,8

Tableau 4.3b: comparaison des moyennes diurnes des données Carbodata (forêt) avec les valeurs moyennes de la station automatique de Melle (gazon); nombre de jours considérés (n), biais (b) et écart quadratique moyen (rms).

		Brasschaat			Vielsalm		
		n	b (W.m ⁻²)	rms (W.m ⁻²)	n	b (W.m ⁻²)	rms (W.m ⁻²)
<i>H</i>	1996	128	28,1	50,2	100	52,3	68,2
	1997	299	15,5	51,6	299	36,9	69,5
	1998	221	-1,6	49,3	221	14,8	49,1
<i>LE</i>	1996	128	-52,2	69,4	100	-39,4	52
	1997	299	-43	61,6	299	-33,3	51,9
	1998	221	-28,7	53,9	221	-40,8	60,1
<i>Rn</i>	1996	89	51,9	71,8	139	28,6	60,1
	1997	270	49	69,2	326	54,2	83,1
	1998	310	27,3	49,3	343	41,4	76,3

Par ciel clair, le changement d'albédo de 0,2 à 0,1 devrait engendrer, avec un rayonnement solaire global inchangé, une modification du bilan du rayonnement visible compris entre 50 et 150 W.m⁻² tout au plus. La température de surface légèrement plus basse dans le cas de la forêt devrait quant à elle tendre à diminuer légèrement la contribution du bilan du rayonnement infrarouge au rayonnement net.

Tableau 4.3c: comparaison des moyennes diurnes des estimations Carbodata (forêt) selon trois hypothèses avec les valeurs moyennes de la station automatique de Melle (gazon); nombre de jours considérés (n), biais (b) et écart quadratique moyen (rms).

		Brasschaat			Vielsalm		
		n	b (W.m ⁻²)	rms (W.m ⁻²)	n	b (W.m ⁻²)	rms (W.m ⁻²)
<i>H</i> (hyp 1)	1996	78	115	134,5	99	77,6	94,3
	1997	224	93,3	118,6	289	80,1	101,6
	1998	189	58,2	84	218	76,6	100,6
<i>LE</i> (hyp 2)	1996	78	6,9	47,3	99	-14,5	41,8
	1997	224	25,1	47,9	289	10,1	46,7
	1998	189	35,7	56,8	218	20,8	48,2
<i>Rn</i> (hyp 3)	1996	92	-33,9	69,4	150	-2,0	56,4
	1997	279	-35,5	53,1	352	-2,5	65,5
	1998	318	-42,1	66,6	356	-27,8	64,1

Les valeurs moyennes sur 30 minutes du rayonnement net *Rn* observé à Brasschaat et Vielsalm ont été examinées graphiquement et comparées visuellement aux données de plusieurs stations automatiques (Raversijde, Melle, Uccle, St Hubert). La comparaison détaillée n'est évidemment pas appropriée par ciel nuageux, mais montre néanmoins une compatibilité des ordres de grandeur. Par ciel dégagé, des valeurs étonnamment plus élevées aux stations EUROFLUX sont fréquemment observées en hiver. Pendant la période estivale, les différences peuvent même atteindre 300 W.m⁻² ce qui nous paraît quelque peu excessif et plus élevé que les 5 à 10 % d'incertitude sur la mesure de *Rn* citée dans la littérature (voir par ex. Kanemasu *et al.*, 1992; Sellers *et al.*, 1997b et Yates *et al.*, 2001). Il ressort donc de cette comparaison qualitative qu'au moins en certaines situations les données de rayonnement net EUROFLUX sont surestimées par rapport aux données du réseau de stations automatiques de l'IRM. Nous ne sommes pas en mesure à ce stade de déterminer si un problème instrumental ou une question d'étalonnage peut en être l'origine.

L'examen des rapports de Bowen $B=H/LE$ (rapport des valeurs moyennes diurnes) et des fractions d'évaporation $f_{EV}=LE/A$ (voir la figure 4.7) montre que l'hypothèse 2 implique des valeurs de *B* trop faibles si l'on se réfère aux informations collectées dans la littérature et des fraction d'évaporation trop élevées. Les grandes valeurs négatives qui entâchent les résultats lorsque l'on fait l'hypothèse 3 disparaissent lorsque l'on fait l'hypothèse 1 et doivent être attribuée à des erreurs d'estimation du flux de chaleur sensible. Les valeurs citées dans la littérature sont intermédiaires entre les valeurs obtenues en faisant les hypothèses 1 et 3 ce qui tend à suggérer que pour les retrouver en fermant le bilan d'énergie, **il faudrait adopter une hypothèse intermédiaire entre les hypothèses 1 et 3. Ceci revient à supposer que les valeurs actuelles du rayonnement net sont légèrement surestimées et que le flux de chaleur sensible est en moyenne un peu sous estimé.**

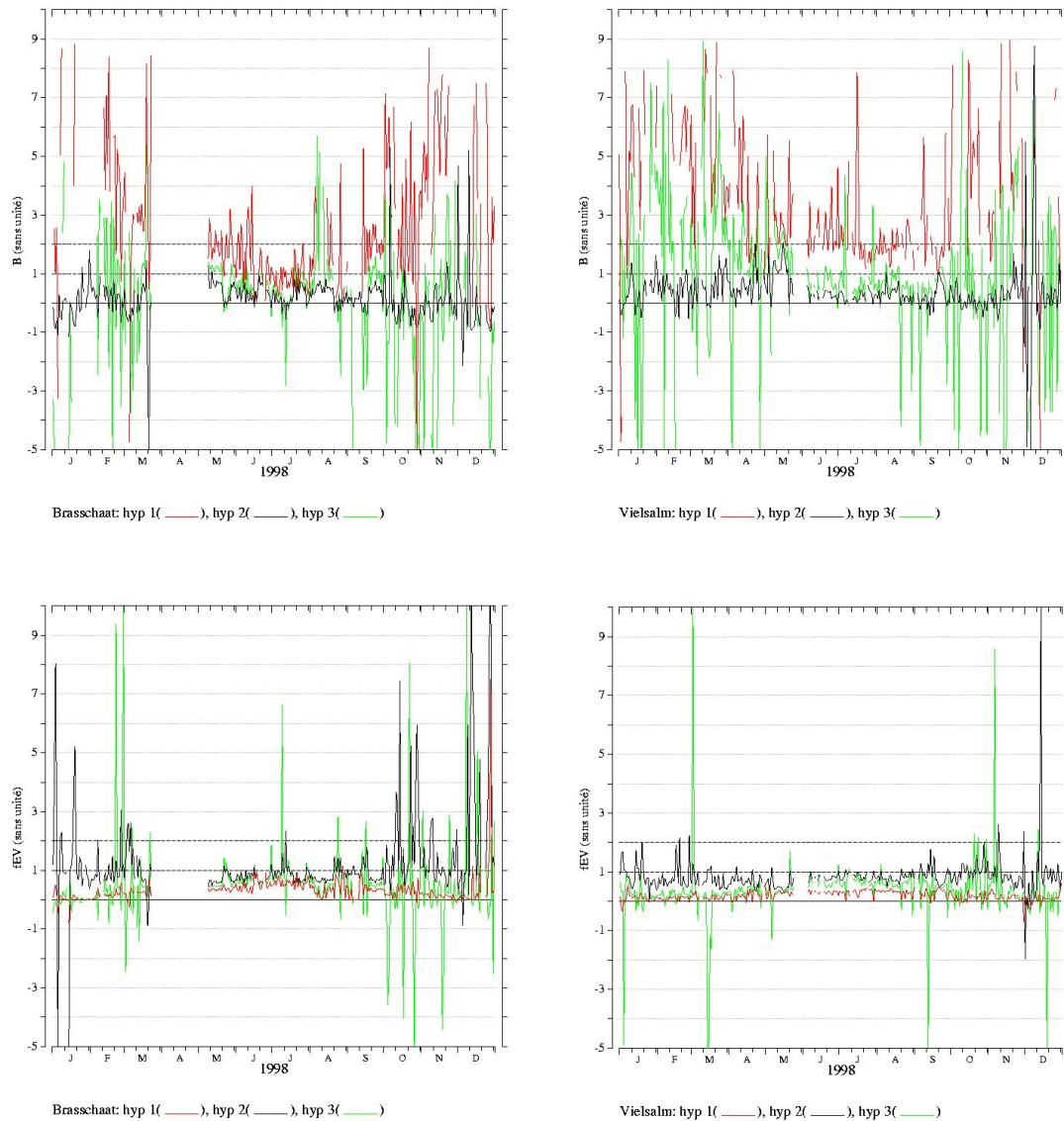


Figure 4.7: Rapport de Bowen $B=H/LE$ (en haut) et fraction d'évaporation $f_{EV}=LE/A$ (en bas) à Brasschaat (à gauche) et Vielsalm (à droite); estimation selon les hypothèses 1 (rouge), 2 (noir), 3 (vert).

La figure 4.7 montre qu'en raison des faibles valeurs des flux en hiver, le rapport de Bowen et la fraction d'évaporation présentent des valeurs particulièrement instables pour cette saison. Les valeurs de la **fraction d'évaporation** ont par ailleurs une **moins grande variabilité**. La figure 4.8 montre que malgré que les valeurs de f_{EV} soient très bruitées, elles reflètent néanmoins les caractéristiques générales citées dans la littérature: faibles valeurs en hiver et valeurs plus élevées au cours de la période de pleine activité de la végétation. Ces deux périodes sont séparées par deux périodes de transition au printemps et en automne. Il semble que la période hivernale se prolonge plus tard à la forêt de Vielsalm qui comprend un mélange de feuillus et de résineux: la fin mars pourrait correspondre avec la période d'émergence des feuilles. Au contraire à Brasschaat dont la forêt est majoritairement constituée de résineux, la croissance de f_{EV} se produit dès la fin janvier, probablement avec le début d'activité de la végétation plus précoce que dans les Ardennes. Cette caractéristique se retrouve aussi dans les données de 1999 (non représentées sur la figure).

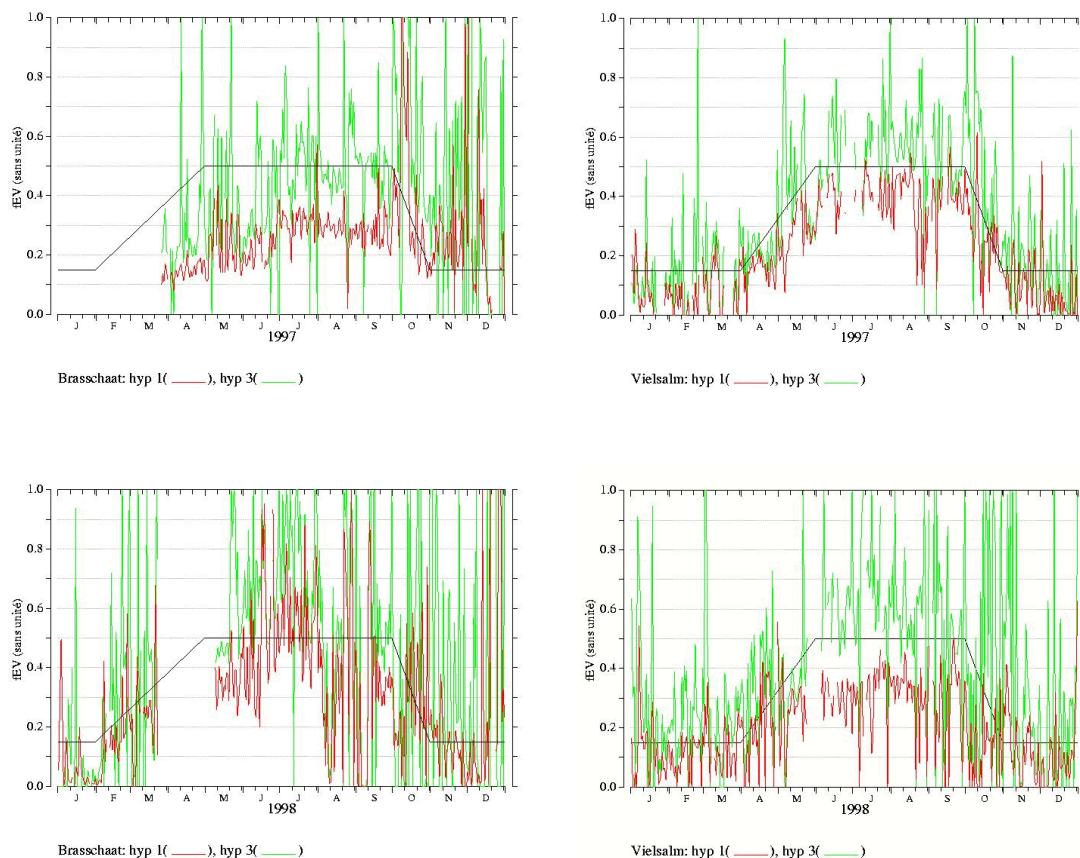


Figure 4.8: Fraction d'évaporation $f_{EV} = LE/A$ à Brasschaat (à gauche) et Vielsalm (à droite) en 1997 (haut) et 1998 (bas); estimations selon les hypothèses 1 (rouge), 3 (vert) et repère qualitatif (noir).

Mis à part ces constatations encourageantes, l'examen des données actuellement disponibles nous amène à conclure que la détermination des valeurs de flux H et LE des principales espèces végétales représentatives d'un territoire tel que celui de la Belgique est encore actuellement à un stade très préliminaire. Cette situation rend difficile la validation des modèles actuels que nous allons examiner dans la suite de ce chapitre.

IV.2 Concepts de CLS régionale et de surface régionale

Nous avons vu au premier chapitre que les différentes entités des surfaces hétérogènes donnent lieu à des couches limite internes (CLI). Lorsque l'on s'éloigne de la surface en prenant de l'altitude, l'influence de chaque entité particulière diminue. La hauteur à partir de laquelle les détails correspondant à une échelle donnée d'hétérogénéité spatiale ne sont plus perceptibles (ou peuvent être négligés) est appelée "**blending height**" dans la littérature anglo-saxonne (Mason, 1988; Claussen, 1990; Mahrt, 2000). Nous proposons de traduire ce terme par hauteur "d'amalgame", pour ne pas dire "de mélange", ce qui introduirait une confusion avec la dénomination réservée de "couche de mélange" introduite au chapitre 1. Ainsi, Wieringa (1986) adopte-t-il 60 mètres comme hauteur d'amalgame. Cette hauteur varie avec le degré d'hétérogénéité de la surface et les conditions météorologiques du moment: lorsque la vitesse du vent augmente ou le réchauffement de la surface diminue, la hauteur d'amalgame a tendance à diminuer (Mahrt,

1996; Mahrt *et al.*, 2001a). Les observations tendent (Hopwood, 1995) ou non (Foken, 1998) à mettre la hauteur d'amalgame en évidence. L'ordre de grandeur de 40 à 60 m a été rapporté par de nombreux auteurs (voir la synthèse de Brutsaert, 1998). Le concept de hauteur d'amalgame a été exploré à l'aide de simulations effectuées par un modèle LES (Albertson et Parlange, 1999) pour une atmosphère instable et différentes configurations d'hétérogénéités de la surface. Cette étude montre qu'une hauteur d'amalgame moins grande est obtenue pour le flux de chaleur latente que pour le flux de chaleur sensible. Ce fait est interprété par le fait que l'effet des sources de chaleur dans le modèle se propage directement verticalement dans les plumes turbulentes alors que les sources d'humidité sont advectées horizontalement au-dessus des zones humides et ne se déplacent principalement vers le haut que lorsque des tourbillons provoqués par des sources de température se produisent.

Au dessus de la hauteur d'amalgame, se trouve la **couche limite de surface (CLS) régionale** (Brutsaert, 1998). Elle s'étend en altitude jusqu'à la base de la couche de mélange et est pour cette raison dénommée "couche racine" ("radix layer") par Santoso et Stull (1998, 2001). Comme nous le verrons plus loin, ce concept est utilisé de manière explicite ou non dans tous les modèles actuels.

Le calcul des flux moyen H et LE "de surface" dans les modèles de la CLS régionale à l'échelle spatiale considérée est effectué de manière très répandue en postulant que cette couche se comporte comme une CLS classique au-dessus d'une surface homogène et donc que la théorie de MO y est d'application. Brutsaert (1998) propose des limites verticales de validité de cette hypothèse en terme de l'analyse du degré d'hétérogénéité spatiale de la surface au moyen d'un variogramme (ou fonction de structure) d'une variable descriptive de la surface. Il introduit la notion de surface "statistiquement homogène" (encore dénommée "spatialement stationnaire"). Kavvas (1999) discute de la grossièreté du grain des processus en fonction de la croissance des échelles; un processus non stationnaire (dans l'espace ou le temps) à petite échelle peut devenir stationnaire à grande échelle. La plupart des aspects quantitatifs liés à cette question restent cependant inexplorés à ce jour.

Nous avons vu au chapitre 2 que lorsque l'on fait appel à la théorie de MO, les valeurs extrapolées $\overline{\theta_{s,aéro}}$ et $\overline{q_{s,aéro}}$ des profils de température et d'humidité jusqu'à la surface sont qualifiées d'"aérodynamiques". Nous reprenons ici les relations (2.39) et (2.40)

$$\overline{\theta_{s,aéro}} - \overline{\theta_a} = \frac{H}{k_h \rho c_p u_*} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0h}} \right) - \Psi_{sh}(\zeta) \right] \quad (4.7)$$

$$\overline{q_{s,aéro}} - \overline{q_a} = \frac{LE}{k_v \rho L_v u_*} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_{0v}} \right) - \Psi_{sv}(\zeta) \right] \quad (4.8)$$

et leur réécriture (2.79) et (2.80) en terme de résistances

$$H = \rho c_p \frac{(\overline{\theta_{s,aéro}} - \overline{\theta_a})}{r_{ah}} \quad (4.9)$$

$$LE = \rho L_v \frac{(\overline{q_{s,aéro}} - \overline{q_a})}{r_{av}} \quad (4.10)$$

Ce même principe est appliqué dans la CLS régionale en définissant dans le modèle une **surface fictive régionale** dont la température et l'humidité sont égales à celles des

température et humidité aérodynamiques de sorte que les flux H et LE calculés en utilisant les relations ci-dessus soient égaux aux flux régionaux. Pour ce faire, il y a lieu de remplacer les paramètres locaux tels les paramètres de rugosités et la hauteur de déplacement par des paramètres régionaux qualifiés de **paramètres “effectifs”** dans la littérature. L'altitude de la surface régionale est alors égale à $z = z_{oh, eff} + d_{eff}$ (on considère en général que $z_{oh, eff} = z_{ov, eff}$). Elle est généralement située sous le niveau de la couche d'amalgame, le modèle ignorant les processus se produisant entre ces deux niveaux. Nous voyons aussi que, comme c'était déjà le cas dans la CLS homogène, les paramètres régionaux dépendent des variables aérodynamiques et *vice versa*. De nombreuses études se sont attachées à définir la valeur des paramètres effectifs. Ces estimations sont recherchées à l'aide de modèles ou en analysant des observations obtenues à l'aide de tours élevées, d'avions ou de satellites (ex. Mason, 1988; Mahrt et Ek, 1993; Zoumakis, 1993; Schmid et Bünzli, 1995; Hiyama *et al.*, 1996; Goode et Belcher, 1999; Jasinski et Crago, 1999; Schaudt et Dickinson, 2000). Une attention particulière est réservée aux terrains accidentés et aux différences de hauteur des surfaces végétales concernées (Yamazawa et Kondo, 1989; Menenti et Ritchie, 1994; Mikami *et al.*, 1996; De Vries *et al.*, 2003) ou encore à la densité de la végétation et aux surfaces couvertes de végétations éparées (Qualls et Brutsaert, 1996; Verhoef *et al.*, 1997b, Blümel, 1999; Su *et al.*, 2001). Des paramétrisations simples du rapport z_{om}/z_{oh} ou du paramètre sans dimension noté $kB^{-1} = \ln(z_{om, eff}/z_{oh, eff})$ ont été proposés; ce rapport dépend de la température de surface et présente un cycle diurne. Son utilisation pour estimer le flux H a été remise en cause par divers auteurs en particulier pour traiter les surfaces couvertes de végétation éparées (ex: Verhoef *et al.*, 1997a). Nous reviendrons plus loin sur des exemples d'utilisation des relations (4.7) à (4.10) ci-dessus.

Une autre approche visant à estimer les valeurs des flux H et LE régionaux consiste à **“agréger”**, c'est à dire à calculer la moyenne spatiale, des valeurs de flux connues à plus petite échelle pour des entités représentatives de la surface régionale considérée. Pour ce faire, la surface est découpée en entités homogènes appelées **“parcelles”** ou **“tuiles”** (“tiles” dans la littérature anglo-saxonne) et ce sont des estimations des flux obtenues pour les surfaces homogènes qui font l'objet d'agrégation. De nombreuses études ont abordé la question de l'agrégation des flux et des paramètres caractéristiques de la surface (voir la synthèse de Giorgi et Avissar, 1997). La technique la plus répandue est l'approche **“mosaïque”** qui calcule une moyenne pondérée en fonction de la surface relative occupée par chaque type parcelle (ex: Claussen, 1991; Hu *et al.*, 1999); une autre approche consiste à calculer la convolution du flux paramétrisé par la fonction densité de probabilité exprimée en fonction des paramètres utilisés (ex: Avissar, 1992; Dolman, 1992). Famiglietti et Wood (1995) obtiennent 1 km² comme ordre de grandeur de la taille critique d’“aires élémentaires représentatives” du processus d'évapotranspiration: à cette taille de surface correspond un type de “contrôle” dominant: surface végétale humide ou sèche, sol nu. Si la surface sur laquelle on souhaite calculer une moyenne est inférieure à cette surface critique, il y a lieu de considérer la répartition spatiale détaillée des variables en jeu; pour une surface de taille supérieure, une description plus générale en terme de répartition statistique telle une fonction densité de probabilité peut suffire.

Les méthodes d'agrégation sont aussi utilisées pour tester à l'aide de modèles appliqués à des situations particulières si des relations établies à l'échelle locale peuvent

être transposées à l'échelle régionale. Dans l'affirmative, on parle de propriété **d'invariance d'échelle**. Les possibilités de transposition de modèles d'une échelle à une autre doivent être étudiées au cas par cas en fonction de caractère non linéaire ou non des algorithmes utilisés et en fonction de leur sensibilité plus ou moins grande aux variables d'entrées dans la plage de variation considérée (par exemple, voir Hu et Islam (1997) et Sellers *et al.*, 1997c). De tels cas de transposition sont fréquemment proposés pour traiter des données de satellite comme nous le verrons plus loin.

La comparaison de mesures de flux par méthode de covariance obtenues par avion et au sommet de tours élevées a été faite à l'occasion de plusieurs campagnes de mesure (ex: Desjardin *et al.*, 1997; Mahrt *et al.*, 2001b) dans le cadre de BOREAS. Bien que le problème de fermeture du bilan d'énergie soit toujours rapporté, ces mesures présentent des similitudes qui permettent de les estimer compatibles. Les mesures effectuées sur les tours sont jugées représentatives de la région environnante: dans la zone NOPEX, une pondération simple en fonction du type de surface représentatif de mesures effectuées à partir de tours permet de reproduire de manière très satisfaisante les flux régionaux obtenus par avion (Lundin *et al.*, 1999).

L'agrégation selon l'approche mosaïque des paramètres décrivant la végétation et le sol dans des modèles a été utilisée pour calculer des paramètres effectifs (ex. Noilhan *et al.*, 1997). Elle doit cependant être utilisée prudemment si les parcelles sous-grille diffèrent en terme de paramètres de stabilité auquel cas les résultats peuvent être erronés (Ronda et de Bruin, 1999). L'approche mosaïque a encore été exploitée pour examiner l'influence de la taille de la maille considérée: ainsi, Mahrt et Sun (1995) utilisent trois sets d'observations obtenus par avion et testent la sensibilité de plusieurs variables moyennées en fonction de la variation de la taille (entre 5 et plus de 80 km) de la maille utilisée pour effectuer la moyenne. Les coefficients d'échange moyens surfaciques servant à calculer la vitesse de frottement et les flux H et LE se révèlent dans cette étude quasi insensibles à la taille de la maille. Ils ne montrent une certaine sensibilité que pour les cas de vent faible au-dessus de surfaces très hétérogènes. Dans une autre étude Friedriech *et al.* (2000) considèrent un carré de 100×100 km couvert soit par du gazon, soit par une forêt homogène, soit encore par un échiquier de résolution 25, 5, ou 1 km; ces différentes configurations de la surface sont utilisées dans un modèle météorologique (GESIMA) pour calculer les moyennes surfaciques des flux. Les auteurs montrent que le flux LE est le moins sensible aux hétérogénéités: lorsque le rayonnement net varie, la plus grande répercussion porte sur la température de surface et le flux de chaleur sensible H (et par conséquent aussi sur le rapport de Bowen $B=H/LE$); on commet une erreur en ne considérant que le type de surface dominant; la résolution spatiale maximale est préférable; G est quasi insensible aux hétérogénéités et à la résolution spatiale.

Michaud et Shuttleworth (1997) rapportent en les mettant à jour les conclusions de l'atelier d'agrégation de Tucson qui était organisé en mai 1994 par le BAHC et le WCRP de l'OMM. Certaines études atteignent une précision estimée à 10 % à l'aide de modèles appliqués à des surfaces dépourvues de relief important. Les règles d'agrégations sont simples pour les hétérogénéités à l'échelle des parcelles (de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres), la représentation des propriétés hydrauliques et de l'humidité du sol restant néanmoins problématique dans les modèles. Les situations restant les plus

difficiles à traiter sur le plan du calcul des flux moyens sont les hétérogénéités à méso-échelle (10 à 100 km), les zones à relief accidenté et les surfaces couvertes de végétation éparse.

Le concept de hauteur d'amalgame n'est pas adapté lorsque les hétérogénéités de la surfaces sont de taille largement supérieure à l'épaisseur de la couche limite (Albertson et Parlange, 1999). Dans ce cas, des circulations à méso-échelles doivent affecter les flux de surface mais sont encore largement inexplorées à ce jour. Un exemple d'investigation confrontant les résultats d'un modèle (RAMS) et des données observées de la campagne BOREAS par Vidale *et al.* (1997) tendent à mettre de telles circulations en évidence.

En *conclusion* de cette partie, il nous apparaît qu'en dehors de la confrontation avec les résultats d'une méthode d'agrégation, il n'existe pas de méthodologie universelle indépendante pour dériver les paramètres effectifs des relations (4.7) à (4.10). Par ailleurs, une méthode d'agrégation comme l'approche mosaïque semble donner des résultats satisfaisants et reçoit pour cette raison notre préférence. Le territoire de la Belgique qui nous intéresse plus spécifiquement dans cette étude possède un relief peu accusé, une surface densément couverte par de la végétation (peu de surfaces importantes de sol nu) et un parcellaire très morcelé (alternance de surfaces couvertes par les prairies, cultures et forêts à des échelles fréquemment inférieures au kilomètre). Ces conditions sont favorables à l'application de techniques d'agrégation simples pour calculer les flux moyens surfaciques. Nous retenons aussi des différentes études examinées que le flux de chaleur latente semble mieux se prêter au calcul de moyennes surfaciques que le flux de chaleur sensible.

IV.3 Estimation des flux turbulents de surface dans les modèles météorologiques

IV.3.A les schémas "SVAT"

La résolution verticale des modèles de circulation générale (GCM) comprend de l'ordre de 30 à 50 niveaux, le premier niveau au dessus de la surface dans l'atmosphère représentant la CLS régionale. La résolution spatiale de ces modèles est de l'ordre de 0,5 à 1°. La tendance générale va dans le sens de l'accroissement du nombre de niveaux et de la résolution spatiale. Ainsi la dernière version du modèle du Centre Européen de Prévisions à Moyen Terme (CEPMMT, ou ECMWF en anglais; Woods, 2006) vient de passer à 91 niveaux verticaux et une résolution spatiale de 0,25°.

Tous les modèles GCM utilisent la théorie de MO dans la CLS ou des formulations apparentées. L'ensemble des relations mathématiques utilisées pour décrire l'interaction entre la surface et l'atmosphère est dénommé schéma "SVAT" ("Soil-Vegetation Atmosphere Transfer") (voir les synthèses de Garratt, 1993; Dickinson, 1995; Sellers *et al.*, 1997a; Randall, 1998).

Les schémas SVAT sont également utilisés dans les modèles météorologiques à aire limitée (LAM, Limited Area Model). Une multitude de schémas SVAT différents existent.

L'unité ASTR du département de physique de l'UCL a développé son propre schéma SVAT IAGL ("Institut d'Astronomie et de Géophysique George Lemaître"; De Ridder et Schayes, 1997) et l'exploite dans ses modèles à méso-échelle MAR ("Modèle Atmosphérique Régional"; Gallée et Schayes, 1994; Gallée, 1995) et TVM ("Thermal Vorticity Mesoscale"; Schayes *et al.*, 1996; Bornstein *et al.*, 1996).

Nous présentons ci-dessous à titre d'exemple les algorithmes principaux intervenant dans deux schémas de surface (TESSEL et ISBA).

a. Schéma TESSEL

Le schéma de surface **TESSEL**, pour "Tiled ECMWF Surface Scheme of Exchange processes at the Land surface" (Viterbo et Beljaars, 1995; van den Hurk *et al.* 2000), est le schéma SVAT utilisé dans le modèle du CEPMMT. Les flux de surface sont calculés par l'approche "mosaïque". Nous distinguons successivement les relations relatives à la maille et à la parcelle ("tile"):

- *maille*:

Les flux de surface sont calculés en pondérant les contributions H_i et LE_i de 8 parcelles considérées par la surface relative c_i qu'elles occupent dans la maille

$$H = \sum_{i=1}^8 c_i H_i \quad (4.11)$$

$$LE = \sum_{i=1}^8 c_i LE_i. \quad (4.12)$$

Les 8 parcelles prévues comprennent

- 2 types concernant la végétation (végétation haute ou basse);
- 1 type concernant le sol nu;
- 3 types concernant la neige ou la glace (neige sur sol nu ou végétation basse, végétation haute présentant de la neige à sa base et glace de mer);
- 2 types concernant les surfaces d'eau (mer ou lac d'une part, réservoir d'interception de la pluie par la végétation d'autre part).

Une base de données ayant une résolution spatiale de 1 km est utilisée pour déterminer parmi 6 catégories de végétations hautes et 10 catégories de végétations basses les 2 catégories dominantes. Six paramètres constants, dont la fraction F_{veg} occupée par la végétation vis-à-vis du sol nu, sont attribués à chaque catégorie.

- *parcelle*:

L'équation du bilan d'énergie de chaque parcelle est décrite par

$$(1 - r_i)(1 - f_{Rs,i})K \downarrow + \varepsilon(L \downarrow - \sigma T_{sk,i}^4) + H_i + LE_i - \Lambda_{sk,i}(T_{sk,i} - T_1) = 0 \quad (4.13)$$

où r_i est un albédo mensuel constant pour tous les types de végétation (un traitement spécial est réservé aux surfaces couvertes de neige), $f_{Rs,i}$ est un facteur (égal à 0,05 pour la végétation basse et 0,03 pour la végétation haute) représentant la proportion du rayonnement incident directement transmis à la partie supérieure du sol ou à la couverture de neige, ε est l'émissivité, σ est la constante de Stefan-Boltzman, $\Lambda_{sk,i}$ est un paramètre caractérisant la conduction de chaleur dans le sol, $T_{sk,i}$ est la température de surface

dénommée “**température de peau**” (“skin temperature”) et T_i est la température de la couche de sol la plus proche de la surface.

Les relations utilisées pour calculer les flux de chaleur sensible et latente diffèrent selon le type de parcelle considérée. Par exemple dans le cas de la végétation les flux H_i et LE_i sont estimés par

$$H_i = \rho c_p C_{H,i} u_L [T_{sk,i} - T_L + g z_L] \quad (4.14)$$

$$LE_i = \frac{\rho L_v}{R_a + R_c} [q_s^* - q_L] \quad (4.15)$$

où l'on a omis de surligner les variables pour représenter les valeurs moyennes. Dans ces expressions l'indice L se réfère au premier niveau du modèle dans l'atmosphère, $C_{H,i}$ est le coefficient d'échange turbulent relatif à la parcelle (calculé en suivant les relations de MO en tenant compte de la stabilité et de la longueur de rugosité), L_v est la chaleur latente de vaporisation de l'eau, $R_a = 1/(u_L C_{H,i})$ est la résistance aérodynamique, R_c est une résistance stomatale. Cette dernière est calculée par

$$R_c = \frac{R_{s,min}}{LAI} F_1(K\downarrow) F_2(w) F_3(\delta q) \quad (4.16)$$

avec $R_{s,min}$ la résistance stomatale minimale, LAI l'indice foliaire (2 paramètres constants dans le temps et dépendant de la catégorie de végétation), F_1 , F_2 et F_3 des fonctions empiriques (Jarvis, 1976), spécifiques au schéma TESSEL, dépendant respectivement du rayonnement solaire incident $K\downarrow$, de l'humidité du sol w et du déficit de saturation de l'air $\delta q = q_s^* - q_L$.

b. Schéma ISBA

Le schéma de surface **ISBA** pour “Interactions Sol Biosphère Atmosphère” (Noilhan et Planton, 1989; Noilhan et Mahfouf 1996, Giard et Bazile, 2000), est le schéma SVAT utilisé dans le modèle à méso-échelle ALADIN et dans le modèle GCM ARPEGE. Les flux de surface sont calculés en utilisant des paramètres correspondant au type de surface dominant pour chaque maille. Le modèle ALADIN est utilisé à l'IRM depuis 1997 avec une résolution spatiale de 7 km sur le domaine de la Belgique. Le schéma ISBA a été implémenté au cours de l'année 1998. La base de données concernant la végétation de l'Europe est décrite par Champeaux *et al.* (2000).

Seule la description de la version opérationnelle d'ISBA est esquissée ci-dessous. Des recherches sont menées parallèlement à l'exploitation opérationnelle de ce modèle (voir par exemple Calvet *et al.*, 1998; Boone *et al.*, 1999, 2000; Calvet, 2000).

Dans le schéma ISBA, le rayonnement net Rn est donné par l'expression classique

$$Rn = (1 - r) K \downarrow + \varepsilon (L \downarrow - \sigma T_s^4) \quad (4.17)$$

et l'équation du bilan d'énergie est utilisée pour déduire le flux de conduction dans le sol G

$$Rn + H + LE + G = 0 \quad (4.18)$$

La température radiative T_s intervient aussi dans deux équations décrivant l'évolution de la température du sol selon la méthode “force-restore” et s'expriment, en absence de neige ou de sol gelé, par

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_t G - \frac{2\pi}{\tau_j} (T_s - T_2) \quad (4.19)$$

et

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{(T_s - T_2)}{\tau_j} \quad (4.20)$$

avec C_t le coefficient d'inertie thermique, τ_j la constante de temps correspondant à un jour (84.600 s) et T_2 la température de la seconde couche de sol.

Les flux de chaleur sensible H et latente LE sont donnés par les relations

$$H = \rho c_p C_H u_L [T_s - T_L] \quad (4.21)$$

où C_H est un coefficient d'échange turbulent dépend de la stabilité de l'atmosphère et de la rugosité de la surface

$$LE = L_v (E_g + E_{int} + E_{tr}) \quad (4.22)$$

avec E_g l'évaporation du sol nu, E_{int} l'évaporation de l'eau précipitée interceptée par la strate végétale et E_{tr} la transpiration de la végétation. Ces trois termes sont estimés respectivement par

$$E_g = (1 - f_{veg}) \rho C_H u_L [h_g q_s^* - q_L] \quad (4.23)$$

$$E_{int} = f_{veg} \frac{\delta_w}{r_a} [q_s(T_s) - q_L] \quad (4.24)$$

$$E_{tr} = f_{veg} \frac{\rho}{r_a + r_s} (1 - \delta_w) [q_s(T_s) - q_L] \quad (4.25)$$

où f_{veg} désigne la fraction couverte par la végétation dans la maille, $r_a = 1/(u_L C_H)$ est la résistance aérodynamique, h_g est une fonction empirique représentant l'humidité relative de la surface du sol et δ_w est une fonction représentant la fraction de précipitations interceptées vis-à-vis de la capacité maximale d'interception de la strate végétale. La résistance stomatale est donnée par

$$r_c = \frac{r_{s,min}}{LAI} f_1(K\downarrow) f_2(w) f_3(\delta q) f_4(T_L) \quad (4.26)$$

f_1 , f_2 , f_3 et f_4 étant des fonctions empiriques, spécifiques au schéma ISBA, dépendant respectivement du rayonnement solaire incident $K\downarrow$, de l'humidité du sol w , du déficit de saturation de l'air $\delta q = q_L^* - q_L$ et de la température de l'air T_L .

Les principaux paramètres du schéma, à savoir l'albedo r , la longueur de rugosité z_o , la résistance stomatale minimale $r_{s,min}$, la profondeur d'enracinement, l'indice foliaire LAI et la fraction du sol couvert par la végétation f_{veg} sont définis par des valeurs constantes pour chaque classe d'occupation du sol retenu dans Champeaux *et al.* (2000). Pour les deux derniers paramètres une variation saisonnière au pas de temps mensuel a de plus été déterminée.

IV.3.B Etat actuel de validation des flux H , LE et de variables associées

Les premiers modèles GCM ne comportaient qu'une représentation grossière de la

surface. Nous avons vu dans la partie IV.1 de ce chapitre que les schémas trop simples d'interaction de l'atmosphère dans les modèles GCM à la fin des années 80 avaient justifié les premières campagnes de mesures telles la campagne HAPEX-Mobilhy. Des exemples de tests de modèles et d'améliorations apportées à la suite de campagnes de mesures sont rapportés dans la littérature. Le schéma de surface TESSEL a par exemple été testé sur les données MESOGER-84 (Beljaars et Holtslag, 1991), HAPEX et BOREAS (van den Hurk *et al.*, 2000), ainsi que NOPEX (Gustafsson *et al.*, 2002). Les données BOREAS ont également été utilisées pour tester le modèle canadien CLASS (Bartlett *et al.*, 2002), tandis que les données ARM/CART ont servi à réaliser des validations des modèles BATS (Ghan *et al.*, 1997) et SiB2 (Doran *et al.*, 1998). Le schéma ISBA a notamment été confronté aux données des expériences HAPEX, EFEDA, FIFE (Noilhan et Mahfouf, 1996) et MUREX (Calvet *et al.*, 1999).

Le schéma ISBA est aussi le schéma de surface utilisé par le modèle à méso-échelle HIRLAM. Celui-ci a été appliqué sur la zone BALTEX et en particulier sur la région de l'expérience NOPEX avec une résolution de 5,5 km et la prise en compte de 5 classes végétales sous-grille (cultures, prairies et 3 types de forêts) et des surfaces d'eau (lacs) par Bringfelt *et al.* (1999). La comparaison des flux de surface simulés à des mesures effectuées par avion montre qu'il n'y a pas de nécessité dans ce cas d'utiliser une méthode d'agrégation plus complexe que la simple pondération utilisée par l'approche mosaïque.

Notons que les sites ponctuels de mesures tels le site de Cabauw ont également été employés pour comparer entre eux les résultats des schémas SVAT lorsqu'ils utilisent des données d'entrée identiques. Un exemple est donné par Schultz *et al.* (1998) pour 3 modèles. Ces auteurs observent la grande diversité des résultats obtenus et l'importante sensibilité des modèles à certains paramètres tels la résistance de surface. Cet exercice a été réalisé avec davantage de modèles dans le cadre du projet **PILPS** "Project of Intercomparison of Land-surface Parameterisation Schemes" (Henderson-Sellers *et al.*, 1993, 1995; Pitman et Henderson-Sellers, 1998) émanant du programme GEWEX. Chen *et al.* (1997a) présentent les résultats d'une comparaison des résultats de 23 schémas SVAT appliqués aux données moyennes sur 30 minutes d'une année de données de la station de Cabauw. En moyenne sur l'année, il y a une plage de variation entre les modèles de 10 W.m^{-2} pour le rayonnement net, de 2 K pour la température de surface, de 30 W.m^{-2} pour le flux de chaleur sensible et de 25 W.m^{-2} pour le flux de chaleur latente. Les résultats moyens mensuels montrent une tendance globale des schémas à sous-estimer le flux de chaleur latente et à surestimer le flux de chaleur sensible pendant les mois d'été (la situation inverse se produisant en hiver avec des ordres de grandeur de différences beaucoup plus petits). Le schéma ISBA employé dans le modèle ALADIN à l'IRM se classe parmi les 6 schémas dont les résultats moyens mensuels sont compris dans les limites d'incertitude des variables observées (estimées à 5 W.m^{-2} pour H et 10 W.m^{-2} pour LE). Le schéma TESSEL ne participait pas à cette comparaison mais a pu être appliqué aux données de Cabauw dans le cadre d'un projet actuellement en cours à l'IRM (Hanton *et al.*, 2002). Les valeurs moyennes sur 30 minutes des flux observés et calculés ont été comparés pour un ensemble de 3 années (1987, 1995, 1996). Le biais au cours de cette période est d'environ 9 W.m^{-2} pour H et -2 W.m^{-2} pour LE , tandis que les valeurs de déviation standard sont respectivement de 36 et 40 W.m^{-2} . Les statistiques sur les résultats moyens relatifs aux pas de temps de 30 minutes ne sont pas fournis par Chen *et al.* (1997a). Toujours dans le cadre

de PILPS, 16 schémas SVAT ont été forcés avec les mêmes données d'un modèle GCM pour un point de grille typique d'une prairie et un autre représentatif d'une forêt tropicale (Pitman *et al.*, 1999). Ici aussi de grandes différences sont observées dans la manière dont les différents modèles réalisent la partition de l'énergie entre flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente. Les écarts entre moyennes annuelles sont de 34 W.m^{-2} pour H et 27 W.m^{-2} pour LE dans le cas de la prairie (les valeurs correspondantes pour la forêt tropicale sont d'environ 80 W.m^{-2} pour les deux flux). D'autres expériences ont été réalisées dans le cadre de PILPS (ex: Schlosser *et al.* (2000) incluant la comparaison des estimations d'humidité du sol) et se poursuivent encore aujourd'hui. Xia *et al.* (2002) proposent qu'une expérience de comparaison soit faite après avoir calibré de la même manière sur des données observées les paramètres des schémas SVAT. L'objectif est de distinguer dans les résultats la part provenant des algorithmes de la part venant des valeurs des paramètres.

D'autres expériences ont été réalisées avec des schémas SVAT insérés dans un GCM en mode couplé, c'est-à-dire en permettant les rétroactions entre les schémas de surface et la partie atmosphérique du modèle. Ainsi, Zhang *et al.* (2001) montrent que même en étalonnant des schémas de complexités différentes sur des valeurs observées afin qu'ils produisent des résultats similaires en mode "hors ligne" ("off-line", en imposant les forçages atmosphériques), les rétroactions entre schémas SVAT et le modèle hôte font que finalement ces schémas fournissent des résultats sensiblement différents dans les simulations en mode couplé.

Schultz *et al.* (2001) discutent du "couplage" du schéma SVAT dans un GCM. Ici par couplage, il faut entendre la méthode numérique utilisée (implicite, semi-implicite ou explicite) pour résoudre le système d'équations discrétisées dans le temps et décrivant les flux et le bilan d'énergie. Ils montrent que le choix de la méthode de couplage a également un impact décisif sur les résultats; cet impact est estimé d'importance égale à celui émanant de la paramétrisation du schéma SVAT lui-même.

Notons encore qu'un projet appartenant à GEWEX s'emploie à comparer les flux de surface et l'humidité du sol produits par divers modèles GCMs à l'échelle globale: le "Global Soil Wetness Project" (GSWP, Dirmeyer *et al.*, 1999). Des simulations ont été effectuées "off-line" avec des sets de données d'entrées communs. Les résultats sont parfois assez dispersés et ont ouvert de nouvelles questions. Le projet PILPS comprend aussi un volet humidité du sol (Shao et Henderson-Sellers, 1996) qui a montré des différences considérables entre les estimations de l'humidité du sol par les différents schémas SVAT.

Nous concluons cette partie en constatant que la validation des schémas SVAT est loin d'être terminée. Même les paramétrisations utilisées pour les surfaces homogènes ne sont pas dépourvues d'incertitude. A fortiori, la mesure dans laquelle les hétérogénéités de surface sous-grille affectent le calcul des flux de surface (voir aussi la partie IV.2), et par voie de conséquence les processus à meso-échelle et à l'échelle de la grille des modèles GCM, est encore un sujet de débat dans la littérature malgré les nombreux efforts déployés jusqu'ici par la communauté internationale. L'approche mosaïque semble cependant suffisante pour reproduire les flux observés des surfaces densément couvertes de végétation.

IV.4 Estimation des flux turbulents de surface sur base de données obtenues par télédétection

IV.4.A caractéristiques générales des données télédétectées

Les données obtenues par télédétection et utilisées pour estimer les flux turbulents de surface H et LE sont très variées de par leurs caractéristiques. A l'échelle locale, des observations par détecteur infrarouge monté sur des mâts ont tout d'abord été utilisées afin d'enregistrer la température radiative de surfaces végétales (principalement des cultures). Par ailleurs, des observations par avions lors de campagnes de mesures ont également été effectuées.

Depuis une dizaine d'années, l'usage de données satellitales a également débuté pour estimer les flux turbulents, ouvrant de nouvelles perspectives d'estimation plus fréquentes sur des domaines plus vastes. Ce sont elles qui vont retenir notre attention dans la suite de ce chapitre. Le tableau 4.4 donne à titre d'exemple les caractéristiques de quelques satellites et de leurs détecteurs. Les satellites à haute résolution spatiale sont adaptés à l'étude détaillée des caractéristiques spatiales évoluant lentement au cours du temps. Ainsi, les satellites de la famille **SPOT** ont une résolution spatiale de 10 m et fournissent des images avec un taux de répétition de 26 jours. Pour les satellites de la famille **Landsat**, la résolution spatiale est de 30 m et le taux de répétition est de 16 jours. D'autres satellites sont adaptés à la prise de données avec une fréquence plus élevée, mais ont une résolution spatiale plus faible. Ainsi, les satellites **Meteosat** ont-ils été conçus pour l'observation de phénomènes météorologiques, particulièrement le suivi de l'évolution des structures nuageuses à l'échelle synoptique et à méso-échelle. Ces satellites géostationnaires fournissent des images toutes les demi-heures dans chaque canal. Leur résolution spatiale dépend du canal considéré. Elle est par exemple de 5 km au nadir, et de 5×9 km environ sous nos latitudes, dans le domaine infra-rouge thermique. Les satellites **NOAA** placés en orbite polaire peuvent fournir 2 images par jour d'une même région sans que la visée ne soit trop rasante. La résolution spatiale au point sous-satellite de l'instrument **AVHRR** est d'un km.

D'autres satellites, notamment dédiés à l'observation détaillée de la surface terrestre existent mais ne seront pas discutés ici. Dans le domaine des satellites météorologiques, le premier satellite Meteosat dit de seconde génération (**MSG**) a été lancé en août 2002 et est devenu opérationnel en janvier 2004. Par rapport aux satellites Meteosat de première génération, cette nouvelle série de satellites possède l'instrument SEVIRI qui comprend davantage de canaux et réalise les observations avec une fréquence d'une image tous les quart d'heures (Schmetz *et al.*, 2002).

La télédétection ne permet pas de mesurer directement les flux turbulents de surface. Les principales approches méthodologiques suivies jusqu'ici pour les estimer seront décrites succinctement au point suivant. La télédétection est utilisée pour fournir des données d'entrée aux algorithmes préconisés. Elle ne permet pas d'obtenir toutes les données nécessaires qui doivent être complétées par des résultats de modèles ou des observations réalisées par les réseaux d'observation de surface.

Tableau 4.4: exemples de caractéristiques des capteurs opérant dans les domaines visibles à infrarouge thermique de satellites actuellement en opération.

Satellite	période	orbite	altitude (km)	cycle (jours)	capteur	bande spectrale (µm)	résolution spatiale
SPOT-5	2002 - opérat.	polaire héliosyn- chrone	832	26	HRG	B1 0,50-0,59	10 m
						B2 0,61-0,68	
						B3 0,79-0,89	
						SWIR 1,58-1,75	5 m
						PAN 0,51-0,73	
LANDSAT-7	1999 - opérat.	polaire héliosyn- chrone	705	16	ETM+	1 0,45-0,515	30 m
						2 0,525-0,605	
						3 0,63-0,69	
						4 0,75-0,90	
						5 1,55-1,75	
						6 10,4-12,5	60
						7 2,09-2,35	30
AVHRR-12 AVHRR-14	1994 - opérat.	polaire héliosyn- chrone	833- 870	1	AVHRR-3	PAN 0,50-0,90	15 m
						1 0,58-0,68	1 km
						2 0,725-1,00	
						0,125 1,58-1,64	
						3B 3,55-3,93	
METEOSAT-7	1997 - opérat	géostation- naire	36	- (30 min)	MSR	4 10,3-11,3	2,5 km 5 km
						5 11,5-12,5	
						VIS 0,58-0,68 WV 5,5-7,1 IR 10,5-12,5	
MSG-1	2003 - opérat	géostation- naire	36	- (15 min)	SEVIRI	IR 1,6 1,50 - 1,78	3 km
						IR 3,9 3,48 - 4,36	
						WV 6,2 5,35 - 7,15	
						WV 7,3 6,85 - 7,85	
						IR 8,7 8,30 - 9,10	
						IR 9,7 9,38 - 9,94	
						IR 10,8 9,80 - 11,80	
						IR 12,0 11,00-13,00	
						HRV 0,50 - 0,90	
							1 km

La plupart des algorithmes nécessitent comme données d'entrée la température radiative de surface $\overline{T_{s,rad}}$ et le rayonnement net Rn . Celui-ci est généralement écrit sous la forme

$$Rn = (1 - r)K\downarrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (4.27)$$

où r est l'albédo, $K\downarrow$ le flux radiatif incident à la surface dans le domaine visible (rayonnement solaire global), $L\downarrow$ est le flux radiatif incident à la surface dans le domaine infra-rouge thermique et $L\uparrow$ est le flux infrarouge thermique émis et réfléchi par la surface

$$L\uparrow = \varepsilon \sigma \overline{T_{s,rad}}^4 + (1 - \varepsilon)L\downarrow \quad (4.28)$$

L'expression (4.27) avec (4.28) est équivalente à (4.17). Les flux $K\downarrow$ et $L\downarrow$ doivent soit être directement observés soit estimés à l'aide de modèles. La télédétection est utilisée pour estimer l'albédo r et la température radiative de surface $\overline{T_{s,rad}}$. L'émissivité ε est le plus souvent considérée comme une constante bien que récemment des recherches progressent pour tenter de l'évaluer en même temps que $\overline{T_{s,rad}}$. Les observations satellitaires sont effectuées à l'aide de capteurs ayant chacun sa largeur spectrale spécifique. Les estimations des variables d'intérêt sont d'abord effectuées pour ces bandes spectrales qualifiées de "bandes étroites" puis étendues au spectre complet (ex. le spectre solaire pour l'albédo) qualifié de "bande large". Elles sont réalisées dans la direction satellite-cible, puis étendue à l'aide d'un modèle, à la demi-sphère située au-dessus du plan tangent à la cible, et ce afin d'obtenir une valeur moyenne hémisphérique. Certains instruments sont prévus pour effectuer des mesures de la température radiative selon des incidences prédéterminées. On parle alors de mesure "directionnelle". Norman et Becker (1995) et Norman *et al.* (1995a) synthétisent la terminologie et les algorithmes utilisés dans le domaine de la télédétection infra-rouge.

Selon la complexité des algorithmes, des données météorologiques ou géographiques (issues de bases de données) doivent être utilisées. La télédétection est encore utilisée pour fournir divers indices destinés à caractériser la végétation (ex: NDVI, LAI, f_{PAR} ou la fraction de surface unitaire couverte par la végétation).

IV.4.B Evaluation des principales méthodes

Plusieurs auteurs (ex. Carlson, 1986; Choudhury, 1991; Carlson *et al.*, 1995b; Norman *et al.*, 1995a; Kustas et Norman, 1996; Rango et Shalaby, 1999; Kustas *et al.*, 2004b) ont réalisé des synthèses des approches méthodologiques existantes pour estimer les flux H et LE et/ou l'évapotranspiration ETR au moyen de données obtenues par télédétection. Les études mentionnées dans la littérature traitent généralement de surfaces plus ou moins restreintes et/ou limitées à des types de surfaces particuliers. Elles sont menées sur des périodes le plus souvent comprises entre quelques jours et quelques mois en reportant à l'avenir tout objectif opérationnel.

L'estimation du flux de chaleur sensible fait le plus souvent référence à l'**approche aérodynamique régionale** ("bulk aerodynamic approach"), bien que quelques tentatives aient également été faites pour l'obtenir à partir de l'évolution temporelle de la température de surface. Le flux de chaleur latente a tout d'abord été estimé aux moyen de méthodes empiriques mais aujourd'hui, il est comme le flux H , le plus souvent estimé par la méthode

aérodynamique ou en suivant l'approche de Penman-Monteith (Monteith, 1963, 1965; Thom, 1972) introduite au chapitre 2 (relations 2.87 a et b).

La plupart des méthodes se focalisent sur l'estimation d'un seul des flux H ou LE et déduisent l'autre en fermant le bilan d'énergie au moyen de la relation (4.18) (on parle dans ce cas de **méthode "résiduelle"**). Dans ce cas, une estimation du flux de conduction dans le sol G est nécessaire. Il est souvent estimé par une fraction constante du rayonnement net ou est négligé au pas de temps journalier. Le stockage de chaleur dans la végétation n'est à notre connaissance pas pris en compte.

Les observations de la surface du sol dans le domaine optique ne peuvent être effectuées que par ciel clair. La plupart des méthodes prennent en compte le bilan énergétique de la surface mais pas le bilan hydrique du sol. Elles ne font donc pas appel aux précipitations comme données d'entrée. Il faut noter que l'on s'attend à ce que l'humidité du sol affecte la température radiative de surface (ex: Park *et al.*, 2005). Des observations effectuées par avion ont notamment montré la bonne corrélation spatiale entre la température radiative de surface et l'humidification de la surface par des pluies localisées (Humes *et al.*, 1997).

Les méthodes les plus complexes sont très similaires aux schémas SVAT dont nous avons parlé dans la section IV.3.

Les articles publiés dans la littérature de ces quinze dernières années font principalement état des différentes approches méthodologiques brossées ci-dessus et les appliquent "localement" c'est-à-dire en utilisant des données observées en des stations de mesure au sol comme données d'entrées des algorithmes proposés. Quelques études se réfèrent à des observations effectuées par avion lors de campagne de mesures. L'exploitation réelle de données déduites d'observations satellites est finalement encore fort limitée comme nous allons le voir plus loin. Nous relèverons quelques ordres de grandeur des valeurs d'écarts quadratiques moyens (*rms*) trouvées dans la littérature afin de les comparer aux résultats que nous obtiendrons au chapitre suivant.

Les principales caractéristiques des différentes approches sont brièvement décrites ci-dessous.

a. Estimation du flux H par la méthode aérodynamique régionale

Dans cette approche, le flux de chaleur sensible H est estimé au moyen de la relation (4.7) ou (4.9) après remplacement de la température aérodynamique de surface $T_{s,aéro}$ par la température radiative de surface $T_{s,rad}$ (on omet d'exprimer la température en terme de la température potentielle).

$$H = \rho c_p \frac{(\overline{T_{s,rad}} - \overline{T_a})}{r_a} \quad (4.29)$$

Cette technique s'apparente donc à celle des "paramètres effectifs" discutée dans la partie IV.3. Elle a présenté un grand engouement au début des années 90 et constituait l'objectif initial de la présente recherche. De nombreuses tentatives d'estimation du flux H de cette

façon ont été réalisées depuis, principalement à l'échelle locale au moyen de radiomètres infrarouge et, sur une plus grande échelle, en utilisant des données Landsat ou NOAA/AVHRR (Xinmei *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 1995). Par exemple, Zhang *et al.* (1995) étudient quatre journées pour lesquelles ils disposent d'images NOAA-AVHRR sur la zone Hapex-Mobilhy pour estimer la température radiative et un indice de végétation. La relation (4.29) est combinée à la relation de Monteith pour obtenir le flux de chaleur latente LE . L'application locale de l'algorithme utilisant des observations par avion de la température radiative sur une quinzaine de jours conduit à une estimation de rms de 50 W m^{-2} pour LE . Une approche apparentée a été proposée récemment par Boegh et Soegaard (2004) et Boegh *et al.* (2004). L'originalité de cette approche vient de l'utilisation des relations (4.18) et (4.29) combinée à l'estimation de LE par la méthode aérodynamique (voir 4.32) pour estimer la résistance aérodynamique sans avoir recours à la vitesse du vent. Nous classons cette méthode un peu hybride ici du fait de son utilisation de la température radiative de surface pour calculer H . Dans cette recherche, des paramétrisations sont proposées pour les température et humidité de surface. La comparaison des valeurs aux stations et des résultats obtenus à partir d'une vingtaine d'images NOAA-AVHRR pour des journées claires au-dessus du Danemark conduisent à des valeurs de rms de 46 W m^{-2} pour LE et 83 W m^{-2} pour H .

- L'attrait de cette catégorie de méthodes provient du double intérêt qu'elle présente:
- appliquée à l'échelle locale, elle ne nécessite pas de mesures à plusieurs niveaux telles celles qui ont été exploitées au chapitre 3;
 - appliquée aux pixels des images satellitales, elle fournit directement un flux H régional.

Cette méthode présente cependant deux difficultés conceptuelles:

- la température aérodynamique et la température radiative sont deux variables corrélées mais fondamentalement différentes. Des recherches (ex: Norman *et al.*, 1995a, Mahrt *et al.*, 1997) tentent d'établir des relations entre ces deux températures qui peuvent différer de quelques degrés de sorte qu'en substituant la température radiative à la température aérodynamique on peut introduire d'importantes erreurs dans l'estimation du flux de chaleur sensible (Hall *et al.*, 1992, Huang *et al.*, 1993; Laymon et Quattrochi, 2004);
- comme nous l'avons vu au point (IV.3) la relation ci-dessus étant non-linéaire, l'invariance d'échelle ne peut pas être invoquée. Les paramètres effectifs doivent être définis pour reproduire des flux corrects et ne sont pas indépendants de la température de surface adoptée.

Pour pouvoir néanmoins utiliser la relation (4.29) ci-dessus, plusieurs auteurs ont ajustés empiriquement l'un ou l'autre de ces paramètres (la résistance aérodynamique ou la longueur de rugosité) ou ont ajouté une résistance complémentaire r_{ex} à la résistance aérodynamique r_{ah} de sorte que $r_a = r_{ah} + r_{ex}$ (voir par exemple Hall et Sellers, 1995; Stewart, 1995).

La technique discutée ici présente aussi une difficulté pratique: elle est très sensible à l'estimation de la différence $(\overline{T_{s,rad}} - \overline{T_a})$:

- la température radiative $T_{s,rad}$ peut être estimée par satellite. Actuellement, les meilleures estimations sur les continents sont obtenues avec des écarts quadratiques moyens (rms) de 1 à 2 K environ (ex: Han *et al.*, 2004b; Sun et Pinker, 2003, 2005).
- la température de l'air T_a dans la couche limite régionale n'est généralement pas connue

en dehors des modèles numériques de prévision. Une estimation peut aussi être obtenue à partir d'interpolations dans l'espace des valeurs observées dans les réseaux de mesures de surface. Selon les modèles ou la densité du réseau de mesures utilisé, il faut s'attendre à des erreurs de quelques degrés. Des expériences ont permis de mesurer les variations de la température de l'air au-dessus de surfaces de natures différentes. Des mesures effectuées lors de l'expérience HAPEX-Mobilhy ont montré que les valeurs moyennes de T_a sur 30 minutes variaient peu dans l'espace en fonction de la nature de la surface (Mahrt et Ek, 1993): une différence de 0,25 à 0,5 degrés est notée entre le sommet des arbres et le même niveau dans une clairière. La comparaison des données EUROFLUX au-dessus de la forêt et des données synoptiques d'une station proche nous ont aussi montré des valeurs similaires avec des différences comprises entre 0 et 1 K sans effet systématique évident.

Si la différence entre la température aérodynamique et la température radiative reste le plus souvent inférieure à 2 K pour les zones bien couvertes par la végétation, Kustas et Norman (1996) indiquent qu'elle peut atteindre 10 K pour des surfaces partiellement couvertes. De fait, le détecteur reçoit un signal intégrant les températures du sol nu et de la végétation associées respectivement à des flux de chaleur sensibles pouvant être très différents l'un de l'autre et qui doivent donc être pris en compte séparément.

Dans la technique décrite jusqu'ici, on ne prend pas en compte la nature "sous-pixel" de la surface. Une variante un peu plus élaborée de cette technique est constituée par les **modèles** dits "**deux sources**". Dans ces modèles, conçus pour mieux estimer le flux de chaleur sensible des régions arides et/ou à végétation éparse, on distingue le sol nu de la végétation et on associe à chacun d'eux une température de surface différente. Ils s'apparentent à une approche SVAT simplifiée pour deux types de surface. Des modèles plus ou moins complexes ont été proposés (ex. Friedl, 1995; Norman *et al.*, 1995b; Zhan *et al.*, 1996; Zhan et Kustas, 2001). Le modèle de Norman *et al.* (1995b) postule que la transpiration de la végétation est bien décrite par la méthode de Preisley-Taylor (voir chapitre 2) et exploite la mesure directionnelle selon deux angles de visée de la température. Ce modèle ne s'avère pas tellement supérieur à d'autres (Li and Lyons, 1999), notamment pour estimer le flux de chaleur sensible (Kustas et Norman, 1997) et ne donne pas de bons résultats pour un couvert de forêt (Kustas *et al.*, 1996). Il a été modifié par Kustas et Norman (1999). Les plus grandes erreurs du modèle se produisent lorsque le vent est faible ou en présence d'hétérogénéités sous-pixel correspondant à des zones humides (Kustas et Norman, 2000). Une procédure d'assimilation de la température radiative de surface en provenance de plusieurs satellites différents est proposée par Caparrini *et al.* (2004) pour deux sites des Etats-Unis et une période de 4 mois. La durée d'assimilation est de 30 jours et les résultats, principalement présentés de manière qualitative, reflètent bien la structure spatiale des caractéristiques de la surface. Les potentialités des mesures directionnelles de la température radiative de surface pour estimer le flux H sont encore à l'étude (Kustas and Norman, 1999; Suleiman et Crago, 2002; Merlin and Chehbouni, 2004).

L'établissement de procédure robustes d'agrégation à l'échelle de la grille (pixels) n'est pas évidente comme le montrent Chehbouni *et al.* (2000b) dans leur comparaison de 3 méthodes différentes sur des données de l'expérience SALSA.

La validation de cette classe de méthodes a généralement été faite sur base d'une application "locale" (en utilisant les observations locales effectuées aux stations comme données d'entrée). La plupart des articles se basent sur des observations de campagnes de mesure comme la campagne FIFE. Ainsi, Norman *et al.* (1995b) obtiennent des valeurs de *rms* comprises dans les intervalles de 35 à 60 W m⁻² pour *H* et 40 à 55 W m⁻² pour *LE* sur base d'un échantillon d'une centaine d'observations. Zhan et Kustas (1996) rapportent des valeurs de *rms* comprises entre 30 et 130 W m⁻² pour *H* (pour des échantillons de 100 à 200 observations). Zhan et Kustas (2001) mentionnent des valeurs de *rms* d'environ 40 W m⁻² pour *H* et comprises entre 40 et 50 W m⁻² pour *LE*. Ambart *et al.* (2002) présentent une application utilisant un champ de température radiative déduite d'une image Landsat pour une fenêtre sur l'Inde sans présenter de réelle validation des résultats.

b. Estimation du flux H sur base de l'évolution temporelle de la température

Partant de l'équation d'évolution de la chaleur (chapitre 1) quelques auteurs ont tenté d'estimer le flux de chaleur sensible sur base de l'observation de l'évolution de la température. L'objectif est d'éviter d'estimer le flux de chaleur sensible sur base de la différence $(\overline{T_{s,rad}} - \overline{T_a})$.

Blümel (1998, 2001) introduit une paramétrisation du terme d'advection et propose une application sur les données de températures radiatives de deux campagnes de mesures. Le modèle paraît assez lourd à mettre en oeuvre et n'est pas évident à généraliser pour une surface quelconque. La validation locale pour une surface homogène fournit des valeurs de *rms* pour *H* comprises dans les intervalles 18-89 W m⁻² (Blümel, 1998) et 13-25 W m⁻² (Blümel, 2001). La version "hétérogène" du modèle est testé à l'aide d'un modèle SVAT à défaut de données observées appropriées. Il semble surtout utile pour simuler les flux moyens en cas de fortes hétérogénéités spatiales comme les contrastes terre-eau.

D'autres méthodes ont été proposées et incluent un modèle de type SVAT ou même de la CLA (Diak et Stewart, 1989; Diak et Whipple, 1995). Des relations sont établies entre l'évolution de la température radiative de surface, de la croissance diurne de la hauteur de la CLA et des valeurs moyennes journalières de *H*. Le modèle "ALEXT" (Anderson *et al.*, 1997) incorpore des caractéristiques du modèle de Norman *et al.* (1995b). Il utilise un sondage atmosphérique en début de journée et a fourni des estimations du flux moyen journalier *H* aux Etats-Unis. Ce modèle a été appliqué localement aux données de 2 campagnes de mesures comprenant une centaine d'observations. Les valeurs de *rms* se situent dans l'intervalle 30-60 W m⁻² pour *H* et 40-55 W m⁻² pour *LE*. Mecikalski *et al.* (1997, 1999) appliquent respectivement ce modèle pour 1 et 2 jours de ciel clair pour une vaste région continentale aux USA. La température radiative qu'ils utilisent est déduite de 2 images GOES par jour et le rayonnement net *Rn* est calculé.

Une méthode plus simple, faisant appel à l'évolution temporelle de $(\overline{T_{s,rad}} - \overline{T_a})$ a été proposée par Norman *et al.* (2000). Elle est un peu moins précise que le modèle ALEXI sur les zones testées. Les valeurs de *rms* résultant de l'application locale de l'algorithme se situent dans l'intervalle 55-65 W m⁻² tant pour *H* que pour *LE*. La méthode est appliquée à une des images traitées par Mecikalski *et al.* (1999) et montre une répartition spatiale qualitativement similaire des résultats.

c. Estimation du flux LE par des approches empiriques / statistiques

Les premières approches empiriques proposées pour estimer le flux de chaleur latente LE se basent sur la relation établie par Jackson *et al.* (1977) au pas de temps journalier:

$$LE = Rn + A + B(\overline{T_{s,rad}} - \overline{T_a}) \quad (4.30)$$

ou d'autres variantes telles

$$LE = Rn + C(\overline{T_{s,rad}} - \overline{T_a})^n \quad (4.31)$$

où T_a est la température de l'air et A , B , C et n sont des paramètres à étalonner.

Plusieurs groupes ont appliqué cette méthode (ex. Seguin et Itier, 1983; Caselles et Delegido, 1987; Lagouarde, 1991). Les analyses ont montré que les paramètres ne sont pas universels mais sont des fonctions de facteurs tels la nature de la surface végétale, la vitesse du vent et la rugosité de la surface (Courault *et al.* 1996). Des paramétrisations faisant intervenir des indices de végétation ont été proposées (Carlson *et al.*, 1995a, Caselles *et al.*, 1998).

Une autre classe d'approches empiriques fait l'hypothèse que l'on peut trouver dans chaque image des pixels dits "secs" (tels que $LE=0$) et "humides" (tels que $H=0$ et $ETR=E_p$). Cette classe comprend la méthode du "triangle" ou du "trapézoïde" (Nemani et Running, 1989) basée sur le diagramme de dispersion des couples indice de végétation / température radiative de surface. Parmi les plus connues, la méthode de Moran *et al.* (1994) calcule l'évaporation potentielle et fait appel à des considérations géométriques pour estimer l'évaporation en fonction de la position relative de chaque couple de point à l'intérieur du trapézoïde. Des variantes de cette méthode ont été proposées et étudiées par par Moran *et al.* (1996), Jiang et Islam (2001, 2003), Sandholt *et al.* (2002), Gillies et Temesgen (2004), Venturini *et al.* (2004). Moran *et al.* (1996) rapportent des résultats de validation de la méthode de Moran *et al.* (1994) appliquée localement à 16 cas; une valeur $rms = 29 \text{ W m}^{-2}$ est obtenue pour LE . La méthode est ensuite appliquée aux données de 4 images Landsat (sans validation). Jiang et Islam (2001) utilisent les images AVHRR de 6 journées (passage de l'après-midi) pour la région du programme de mesure ARM aux Etats-Unis. La comparaison des résultats de l'application locale avec les observations de 12 stations conduit à une valeur de rms de 85 W m^{-2} pour LE . Lorsque l'on remplace les valeurs calculées de Rn par les observations aux stations la valeur de rms se réduit à 20-50 W m^{-2} selon les stations. Des résultats similaires sont présentés par Jiang et Islam (2003). Cette approche est limitée par son hypothèse de coexistence de pixels secs et humides. Elle semble moins bien adaptée aux régions densément couvertes de végétation. D'autres méthodes de cette classe exploitent le diagramme de dispersion albédo / température radiative (Pelgrum et Bastiaansen, 1996; Bastiaansen *et al.*, 1998a,b; Verstraeten *et al.*, 2005).

d. Estimation du flux LE par la méthode aérodynamique régionale et estimation des flux H et LE incorporée à des schémas SVAT

Lorsque les méthodes d'estimation du flux de chaleur latente n'utilisent ni une approche purement empirique, ni une déduction du bilan d'énergie (méthode résiduelle),

elles font appel à l'approche aérodynamique régionale

$$LE = \rho L_v \frac{(\overline{q_{s,aéro}} - \overline{q_a})}{r_{av}} \quad (4.32)$$

Les méthodes les plus complexes sont très similaires aux schémas SVAT inclus dans les modèles numériques de prévision du temps. Elles incluent simultanément les équations des bilans radiatifs et hydriques. Les précipitations sont considérées comme données d'entrée et le système hydrologique est limité à la partie supérieure du sol (partie supérieure et zone racinaire de la zone d'aération du sol). Les modèles les plus simples n'incluent qu'un seul niveau vertical pour représenter l'interface entre la surface (sol ou végétation) et l'atmosphère. Cependant, des modèles plus complexes existent (avec plusieurs niveaux verticaux de végétation et de sol et éventuellement un couplage avec un modèle de la CLA) et prévoient l'usage de données obtenues par télédétection (Taconet *et al.*, 1986; Crosson *et al.*, 1993; Gillies *et al.*, 1997; Gao *et al.*, 1998; Mauser et Schädlich, 1998, Oliso *et al.*, 1999). Ces modèles sont "diagnostiques" si les données d'entrées nécessaires sont fournies indépendamment du modèle pour chaque pas de temps. Ils sont "prognostiques" s'ils sont intégrés dans des modèles numériques requérant des conditions initiales et aux limites (avec une mise à jour régulière de ces conditions). L'utilisation effective de données obtenues par télédétection est dans les faits encore très limitée. Par exemple, Gao *et al.* (1998) choisit deux journées de ciel clair et exploite des images NOAA-AVHRR. La comparaison des résultats avec ceux de 10 stations ARM-CART conduit à une valeur de *rms* de 39 et 42 W m⁻² pour *LE* pour chacun de ces deux jours (21 et 25 W m⁻² pour *H*). Jacobs *et al.* (2000) applique la formulation de Monteith à 167 images GOES réparties sur 10 jours. Il obtient en comparant ces résultats à des valeurs de *LE* aux stations un biais de 16 W m⁻² et une valeur *rms* de 82,3 W m⁻². Des tentatives sont en cours pour améliorer cette catégorie de modèles en incorporant des données obtenues par télédétection. Pour les cas de végétation éparées, la distinction entre le sol nu et la végétation doit être prise en compte. Des indices de végétation (LAI, PAR, ...) peuvent être utilisés pour estimer des paramètres tels la fraction de la surface couverte par la végétation ou la résistance stomatale au moyen de relations empiriques.

IV.4.C Applications opérationnelles

Les méthodes d'estimation destinées à réaliser un suivi opérationnel de vastes régions restent rares et utilisent toujours un certain degré d'empirisme. Citons l'approche semi-empirique de Rosema (1993, 1998) qui constitue à notre connaissance un précurseur en la matière. Cette méthode utilise 2 images METEOSAT par jour de l'Afrique dans un processus automatique. Elle connaît actuellement de nouveaux développements dans le cadre du service "Global Monitoring for Food Security" (GMFS), un service de GMES ("Global Monitoring for Environment and Security") promu par l'Agence Spatiale Européenne et les Communautés Européennes. L'objectif est de produire des estimations des termes du bilan hydrique et énergétique (dont l'évapotranspiration) sur des pas de temps de 10 jours. Les résultats de cette méthode sont utilisés pour estimer des rendements agricoles (Roebeling *et al.*, 2004). Par ailleurs, une méthode a commencé à être développée dans le cadre d'un projet de la NASA (Nishida, 2003). Elle exploite des données du senseur MODIS sur le satellite en orbite polaire Aqua (Running *et al.*, 1994). Il s'agit d'un modèle 2 sources utilisant les diagrammes de dispersion des températures de surface en fonction

des indices de végétation ainsi que des relations empiriques destinées à palier au manque de données météorologiques auxiliaires. L'objectif est de constituer des cartes d'évaporation moyenne sur 8 jours comme moyen d'aide à l'agriculture.

Les estimations à pas de temps fin des flux turbulents de surface (et de l'évapotranspiration) d'une région particulière ou d'un pays ne sont pas, à notre connaissance, effectuées de manière opérationnelle en dehors des modèles météorologiques. Nous verrons cependant au chapitre 5 (section V.4) que cette recherche se prolonge actuellement dans le cadre du projet LSA-SAF de l'agence européenne EUMETSAT.

Le système GLDAS ("Global Land Data Assimilation System, Rodell *et al.*, 2004) peut être vu comme un système hybride puisqu'il met en oeuvre 3 types des modèles de surface à l'échelle globale mais assimile aussi des observations de surface et des données satellitales. Les données de sorties archivées avec une résolution spatiale de $0,25^\circ$ comprennent les flux d'énergie en surface (flux radiatifs, flux turbulents H et LE , flux de conduction dans le sol) et des variables relatives au bilan hydrique (précipitations, humidité du sol). Des résultats ont été produits avec un pas de temps tri-horaire à partir du 1^{er} janvier 2001. Ils sont disponibles en temps quasi réel (avec un délai de 36 à 48 h). L'Amérique du Nord est traitée avec une résolution spatiale plus fine ($0,125^\circ$) par le système NLDAS (North american Land Data Assimilation System; Mitchell *et al.*, 2004). Celui-ci assimile des flux radiatifs incidents en surface obtenus à partir du satellite géostationnaire américain GOES. Selon les modèles, un biais d'un à neuf degrés est rapporté par Mitchell *et al.* (2004) lorsqu'ils comparent la température de peau et les estimation de la température radiative obtenues à partir de GOES. La température de peau est utilisée comme une température aérodynamique dans les modèles et nous avons vu plus haut que cette dernière ne peut pas être identifiée à la température radiative. L'assimilation de températures radiatives est donc à l'étude mais ne se fait pas de manière évidente.

L'examen des possibilités d'assimilation de données sur l'humidité du sol dans les modèles météorologiques est un des objectifs du projet de recherche ELDAS (<http://www.knmi.nl/samenw/eldas/>). Ce projet ne génère pas de résultats opérationnels à ce jour mais entend apporter une contribution européenne à GLDAS.

Notons enfin les services qui se développent actuellement dans le cadre de GMES ("Global Monitoring for Environment and Security"), une initiative conjointe de la Commission Européenne et de l'Agence Spatiale Européenne. Dans ce cadre, le consortium Geoland regroupe des partenaires développant des produits destinés à caractériser et suivre l'évolution de la surface, spécialement la végétation.

IV.5 Synthèse

Nous avons vu au point IV.1 que les données expérimentales concernant les flux turbulents moyens sur des périodes de l'ordre de la demi-heure sont obtenus depuis quelques années dans un nombre croissant de sites répartis à travers le monde. Le cycle annuel des principaux types de surface représentatifs d'une région est encore très mal connu actuellement et devrait être mieux caractérisé à l'avenir lorsque de longues séries

d'observations réalisées par les stations "à long terme" pourront être analysées. Les incertitudes expérimentales devraient cependant être levées ou tout au moins réduites pour pouvoir fournir des résultats plus facilement exploitables. Nous avons vu que les données expérimentales ne permettent pas actuellement de "fermer" le bilan d'énergie. Cette hypothèse est pourtant sous-jacente dans tous les modèles actuels.

Tous les modèles, utilisant ou non des données télédéfectées, font l'hypothèse de l'existence d'une couche limite de surface régionale dans laquelle la théorie de MO, ou des algorithmes simplifiés apparentés, sont d'application. De nombreuses recherches s'intéressent actuellement à la modélisation sous-grille et à l'impact des hétérogénéités de diverses dimensions et configurations géométriques sur le calcul des flux à l'échelle de la maille (point IV.2). Les données expérimentales qui permettraient de valider les hypothèses introduites font encore le plus souvent défaut. Lorsque l'on s'intéresse à la méso-échelle, c'est-à-dire à des mailles de l'ordre d'une dizaine de km de côté (ou un peu moins), en présence d'une couverture végétale dense, d'un relief peu accusé et d'un parcellaire très morcelé ($O(1) < 1$ km) une procédure simple d'agrégation de type mosaïque semble pouvoir être appliquée.

Les modèles de circulation générale et les modèles à méso-échelle utilisent pour estimer les flux turbulents de surface des schémas SVAT. Ceux-ci ont été calibrés sur divers sets de données obtenus le plus souvent à l'occasion de campagnes de mesures. Lorsqu'on les compare d'importantes différences sont notées. Des programmes sont en cours à l'échelle internationale pour tenter d'aplanir ces différences (point IV.3).

Les modèles utilisant les données obtenues par télédétection sont confrontés au même problème de validation. Diverses approches ont été proposées (point IV.4.B). Elles sont le plus souvent appliquées sur des surfaces limitées et au cours de périodes de l'ordre de quelques jours à quelques mois). La question de la précision des observations réalisées et de la détermination des paramètres des algorithmes dans un contexte général est au centre des recherches actuelles.

Dans le chapitre suivant, nous nous appuierons sur les connaissances actuelles pour proposer une première estimation des flux turbulents à l'échelle de la Belgique exploitant des images Meteosat. La synthèse des principales méthodes réalisées au point IV.4.B nous conduit à accorder la préférence aux modèles d'estimation du flux LE par la méthode aérodynamique régionale incorporant des schémas SVAT. Les autres méthodes ne nous paraissent pas avoir des valeurs de paramètres suffisamment bien établies pour une grande diversité de types de surfaces permettant d'envisager une application opérationnelle sur un territoire comme celui de la Belgique.