

Dans ce chapitre, nous présentons une revue des travaux consacrés à l'influence du relief sur les flux de masse et d'énergie échangés entre surface et atmosphère, puis par une présentation des méthodes d'estimation de ces flux, par mesure ou par modélisation, en conditions de relief. Nous terminons ce chapitre par la présentation de la démarche générale adoptée dans cette thèse.

Influence du relief sur les flux de surface

Les flux de masse et d'énergie échangés à l'interface surface-atmosphère sont influencés par les variables météorologiques, le sol, le couvert végétal, ainsi que par les paramètres micro-météorologiques qui découlent de leurs interactions. L'ensemble de ces facteurs peut être influencés par le relief, comme l'a montré la revue bibliographique de Raupach et Finnigan (1997) portant sur l'influence de la topographie sur les variables météorologiques et les interactions surface-atmosphère. Ces auteurs donnent une première classification des reliefs selon leur hauteur relative à celle de la couche limite atmosphérique, dont l'épaisseur est typiquement de l'ordre du kilomètre dans la journée.

Les reliefs ayant une hauteur significative par rapport à celle de la couche limite atmosphérique perturbent fortement les courants troposphériques situés au dessus d'elle ; par conséquence, les champs de vent y sont fortement influencés par les effets de stratification thermique. Au contraire, dans le cas de reliefs de faible altitude (jusqu'à quelques centaines de mètres) le champ de vent diurne n'est le plus souvent que peu thermiquement stratifié (conditions neutres ou instables) et l'effet majeur du relief s'exerce via le champ de pression induit par le vent, qui conduit à des vents de surface généralement plus forts sur les sommets que dans les fonds de vallée. Comme nous le verrons par la suite, cet effet du relief en conditions pas ou peu thermiquement stratifiées se traduit aussi par une forte différence de régimes de turbulence entre les versants pour lesquels le vent est ascendant et ceux pour lesquels il est descendant.

Une deuxième classification concerne l'existence ou non de vents locaux induits par les effets thermiques du relief, dus aux variations de la densité de l'air avec sa température : vents katabatiques et anabatiques qui descendent ou montent le long des pentes, vents de vallée que descendent ou montent dans l'axe de la vallée. La direction et l'intensité de ces vents locaux peuvent varier fortement au cours du cycle diurne. Un troisième type de classification des reliefs provient de l'existence ou non de condensation due au refroidissement de l'air lors de sa montée le long du relief et dont des effets bien connus sont les précipitations orographiques et l'effet de foehn.

Précisons d'emblée que le cadre de cette étude étant l'analyse des échanges surface-atmosphère sur un petit bassin versant collinaire, nous nous situons dans le cas d'un relief modéré (de l'ordre de la centaine de mètres) avec des conditions atmosphériques peu ou pas thermiquement stratifiées et ce d'autant plus que, comme nous le verrons dans le chapitre 3, les vitesses de vents observées sont généralement importantes. De même, nous verrons que dans notre cas d'étude, nous ne sommes pas en présence de vents locaux induits par les effets thermiques du relief, ni de phénomènes liés à la condensation de la vapeur d'eau avec les changements d'altitude.

Dans cette présentation des effets du relief sur les flux de surface, la première partie décrit les facteurs d'hétérogénéité induits par le relief et leur influence sur les échanges surface atmosphère, la deuxième partie décrit l'influence du relief sur les échanges radiatifs et la troisième partie décrit son influence sur les échanges convectifs. Nous terminons par une synthèse de l'influence du relief sur les échanges surface - atmosphère de masse et d'énergie.

1.1. Variabilité spatiale engendrée par le relief

Suite à l'action du ruissellement et de l'érosion, la profondeur des sols et leurs réserves en eau peuvent être influencées par le relief : les sols sont généralement plus profonds en bas de pentes qu'aux sommets. Ceci a un impact sur l'évapotranspiration : en étudiant l'influence de la topographie sur l'évapotranspiration (ETR) à l'aide de mesures de l'humidité du sol et du taux de transpiration par flux de sève, Tromp-van Meerveld et McDonnell (2006) ont conclu que la profondeur du sol est le facteur déterminant de l'ETR, surtout en périodes non humides.

La variation des réserves hydriques et de la profondeur des sols engendre aussi une variation dans la distribution des espèces et dans le développement de la végétation. Cette dernière a une influence sur les paramètres micro-météorologiques. Les valeurs des caractéristiques aérodynamiques de la surface dépendent fortement de la hauteur et de la structure de la végétation (Lagouarde et al., 1995). La hauteur de déplacement (d) augmente avec l'indice foliaire et avec la hauteur à laquelle la densité de feuilles est la plus élevée (Tuzet et al., 1995). Les mêmes auteurs montrent que la longueur de rugosité (z_0) diminue à partir d'un certain seuil d'indice foliaire, cette diminution étant d'autant plus importante que la densité maximale de surface foliaire se situe au voisinage du sommet du couvert. Dans ce cas, le haut du couvert se comporte comme une surface fermée et donc moins rugueuse à l'écoulement de l'air. (Tuzet et al., 1995). Différentes méthodes de détermination des paramètres de caractéristiques de surface (longueur de rugosité et hauteur de déplacement) selon la structure de la végétation ont été présentées par Baldocchi (2006), des plus classiques telles que celles de Shaw et Pereira (1980) ou Monteith et Unsworth (1990) aux plus récentes telles que les paramétrages analytiques exprimant la longueur de rugosité et la hauteur de déplacement en fonction de la hauteur de la végétation et de son indice foliaire (Raupach, 1994). Le relief est donc susceptible d'accentuer la variabilité spatiale des paramètres micro-météorologiques à l'échelle de la parcelle, suite à son impact sur le sol et la végétation.

1.2. Influence du relief sur les échanges radiatifs

La quantité d'énergie reçue par une surface varie comme le cosinus de l'angle entre sa normale et la direction du rayonnement incident. Dans le cas du rayonnement global (R_g), les variations sont principalement dues à celles du rayonnement solaire direct et il faut prendre en compte la pente (inclinaison par rapport à l'horizontale) et l'orientation (azimut par rapport au Nord géographique) de la surface considérée par rapport à la direction du soleil (Cellier et al., 1995). Ceci entraîne des variations de l'éclairement reçu par les différents versants d'un même bassin, qui peuvent être calculées, géométriquement, de manière assez simple. Dans le cas du rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'onde (R_a), les variations avec le relief proviennent principalement des proportions respectives de sol et de ciel vues depuis le point considéré, et de la différence entre leurs températures apparentes.

Plusieurs études se sont intéressées à estimer ces variations du rayonnement avec le relief et en ont proposé des modélisations. Concernant les flux de surface, c'est surtout l'influence des variations du rayonnement incident sur le rayonnement net (R_n) qui sont importantes. Hammerle et al. (2007) ont ainsi corrigé les mesures de rayonnement net réalisées à l'horizontale selon Nie et al. (1992) en tenant compte de l'inclinaison et de l'orientation du site. Rana et al. (2007) ont calculé le rayonnement net en tenant compte de la pente et de l'élévation du soleil dans le calcul du rayonnement solaire direct, puis selon Whiteman et al. (1989) en négligeant l'effet de la pente sur le rayonnement diffus et le rayonnement atmosphérique parce que les pentes considérées étaient inférieures à 30 %. Selon Raupach et al. (1992) une advection horizontale d'énergie le long d'une pente courbée peut provenir de la variation du rayonnement solaire incident induite par cette courbure. Massman et Lee (2002) expliquent que ceci peut engendrer une différence de surface source selon la direction de l'écoulement.

1.3. Influence du relief sur les échanges convectifs

La vitesse du vent influence considérablement les échanges de masse et d'énergie entre surface et atmosphère, on en trouvera des exemples concrets dans Evett (2002). Le relief a une influence sur la vitesse du vent, son écoulement et son profil vertical. Cette influence du relief intéresse plusieurs domaines de recherches tels que le choix de sites de production de l'énergie éolienne (Neff et Meroney 1998), la gestion des forêts, la dispersion des polluants et de pollen (Poggi et Katul 2007), l'analyse d'écosystèmes et particulièrement du cycle de l'eau et du carbone, l'estimation du flux de CO_2 échangé par les forêts dans le cadre de l'étude des changements climatiques (Dupont et al., 2008). L'effet du relief sur le vent est plus ou moins important selon la géométrie du relief et le profil vertical de vent (Cellier et al., 1995).

Sur une petite colline isolée, dans les conditions de non stratification thermique, l'écoulement peut être divisé en plusieurs régions ayant différentes propriétés dynamiques. Sur le versant face au vent (vent ascendant) et jusqu'à proximité de la crête, il y a augmentation de la pression de l'air et de sa vitesse. Selon Jackson et Hunt (1975) cette région peut-être divisée verticalement en deux couches : la couche proche de la surface, appelée couche interne (*inner region*), où les lignes de courant sont fortement perturbées par la surface et une couche externe (*outer region*) où les lignes de flux sont parallèles entre elles. L'épaisseur de la

couche interne est de l'ordre de 0.05 à 0.1 L_{col} où L_{col} est la longueur caractéristique de la colline, généralement définie comme sa demi-longueur à l'altitude de sa demi-hauteur $H_{col}/2$ (Raupach et Finnigan, 1997). Sur le versant sous le vent (vent descendant) il y a diminution de la pression de l'air et de sa vitesse et il apparaît une zone de sillage caractérisée par une forte intensité de turbulence. Si la pente est suffisamment forte, il peut de plus apparaître un bulbe de séparation, caractérisé par des écoulements de surface allant le sens opposé au courant général (re-circulations).

Les caractéristiques des écoulements sur relief sont aussi affectées par les conditions de surface, en particulier par sa rugosité : à titre d'exemple, pour Raupach et Finnigan (1997), les phénomènes de séparation apparaissent pour des pentes de l'ordre de 20° si la surface est lisse et pour des pentes de l'ordre de 10° si la surface est rugueuse. Enfin l'existence de stratification thermique peut accentuer les effets du relief sur les écoulements : si pour un écoulement non-stratifié, le maximum de vitesse du vent est observé juste en amont du sommet de la colline, la position de ce maximum se déplace sous le vent de la crête en conditions de forte stabilité thermique.

1.4. Conséquence sur les flux de surface

Le relief induit des variabilités spatiales de l'humidité du sol et du développement de la végétation. L'inclinaison, l'orientation et la forme de la pente modifient les lignes d'écoulement, les profils verticaux de vitesse du vent et ceux des grandeurs scalaires comme la température et l'humidité. Ces changements induisent des modifications des flux convectifs et des coefficients d'échanges correspondants, ainsi que de la température de surface qui résulte de l'équilibre du bilan d'énergie. Plusieurs études ont ainsi été consacrées aux modifications des flux surface-atmosphère induites par la présence de petites collines, couvertes ou non par de la végétation basse, par le biais de l'expérimentation et/ou de la modélisation (Finnigan 1988 ; Kaimal et Finnigan 1994 ; Finnigan et Brunet 1995 ; Belcher et Hunt 1998 ; Finnigan et Belcher 2004). Récemment, Poggi et Katul (2007) ont attiré l'attention sur le fait que si les flux sont clairement affectés par la topographie, la description de la turbulence en terrains à topographie complexe reste délicate.

2. Estimation des flux de surface en conditions de relief

L'estimation des flux de surface en conditions de relief est soumise à une complexité provenant de la présence de l'hétérogénéité des propriétés de la surface, des changements de forme des profils de vitesse du vent et de grandeurs scalaires (température, humidité...) et de variations des écoulements qui dépendent de la forme du paysage, de la direction du vent et des surfaces elles-mêmes. Comme tout changement des conditions de surface, ces phénomènes induisent l'existence de flux latéraux ou advection. Pour d'estimer les flux de surface en conditions de reliefs, certains travaux essayent de prendre en compte l'influence des phénomènes d'advection sur les flux, tandis que d'autres travaux tentent de corriger l'effet du relief sans tenir compte de l'advection. Nous présentons dans ce qui suit une synthèse des travaux relevant de ces deux approches.

2.1. Estimation des flux avec prise en compte l'advection

Katul et al. (2006) ont montré par modélisation qu'il est très important de considérer l'advection pour interpréter les mesures de flux convectifs sur une colline. Pour étudier expérimentalement l'influence du relief sur les écoulements, plusieurs points de mesures (tours à flux) sont théoriquement nécessaires. En effet, cette situation engendre des hétérogénéités bi- voire tri-dimensionnelles par rapport à la situation du terrain plat et homogène. L'investissement en termes d'instrumentation est considérable. De plus, la précision requise est importante. Heinesch et al. (2007) ont mesuré l'advection de la vitesse verticale par le biais de deux anémomètres soniques tridimensionnels installés sur le même mât mais à des niveaux différents. La comparaison avec des mesures à une seule localisation a montré que l'incertitude sur la vitesse verticale moyenne est de 0.041 m/s, soit du même ordre de grandeur que la vitesse elle-même. Ils en concluent que l'estimation de la vitesse verticale est la source d'erreur la plus importante. A côté de ces campagnes expérimentales de terrain, plusieurs expérimentations en soufflerie (Finnigan et Brunet, 1995 ; Kim et al. 1997 ; Neff et Meroney 1998 ; Ross et al. 2004 ; Poggi et Kaul, 2007) ont permis d'obtenir des descriptions détaillées des écoulements et des échanges convectifs, sur des reliefs de forme simplifiée (collines bi-dimensionnelles notamment).

Parallèlement à ces approches expérimentales, et sans doute en partie à cause des difficultés à les mettre en œuvre, des efforts croissants de modélisation ont été conduits depuis les années 1980, dont on trouvera voir une revue dans Raupach et Finnigan (1997) et dans Katul et al. (2006). Partant d'approches purement analytiques comme celle de Jackson et Hunt (1975), les progrès des techniques de simulations numériques et l'augmentation de la vitesse des calculateurs ont permis le développement de modèles de plus en plus détaillés pour simuler les écoulements sur relief. Les modèles dits de *large-eddy simulation (LES)* qui permettent de résoudre les équations régissant les écoulements de fluides sur des espaces relativement étendus et avec une résolution fine représentent actuellement l'approche la plus prometteuses. Tamura et al., (2007) ainsi ont trouvé une bonne correspondance entre des mesures réalisées en soufflerie et des simulations par LES sur des collines avec végétation, en se basant sur les profils de vitesse de vent et d'intensité de turbulence. Dupont et al., (2008) ont validé les simulations LES des écoulements turbulents au dessus et à l'intérieur d'une forêt, sur une colline bi-dimensionnelle, eux-aussi par rapport à des mesures obtenues en soufflerie. Toutefois, les modèles LES sont délicats à mettre en œuvre, très lourds en ressources informatiques et la possibilité de leur application sur des paysages complexes n'a pas encore été démontrée.

2.2. Estimation des flux sans prise en compte de l'advection

Compte tenu des difficultés de mesure et de modélisation des flux de surface en tenant compte de l'advection dans les situations à topographie complexe, plusieurs études ont tenté d'estimer ces flux en négligeant les phénomènes d'advection. Ces études sont principalement basées sur des mesures par covariances turbulentes, auxquelles s'ajoutent quelques mises en œuvre de la scintillométrie et enfin, la mise au point de modélisations simplifiées prenant en compte l'effet des pentes. Nous présentons ces différentes approches dans ce qui suit, en insistant sur les méthodes de correction appliquées.

2.2.1. Mesure par la méthode des covariances turbulentes

La méthode des covariances turbulentes est considérée comme une méthode de référence pour la mesure des flux convectifs échangés entre surface et atmosphère car elle permet une estimation directe des densités de flux, sans hypothèse sur la forme des profils et sur les diffusivités turbulentes. Nous ne rappelons ici que succinctement le principe de cette méthode, dont une présentation plus détaillée sera donnée dans le chapitre 2. La mesure des flux turbulents par covariances turbulentes repose sur la mesure à haute fréquence des trois composantes de la vitesse du vent (u , v dans le plan horizontal, w étant la vitesse verticale) par un anémomètre, les flux verticaux étant proportionnels à la covariance entre la vitesse verticale w et la grandeur scalaire correspondante, mesurée à la même fréquence, température T pour le flux de chaleur sensible, humidité spécifique q pour le flux de chaleur latente ou évaporation. Plusieurs auteurs ont réalisé des mesures de flux par cette méthode, en situation de relief, en adoptant les mêmes techniques (instruments et mode de calcul des flux) que celles classiquement utilisées en terrain plat, mais en testant différentes positions de l'anémomètre, différents changements de systèmes de coordonnées (rotations) et différents modes de contrôle de qualité des données obtenues.

2.2.1.1. Correction de l'inclinaison de l'anémomètre

Lors de campagnes de mesures utilisant la méthode des covariances turbulentes, il est essentiel que la verticalité de l'anémomètre soit aussi parfaite que possible. Dans la pratique, il y a toujours une déviation par rapport à la verticale, induisant une erreur dans l'estimation des flux. Pour corriger cette erreur, on effectue, lors du calcul des flux, des rotations du système d'axe permettant d'aligner a posteriori l'anémomètre avec la verticale. Ces rotations sont effectuées autour des trois axes de l'anémomètre (voir chapitre 2) : la rotation « yaw » autour de l'axe vertical aligne la composante u sur la direction du vent dominant, la rotation « pitch » autour de l'axe horizontal perpendiculaire à la direction du vent permet d'annuler sa composante verticale et la rotation « roll » autour de l'axe horizontal parallèle permet d'annuler la corrélation entre v et w . Plusieurs combinaisons de rotations ont été proposées dans la littérature (Tanner et Thurtell, 1969 ; Kaimal et Finnigan, 1994), la « double rotation » combinant « yaw » et « pitch » et la « triple rotation » combinant les trois. Elles ont largement utilisées dans le cadre de mesures réalisées sur terrain en pente. Par exemple, Carrara et al.

(2003) ont mis en œuvre la triple rotation sur forêt avec faible pente, ainsi que Humphreys et al. (2003) sur forêt avec des pentes comprises entre 5 et 10° et Geissbühler et Siegwolf (2000) sur forêt en terrain montagneux.

Lee (1998) a montré que la vitesse verticale peut ne pas être égale à zéro et une autre procédure de rotation a été proposée par Wilczak et al., 2001. Cette méthode nommée « planar fit » calcule, sur un jeu de données étendu (plusieurs jours) le plan moyen de l'écoulement et oriente la verticale de l'anémomètre perpendiculairement à ce plan.

Massman et Lee (2002) expliquent que le choix du système de coordonnées est très important. Les trois méthodes, double rotation, triple rotation et « planar fit » ont été comparées pour déterminer laquelle est la plus adaptée lors mesures sur terrain en pente. Ainsi, sur une forêt en terrain montagneux, Turnipseed et al. (2003) ont étudié les effets de la topographie locale et de la structure du couvert sur les flux mesurés. Une variabilité significative des angles de rotations à faible vitesse du vent a été observée avec les double et triple rotations, conduisant à une surestimation des flux, ce qui n'était pas observé avec la méthode « planar fit ». Cependant ces différences de flux étaient faibles lorsqu'elles étaient appliquées à de grands jeux de données, incluant les flux de chaleur sensible et de CO₂. Leur recommandation d'utiliser la méthode « planar fit » a été confirmée par Lee et al. (2004) et suivies dans plusieurs travaux parmi lesquels Hammerle et al. (2007) dans une prairie en montagne et Rana et al. (2007) sur un bassin versant occupé par des céréales.

Peu de travaux ont indiqué l'erreur trouvée suite à l'application des rotations, cependant Van Boxel et al. (2004), ont montré que lorsque l'anémomètre sonique est utilisé pour calculer la vitesse de friction (u_*) sur des terrains en pente, il est essentiel d'effectuer la rotation du système du sonique selon l'écoulement. Ils ont en effet montré que l'erreur sur la vitesse de friction (u_*) est de 4 % et que celle sur le flux de quantité de mouvement (τ) est de 9 % par degré de pente ce qui dépasse la valeur de 6 % rapportée par Wilczack et al. (2001) dans leur évaluation théorique.

N'ayant pas appliqué de rotation sur des mesures de flux sur forêt en terrain complexe Rannik et al. (2006) ont pu observer une différence systématique entre les mesures effectuées par deux stations de mesures de flux placées à proximité l'une de l'autre, cette différence variant

avec la direction du vent. Ils en ont déduit que ces différences étaient plus dues à l'effet de la topographie qu'à celui de l'hétérogénéité de la forêt.

Pour chercher une technique minimisant l'erreur d'inclinaison due au relief lors des mesures des flux, une comparaison de mesures réalisées avec deux anémomètres, l'un en position verticale et l'autre perpendiculaire à la pente a été réalisée par Geissbühler et al. (2000). Ils ont conclu que la position normale à la surface réduisant la distorsion des flux, elle paraissait plus adaptée pour des mesures à court terme. Sur de longues périodes, ils n'ont toutefois pas observé de différences significatives.

2.2.1.2. Contrôles de qualité

Avec la multiplication des stations de suivi des flux en continu installées de par le monde, est apparu le besoin en procédures de contrôle de qualité des données acquises. Ces contrôles permettent de quantifier la qualité des données acquises et, dans le cas de réseaux, de permettre l'intercomparaison entre données acquises sur plusieurs sites. Plusieurs critères de qualité des mesures de flux ont été établis dans littérature. Les plus utilisés, et qui seront détaillés dans le chapitre 2, sont celui de vérification de la stationnarité de la mesure dans l'intervalle de temps choisi et celui d'homogénéité spatiale de la turbulence (« turbulence intégrale ») (Foken et Wishura, 1996 ; Geissbühler et al., 2000 ; Hammerle et al., 2007 ; Rebmann et al., 2005. Hiller et al. (2008) ont utilisé ces tests dans des conditions de terrain en pente. D'autres critères ont été proposés, tel la vérification de l'influence de la topographie en filtrant les vitesses verticales dépassant le seuil de 0.35 m/s par Rebmann et al. (2005).

Une autre forme de contrôle de qualité est la vérification de la zone contribuant aux flux mesurés ou « footprint » qui peut être modélisée selon plusieurs approches. Ces modèles de footprint n'ont le plus souvent pas été établis spécifiquement en prenant en compte les conditions de relief. Ils ont cependant été utilisés par plusieurs équipes comme l'un des paramètres de contrôle de qualité. Turnipseed et al. (2003) ont utilisé le modèle proposé par Schuepp et al. (1990) parce qu'il a été montré qu'il surestime les dimensions du footprint de 20 % par rapport à d'autres modèles largement utilisés, tels ceux de Horst et Weil (1994) et Wilson et Sawford (1996). Bsaibes (2007) a utilisé le modèle de Horst et Weil (1994) parce

qu'il a été adapté aux mesures scintillométriques. Göckede et al. (2004) ont développé une approche d'évaluation de la qualité des flux mesurés dans des terrains complexes. Ils ont combiné les critères de contrôle de qualité de Foken et Wishura (1996) avec le modèle analytique de la zone source de flux (FSAM) développé par Schmid (1994, 1997). Rebmann et al. (2005) ont appliqué cette approche sur plusieurs sites de CARBOEUROFLUX. Hammerle et al. (2007) ont réalisé une analyse de footprint selon le modèle de Hsieh et al. (2000).

Il ressort de l'analyse de la bibliographie qu'il n'existe pas un modèle de footprint adapté aux situations de relief ; chaque auteur semble utiliser le modèle qu'il juge adapté à ses besoins et à ses objectifs, voire celui qui lui est facilement disponible.

2.2.1.3. Comparaison de la qualité des flux turbulent acquis sur pente et en terrain plat

Hammerle et al. (2007) ont jugé de la validité de jeux de données par l'évaluation de deux tests indépendants (i) une comparaison avec des mesures par chambre de CO₂ et (ii) par la capacité des mesures par covariances turbulentes à clôturer le bilan d'énergie. L'évaluation de la clôture du bilan d'énergie ne montre pas de différence significative de qualité entre des données acquises sur deux prairies, l'une en pente en montagne et l'autre en terrain plat au bas de la vallée, l'énergie disponible étant sous-estimée de 28 et 29 % respectivement. Ils concluent que moyennant un contrôle de qualité approprié, les mesures des flux par covariances turbulentes réalisées sur une prairie à forte pente sont de même qualité que celles réalisées sur terrain plat. Wilson et al. (2002) ont étudié la clôture du bilan d'énergie sur 22 sites et sur toute l'année et ont conclu qu'il n'y avait pas de différence de qualité entre les mesures obtenues sur les sites plats et celles obtenues sur les sites en pente, et que les flux turbulents étaient sous estimés de 20 % pour les différentes saisons et les différents rapports de Bowen. Hiller et al. (2008) ont montré qu'il était possible de réaliser des mesures de flux par covariances turbulentes en situation de montagne, avec un faible défaut de bouclage du bilan d'énergie. Geissbühler et al. (2000) ont montré que les mesures des flux turbulents acquises sur le long terme dans les terrains complexes pouvaient être utiles dans les applications écologiques, même avec des contrôles de qualité moins stricts. Turnipseed et al. (2003) concluent que dans plusieurs de ces jeux de données, la variabilité de la végétation

locale exerce considérablement plus d'influence sur les flux que la complexité de la topographie

2.2.2. Mesure du flux de chaleur sensible par scintillométrie

Rappelons que la mesure du flux de chaleur sensible par scintillométrie, qui sera elle aussi détaillée au chapitre 2, repose sur l'analyse des fluctuations d'intensité que subit un signal optique le long du trajet optique entre un émetteur et un récepteur. Ces fluctuations (encore appelées scintillations) dépendent des variations de l'indice de réfraction le long de ce trajet optique, générées par les variations de température au sein des tourbillons (Lagouarde et al. 1995).

La capacité des scintillomètres à estimer le flux de chaleur sensible, via un calcul itératif, sur une surface homogène a été vérifiée par McAneney et al. (1995) et validée par comparaison avec des mesures réalisées par covariances turbulentes. Le calcul du flux de chaleur sensible à partir des mesures par scintillométrie fait intervenir la théorie de similitude de Monin-Obukhov, ce qui présente une contrainte en présence de surface hétérogène. Néanmoins, des travaux ont été conduits pour étudier l'effet de l'hétérogénéité de la surface sous le trajet optique du scintillomètre. Chehbouni et al. (1999) ont proposé de tenir compte de la variabilité de la végétation dans l'estimation de la hauteur de déplacement et de la longueur de rugosité sous le trajet optique. En testant la scintillométrie au dessus de deux parcelles très différentes du point de vue de la hauteur du couvert et du flux de chaleur, Lagouarde et al. (2002) ont trouvé une surestimation systématique de 10 % et ont expliqué que cela était dû à la forme d'intégration du signal qui ne suit pas une forme linéaire mais en cloche. Ils ont ainsi proposé une méthode semi empirique pour corriger ce biais afin de pouvoir utiliser la méthode sur un plan pratique et à moindre coût. L'utilisation de ces mesure à long terme sur surface hétérogène a été testé par Beyrich et al. (2002) et comparé avec des simulations. Suite à des mesures sur surfaces hétérogènes, Meijninger et al. (2002) ont trouvé une bonne correspondance, notamment après utilisation d'un modèle de footprint.

En situation de relief, la hauteur de mesure sous le trajet optique est variable. Il est important de bien estimer cette hauteur puisque qu'elle intervient dans le calcul du flux de chaleur sensible à partir de mesures scintillométriques. Certains travaux tiennent compte d'une

hauteur effective, tels Chehbouni et al. (2000) qui ont testé trois méthodes de calcul de la hauteur effective. Ils ont confirmé que le flux de chaleur sensible augmentant significativement avec la hauteur, la hauteur du scintillomètre ainsi que la topographie au dessous de son trajet optique doivent être estimés avec précision. Ils ont attiré l'attention sur le fait qu'en plus de la fonction de pondération classique, il doit être ajoutée une dépendance avec la vitesse et la direction du vent. Il faudrait de plus tenir compte d'une dimension temporelle et d'une dimension spatiale pour intégrer la variabilité relative à chaque surface contribuant aux mesures du scintillomètre.

L'erreur de l'estimation du flux de chaleur sensible par scintillométrie est très liée à l'erreur d'estimation de la hauteur de mesure et aux conditions de stabilité atmosphérique : Hartogensis et al. (2003) ont montré qu'en conditions de convection libre, l'erreur relative à la hauteur est équivalente à celle relative au flux de chaleur sensible et qu'en conditions neutres, elle est la moitié de celle de la hauteur. Différentes méthodes d'estimation de la hauteur intégrée sous le trajet ont été proposées : une estimation de la hauteur effective fonction des conditions de stabilité atmosphérique, d'autres formulations indépendantes des conditions de stabilité.

Pour tenir compte du relief, Meijninger et de Bruin (2000) proposent de simuler la hauteur de mesure à une hauteur équivalente pour estimer le paramètre de structure pour la température (C_T^2). Cette méthode n'est toutefois pas applicable à toutes les situations de relief car cela conduit dans certains à obtenir un trajet optique « coupant » le sol. Lagouarde et al. (2006) ont proposé une autre formulation pour estimer la hauteur de mesure sous le trajet optique, en calculant l'échelle de température T_* de manière itérative. En utilisant cette formulation, sur un petit bassin versant à relief modéré et à occupation du sol hétérogène, Bsaibes (2007) a montré le bon accord des mesures du flux de chaleur sensible par scintillométrie avec celles obtenues soit par covariances turbulentes, soit par modélisation SVAT multi-locale, à condition de pondérer les flux locaux par les footprints instrumentaux.

La technique de mesure par scintillomètre a l'avantage d'être relativement simple à mettre en œuvre et procure en continu des mesures spatialement intégrées du flux de chaleur sensible. Elle est bien adaptée à la mesure sur des surfaces hétérogènes et donne de bons résultats en conditions de relief modéré. Toutefois, l'interprétation des mesures scintillométriques acquises sur des reliefs complexes reste délicate. De plus, comme dans le cas des covariances

turbulentes, on ne dispose pas à l'heure actuelle de modèles de footprint adaptés aux reliefs complexes.

2.2.3. Modélisation des flux en conditions de relief

A coté des modèles analytiques et numériques évoqués dans la première partie de ce chapitre, force est de constater que la littérature ne propose que très peu de paramétrages « opérationnels » de l'effet du relief sur les flux convectifs. Rana et al. (2007) ont récemment proposé et testé une méthodologie d'estimation des flux de masse et d'énergie en conditions de pente, n'utilisant en entrée que des données agrométéorologiques standard et la connaissance de la topographie. Leur méthodologie est basée sur des paramétrages, en situation de pente, de chacun des termes du bilan d'énergie. Pour les flux convectifs, ils étendent la similitude entre l'influence de la topographie en conditions de neutralité thermique et celle des forces de flottabilité, introduite par Kaimal et Finnigan (1994) et proposent de multiplier les classiques fonctions de stabilité par un coefficient de réduction, fonction de la seule pente. Ce coefficient est ajusté empiriquement par comparaison avec les flux mesurés par covariances turbulentes. Si ce paramétrage paraît donner, après calage, des résultats satisfaisants en termes de simulation des flux diurnes, il est à noter que le coefficient de correction des fonctions de stabilité ne dépend que de la pente et non du sens du vent par rapport à celle-ci.

3. Conclusion et démarche adoptée

A l'échelle d'un bassin versant, les flux échangés entre surface et atmosphère, dont l'évapotranspiration, sont fortement influencés par les conditions de relief. Le relief accentue en effet l'hétérogénéité des variables influant sur l'ETR telles que les variables climatiques, les réserves hydriques du sol et le développement de la végétation. Ces hétérogénéités de la surface ont ainsi des conséquences directes sur les variables micro-météorologiques et sur les flux surface-atmosphère.

Pour estimer l'ETR tout en intégrant l'hétérogénéité, la méthode du bilan hydrique est difficilement utilisable en pratique car très lourde à mettre en œuvre. Avec la méthode du

bilan d'énergie et des mesures des flux atmosphériques l'hétérogénéité est mieux intégrée. Toutefois il est recommandé d'éviter la sous couche de rugosité et de se situer dans les couches dans lesquelles les hypothèses d'homogénéité peuvent être admises. Or les changements de rugosité de la surface, induits par la présence de relief, conduisent à la présence de transferts latéraux, ou advection. Même s'il est théoriquement nécessaire de tenir compte de cette dernière, cela est difficile, à la fois en termes de protocole de mesure et parce que la modélisation des écoulements n'est pas encore adaptée aux situations à relief complexe.

Plusieurs études ont donc tenté d'utiliser des mesures de flux surface-atmosphère en situation de relief, sans considérer l'advection mais en tenant compte du relief via des corrections de l'effet de la pente et en effectuant des contrôles de qualité sur les données. Bien que les résultats de ces approches expérimentales soient encourageants, un manque d'analyse de l'effet de la pente sur les écoulements et sur les flux est ressenti. Sur le plan de la modélisation des flux de surface en conditions de relief, très peu de travaux existent. Les calculs des flux convectifs dans les modèles de transferts sol – végétation - atmosphère (SVAT) sont le plus souvent basés sur des relations flux-gradients qui reposent sur des hypothèses d'homogénéité. Ceci peut être expliqué par : 1/ un déficit de connaissances de l'effet du relief sur les flux verticaux ainsi que la difficulté de leur estimation en raison des modifications par le relief des profils verticaux de vitesse du vent et des grandeurs scalaires (température, humidité...), 2/ les difficultés de représentation des écoulements et 3/ le manque de données utilisables pour le calage et la validation de telles approches.

Il y a donc un besoin de plus d'informations, par conséquent, de mesures de flux en condition de relief, d'abord pour comprendre les phénomènes, ensuite pour pouvoir estimer l'ETR dans des paysages réels, dont le relief est le plus souvent complexe, et enfin pour caler et valider les modèles hydrologiques, SVAT et atmosphériques.

Pour estimer les flux sur un bassin versant à couverture végétale et à relief hétérogènes, nous avons choisi d'approfondir d'abord l'analyse de l'effet de la pente sur les écoulements et sur les flux mesurés, sans tenir compte de l'advection. Pour ce faire, nous avons adopté une démarche en trois étapes (Figure 1.1) :

1. mesure des flux en conditions de pentes,
2. compréhension des phénomènes en approfondissant l'analyse des mesures et des effets du relief à des pas de temps fins,
3. analyse des conséquences de l'effet du relief sur les mesures de l'ETR par bilan d'énergie à l'échelle de la saison de culture.

Ces trois étapes sont détaillées de la manière suivante.

1/- La première étape, expérimentale, vise à obtenir des jeux de données de flux en conditions de relief, à l'échelle locale et à l'échelle d'un ensemble de parcelle (voir le Chapitre 2 sur la Figure 1.1).

- Les mesures de flux de surface à l'échelle locale doivent représenter l'hétérogénéité du bassin versant, la variabilité du climat et l'effet des pentes. Ainsi il est nécessaire d'intervenir sous différentes conditions d'écoulement, d'occupation de sol et de saison. Pour mieux comprendre les phénomènes, il est aussi souhaitable de réaliser des mesures simultanées en différents points du bassin versant pour permettre la comparaison des phénomènes dans les mêmes conditions climatiques.
- A l'échelle de l'ensemble de parcelle, les mesures sont intéressantes puisqu'elles représentent directement une surface hétérogène ; cette surface doit être représentative du bassin versant tant sur le plan des éléments de surface qui y sont représentés que sur celui du relief. Ces mesures serviront à l'analyse de l'effet du relief à cette échelle et joueront de plus le rôle de données indépendantes des précédentes.
- En parallèle aux mesures de flux, une caractérisation des facteurs influant l'évapotranspiration, tels que climat, sol et couverture végétale, sont aussi nécessaire pour l'interprétation.

A la fin de cette étape nous disposons d'un jeu de données permettant de documenter et d'expliquer l'influence du relief sur les flux de surface, dans les conditions d'un petit bassin versant collinaire, puis de pouvoir en déduire les ETR journalières à l'échelle de la parcelle et de l'ensemble de parcelles.

2/- La seconde étape se propose de comprendre l'influence de la pente. Pour cela, nous procédons en 3 temps.

- Nous commençons tout d'abord par déterminer l'influence du relief sur les écoulements, par une approche expérimentale qui ne tient pas compte de l'advection, mais qui analyse finement la géométrie de ces écoulements à l'échelle de la parcelle via et qui les compare à la topographie locale (voir le Chapitre 4 sur la Figure 1.1).
- Dans un second temps, nous analysons l'influence du relief sur les différents termes du bilan d'énergie à l'échelle de la parcelle, selon les conditions d'écoulement et d'occupation du sol. Pour ceci, nous proposons de quantifier l'effet des corrections rotatives sur les flux turbulents, et de comparer les mesures réalisées avec des formulations classiques de la littérature pour le rayonnement net (voir le Chapitre 5 – première partie – sur la Figure 1.1).
- Pour finir, nous tentons de valider l'influence du relief telle que décrite à l'échelle de la parcelle par les mesures intégrées des flux, à l'échelle d'un ensemble de parcelles (voir le Chapitre 5 – deuxième partie – sur la Figure 1.1).

L'ensemble de ces analyse sera conduit à pas de temps fin, au maximum horaire. Une analyse préalable de la variabilité spatiale et temporelle des facteurs intervenant dans l'évapotranspiration sera nécessaire parcelles (voir le Chapitre 3 sur la Figure 1.1).

3/- La troisième étape vise à déterminer et critiquer les ETR journalières et saisonnières parcelles (voir le Chapitre 6 sur la Figure 1.1).

- Pour certains types de modèles ou d'applications, la quantification des besoins en eau des cultures est requise à une échelle de temps journalière, voire supérieure. Nous quantifierons les ETR journalières obtenues par mesure des flux turbulents et/ou par résolution du bilan d'énergie, en conditions de relief, à l'échelle de la parcelle pour les différents modes d'occupation du sol, ainsi qu'à l'échelle d'un ensemble de parcelles.
- Ces ETR seront ensuite comparées à celles obtenues par la méthode du bilan hydrique, ce qui nous permettra une analyse critique des ces deux approches, dans les conditions d'un petit bassin versant hétérogène et en présence de relief.

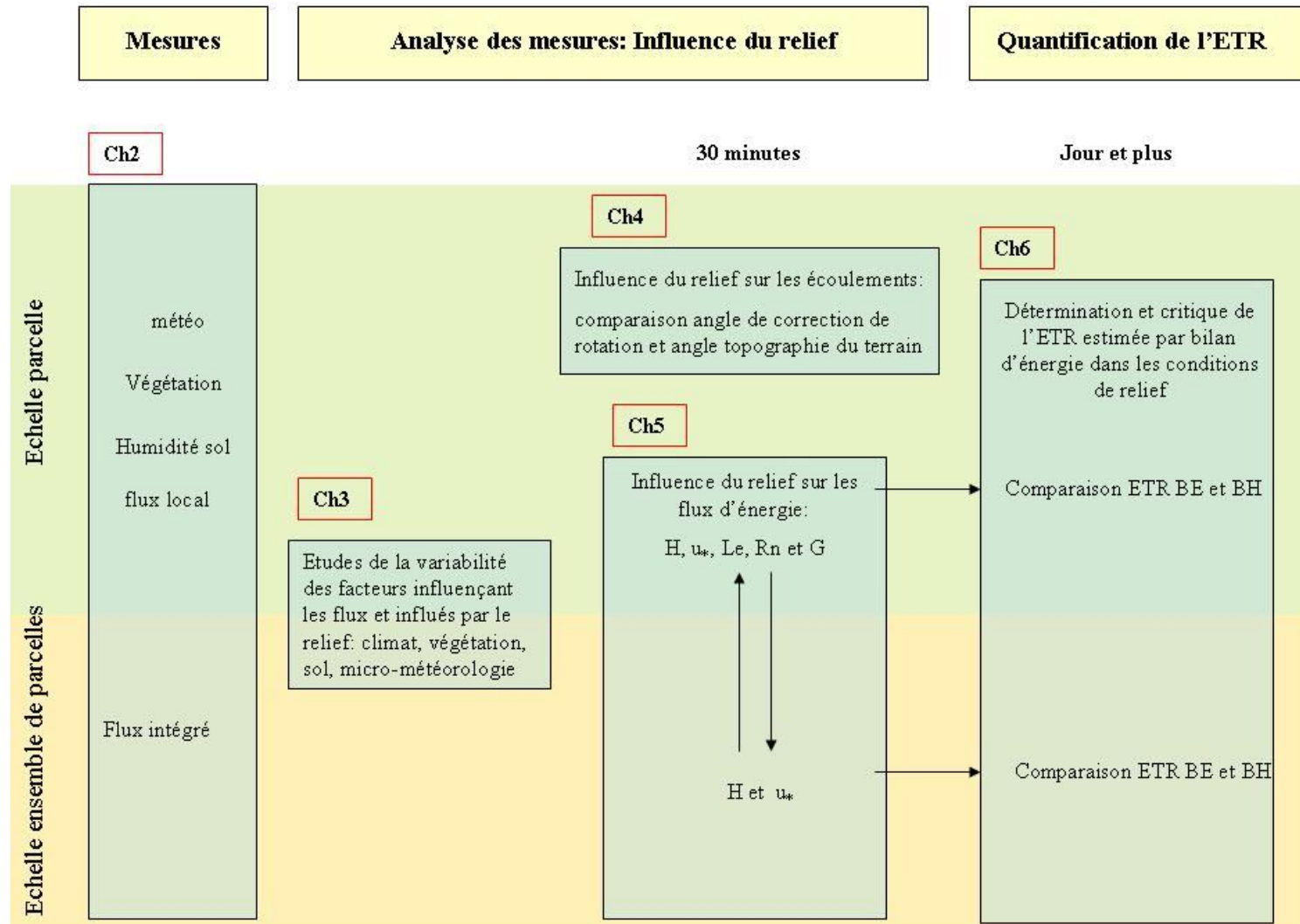


Figure 1.1. Diagramme représentant la démarche générale suivie