Le modèle de bilan hydrologique LARSIM

- Bases du modèle et exemples opérationnels -

www.larsim.info/pdf/LARSIM-Dokumentation.pdf, état : Avril 2019



Editeurs :

Communauté des développeurs de LARSIM - Services de prévision des crues des LUBW, BLfU, LfU RP, HLNUG, BAFU



Editeurs :

Communauté des développeurs de LARSIM - Services de prévision des crues des LUBW, BLfU, LfU RP, HLNUG, BAFU

Cette documentation est dédiée à la mémoire de Karl Ludwig (1944 à 2012).

Monsieur Ludwig a conçu la structure du modèle pluie-débit (PQ) à résolution surfacique et a développé la première version opérationnelle du système de logiciels utilisé pour simuler en détail les processus d'écoulement des crues et pour déterminer les courbes de dimensionnement.

Sa thèse de doctorat, rédigée en 1978 et intitulée « Calcul systématique des processus d'écoulement des crues à l'aide de modèles pluie-débit », a reposé sur la description des ces travaux.

Il a accompagné de près la transformation du modèle PQ en modèle de prévision des crues (Holle, 1985) et en modèle de bilan hydrologique LARSIM (Bremicker, 2000) dans sa forme actuelle.

Avant-propos

Le modèle de bilan hydrologique LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) permet de réaliser des simulations et prévisions surfaciques détaillées des processus du régime hydrologique terrestre.

LARSIM a été développé à titre de logiciel non commercial notamment dans le cadre de travaux mandatés et en partie dans le cadre de projets de recherche.

Les travaux de développement du modèle LARSIM sont constamment poursuivis et coordonnés par la communauté des développeurs composée des services de prévision des crues des länder allemandes de Bade-Wurtemberg, Bavière, Hesse et Rhénanie-Palatinat ainsi que de celui de l'Office fédéral suisse de l'environnement.

Certains services de prévision des crues français, autrichiens et luxembourgeois utilisent eux aussi LARSIM pour établir des prévisions opérationnelles et en partie également pour gérer les réservoirs en temps réel.

Les universités et bureaux d'étude sont d'autres utilisateurs.

Le code source est stocké et géré de manière centralisée auprès du Landesamt für Umwelt, Messungen und Naturschutz du Bade-Wurtemberg, le but étant d'assurer la disponibilité d'une version unique du logiciel qui corresponde aux besoins partagés des utilisateurs dans les centres de prévision des crues.

Les méthodes de calcul qu'englobe LARSIM peuvent également être utilisées pour répondre à de nombreuses autres questions telles que, par exemple, les impacts du changement climatique sur le régime hydrologique.

Les échanges d'expériences annuels entre les utilisateurs de LARSIM permettent d'assurer que LARSIM correspondra également à l'avenir à l'état de la technique et que des missions diverses et variées de la gestion de l'eau pourront être traitées à l'aide de ce logiciel.

Les éditeurs

SOMMAIRE

| 1 | Intro | oduction et objectifs 1 - | | | | | | | | | | |
|---|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| 2 | Con | Conception du modèle de bilan hydrologique LARSIM 3 - | | | | | | | | | | |
| | 2.1 | échel | les et description des processus en hydrologie 3 - | | | | | | | | | |
| | 2.2 | 2.2 Conditions-cadre pour le développement de LARSIM 4 - | | | | | | | | | | |
| 3 | Théorie des modèles : simulation des processus hydrologiques 7 - | | | | | | | | | | | |
| | 3.1 Structure du modèle de bilan hydrologique LARSIM | | | | | | | | | | | |
| | 3.2 | Utilisa | Utilisation de données de forçage météorologiques 11 - | | | | | | | | | |
| | | 3.2.1 | Données de forçage météorologiques utilisées dans LARSIM 11 - | | | | | | | | | |
| | | 3.2.2 | Correction des mesures des précipitations 11 - | | | | | | | | | |
| | | 3.2.3 | Conversion de la température du point de rosée, du rayonnement global et de la durée d'ensoleillement 14 - | | | | | | | | | |
| | | 3.2.4 | Transposition de données de mesure météorologiques sur une surface - 17 - | | | | | | | | | |
| | 3.3 | Rése | rvoir d'interception 21 - | | | | | | | | | |
| | 3.4 | Rése | rvoir de neige 23 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.1 | Bases de la modélisation de la neige avec LARSIM 23 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.2 | Accumulation de la neige 23 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.3 | méthode degré-jour 25 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.4 | Bilans énergétiques établis à l'aide de l'approche de Knauf 27 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.5 | Compaction et dégagement d'eau à partir du manteau neigeux 38 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.6 | Influence de la forêt sur la dynamique nivale 42 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.7 | Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model 48 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.8 | Modélisation de la neige pour différents niveaux d'altitude à l'intérieur des entités spatiales 52 - | | | | | | | | | |
| | | 3.4.9 | Transport des masses de neige et de glace 53 - | | | | | | | | | |
| | 3.5 | Rése | rvoir du sol et formation de l'écoulement 54 - | | | | | | | | | |
| | | 3.5.1 | Structure de base du réservoir du sol 54 - | | | | | | | | | |
| | | 3.5.2 | réservoir du sol à trois composantes d'écoulement | | | | | | | | | |
| | | 3.5.3 | réservoir du sol à quatre composantes d'écoulement | | | | | | | | | |
| | | 3.5.4 | Coefficients de perméabilité verticale et percolation profonde exponentielle- 64 - | | | | | | | | | |
| | | 3.5.5 | Ascension capillaire dans les sols proches de la nappe phréatique 67 - | | | | | | | | | |
| | | 3.5.6 | Prise en compte de types de processus d'écoulement prédominants 70 - | | | | | | | | | |
| | | 3.5.7 | Dynamique de l'imperméabilisation des sols par le gel 74 - | | | | | | | | | |
| | 3.6 | Evapo | otranspiration 77 - | | | | | | | | | |
| | | 3.6.1 | Equation de base de calcul de l'évapotranspiration selon Penman-Monteith- 77 - | | | | | | | | | |
| | | 3.6.2 | Bilan de rayonnement 79 - | | | | | | | | | |
| | | 3.6.3 | Flux de chaleur dans le sol 81 - | | | | | | | | | |

| | 3.6.4 | Résistance aérodynamique | 82 - |
|------|--------|--|-------------------|
| | 3.6.5 | Résistance de surface avec prise en compte de l'humidité du sol | 83 - |
| | 3.6.6 | Calcul simplifié de l'évapotranspiration selon Oudin | 87 - |
| 3.7 | Modu | les de modélisation dédiés aux surfaces terrestres particulières | 88 - |
| | 3.7.1 | Surfaces en eau | - 88 - |
| | 3.7.2 | Surfaces bâties | 89 - |
| 3.8 | Conc | entration de l'écoulement dans le bassin versant | 91 - |
| | 3.8.1 | Modèle de réservoirs parallèles dédié à la concentration de l'écoulen | nent- 91 - |
| | 3.8.2 | Prise en compte de l'indice du temps d'écoulement dans la concentra l'écoulement | ation de 92 - |
| | 3.8.3 | Prise en compte, dans la concentration de l'écoulement, d'un réservo souterraine limité | oir d'eau 94 - |
| 3.9 | Propa | agation de l'onde dans le lit | 96 - |
| | 3.9.1 | Propagation de l'onde selon Williams avec des profils trapézoïdaux | 96 - |
| | 3.9.2 | Intégration directe de profils mesurés | 98 - |
| | 3.9.3 | Interactions entre le lit fluvial et les eaux souterraines | 98 - |
| | 3.9.4 | Relations externes volume/débit | 100 - |
| | 3.9.5 | Propagation de l'onde avec la méthode translation/rétention | 100 - |
| | 3.9.6 | Couplage de LARSIM avec des modèles hydrauliques | 105 - |
| 3.10 | Lacs, | barrages de vallée et bassins de rétention | 106 - |
| | 3.10.1 | Rétention dans des lacs non régulés | 106 - |
| | 3.10.2 | 2 Bassins de rétention | 106 - |
| | 3.10.3 | Barrages de vallée | 107 - |
| | 3.10.4 | Lacs régulés | 108 - |
| | 3.10.5 | 5 Gestion des réservoirs et polders | 109 - |
| 3.11 | Rami | fications, rejets et prélèvements | 111 - |
| | 3.11.1 | Ramification | 111 - |
| | 3.11.2 | 2 Rejeteurs et prélèvements | 111 - |
| 3.12 | Temp | pératures de l'eau | 112 - |
| | 3.12.1 | Les bases du module « température de l'eau » | 112 - |
| | 3.12.2 | 2 Calcul physique du bilan thermique | 113 - |
| | 3.12.3 | 3 Modèles de régression pour le calcul ponctuel de la température de | l'eau- 118 |
| L'EI | TABLIS | SEMENT DE MODÈLES DE BILAN HYDROLOGIQUE LARSIM | 120 - |
| 4.1 | L'étak | blissement de fichiers de bassin | 120 - |
| | 4.1.1 | Aperçu des données de bassin de LARSIM | 120 - |
| | 4.1.2 | Les géodonnées surfaciques et les réseaux d'écoulement | 122 - |
| | 4.1.3 | Les données relatives au lit fluvial | 126 - |
| | 4.1.4 | Données ponctuelles relatives aux réservoirs, rejeteurs et ramification | ns- 128 - |
| 4.2 | Calag | ge et validation | 130 - |
| | 4.2.1 | Calage du modèle | 130 - |

4

| | | 4.2.2 | Méthodes d'évaluation de la qualité du modèle |
|---|-----|--------|---|
| | | 4.2.3 | Méthodes de validation du modèle 138 - |
| 5 | Les | modèle | es de bilan hydrologique LARSIM dans la prévision opérationnelle - 147 - |
| | 5.1 | Aperç | u des modèles LARSIM utilisés dans la prévision opérationnelle 147 - |
| | 5.2 | Bases | s de l'exploitation opérationnelle du modèle |
| | | 5.2.1 | Déroulement du programme opérationnel |
| | | 5.2.2 | Mise à jour des états des réservoirs dans le modèle 153 - |
| | | 5.2.3 | Traitement de lacunes dans les données d'entrée hydrométéorologiques- 154 - |
| | | 5.2.4 | Débits, niveaux d'eau et températures d'eau mesurés 154 - |
| | | 5.2.5 | Prise en compte de niveaux d'eau et de débits sortants 155 - |
| | 5.3 | Optim | nisation de modèles opérationnels |
| | | 5.3.1 | Ajustement automatisé du modèle 155 - |
| | | 5.3.2 | Correction ARIMA automatisée 162 - |
| | | 5.3.3 | Optimisation de la simulation de la neige 169 - |
| | 5.4 | Explo | itation opérationnelle du modèle en Bade-Wurtemberg |
| | | 5.4.1 | Aperçu de l'exploitation opérationnelle au Bade-Wurtemberg 176 - |
| | | 5.4.2 | Prévision des crues et alerte précoce 177 - |
| | | 5.4.3 | Prévision des étiages et de la température de l'eau 186 - |
| | | 5.4.4 | Evaluations surfaciques 191 - |

1 INTRODUCTION ET OBJECTIFS

Les modèles de bilan hydrologique sont des logiciels permettant de quantifier la répartition spatiale et temporelle de composantes essentielles du régime hydrologique telles que les précipitations, l'évapotranspiration, l'infiltration, la capacité de stockage d'eau d'un bassin versant et l'écoulement (Singh 1995). Ils mettent en relation les différentes composantes du régime hydrologique (Figure 1.1) et en montrent les interdépendances.



Figure 1.1 : Représentation schématique des composantes du régime hydrologique (selon Wohlrab et al. 1992, modifiée)

Contrairement aux modèles pluie-débit conventionnels fréquemment utilisés dans le passé par la gestion de l'eau, les modèles de bilan hydrologique permettent entre autres de simuler et de prévoir en continu l'ensemble des processus d'écoulement même sur des périodes prolongées au lieu de les décomposer en aspects partiels tels que les débits de crue d'un événement précis. Les modèles de bilan hydrologique permettent par ailleurs de modéliser certaines composantes du régime hydrologique que les modèles pluie-débit usuels ne prennent pas en compte ou que de manière très simplifiée ; il s'agit de l'évaporation, du régime d'humidité du sol ou de la recharge des nappes phréatiques.

Les modèles de bilan hydrologique peuvent être utilisés à différentes fins telles que : - la représentation de l'état actuel du système1)

¹⁾ Dans ce contexte, *l'état du système* englobe tant les caractéristiques du bassin telles que l'occupation des sols et les altitudes que les paramètres du lit fluvial tels que sa largeur et sa profondeur ainsi que les paramètres météorologiques tels que les précipitations et la température de l'air.

p. ex. comme base d'évaluation pour améliorer les situations défavorables pour la gestion des eaux ou comme données d'entrée pour les modèles sur la qualité des eaux et les eaux souterraines

 la simulation (pronostic / scénarios) des changements survenus dans les états du système

p.ex. pour calculer les effets du changement climatique ou de modifications de l'occupation des sols sur le régime hydrologique, notamment en vue des paramètres de crue et d'étiage ainsi qu'en vue du régime d'humidité des sols et de la recharge de la nappe phréatique

- la prévision

p.ex. la prévision opérationnelle des crues et des étiages ou la prévision continue et quotidienne des débits

Les données d'entrée des modèles de bilan hydrologique sont les données de système (telles que l'altitude du terrain, l'occupation des sols, la capacité de stockage d'eau des sols et la géométrie du lit fluvial) d'une part, et les chroniques hydrométéorologiques (telles que les précipitations, la température de l'air, l'humidité de l'air, la vitesse du vent, le rayonnement global) d'autre part, les débits permettant de vérifier les résultats de calcul (HAAG ET BREMICKER 2010).

Depuis le développement du modèle Stanford Watershed par CRAWFORD ET LINSLEY en 1966, un grand nombre de modèles de bilan hydrologique ont été mis au point, modèles qui, grâce aux développements techniques, permettent de simuler de plus en plus finement les processus hydrologiques. Des descriptions synthétiques des différentes approches en matière de modélisation hydrologique ont entre autres été fournies par l'U-BA (1995), SINGH (1995, 2002a, b) et BEVEN (2012). BWK (1998), SINGH (2202b) et autres donnent un aperçu des différents champs d'application de modèles de bilan hydrologique ; un résumé de l'état des recherches en matière de modélisation hydrologique figure entre autres dans BEVEN (2002).

Le présent document porte sur le modèle de bilan hydrologique LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) qui permet de réaliser des simulations et prévisions surfaciques détaillées des processus du cycle de l'eau de la Terre et des températures des cours d'eau. Depuis son développement dans le cadre du projet de recherche BALTEX (BALTEX 1995, Bremicker 1998), LARSIM est utilisé à des fins multiples, que ce soit dans la gestion opérationnelle des eaux ou dans la recherche (p. ex. FACKEL 1997, SCHEUER 1999, GATHENYA 1999, GERLINGER et TUCCI 1999, BAUER 1999, LFU 1999b, c, d, GERLINGER et DEMUTH 2001, BREMICKER et al. 2004, HAAG et al. 2005a, b, BREMICKER et al. 2006, LUCE et al. 2006, HAAG et al. 2006b, GERLINGER 2008, HAAG et LUCE 2008, Demuth et al. 2010, HAAG et BREMICKER 2010, BREMICKER et al. 2011).

Dans un premier temps, on décrit les bases conceptuelles ainsi que le fonctionnement des modules de modélisation de LARSIM. Par la suite, un certain nombre d'exemples tirés de la planification de la gestion de l'eau et de la prévision opérationnelle servent à présenter la modélisation à proprement parler.

2 CONCEPTION DU MODÈLE DE BILAN HYDROLOGIQUE LARSIM

En modélisation hydrologique, les solutions retenues et les descriptions de processus dépendent, entre autres, de la résolution spatiale retenue (BECKER 1992). Pour cette raison, on commence par quelques réflexions de base sur les questions d'échelle et l'élaboration d'un modèle.

2.1 ÉCHELLES ET DESCRIPTION DES PROCESSUS EN HYDROLOGIE

En règle générale, l'agrandissement de l'échelle permet de détailler toujours davantage les systèmes et processus hydrologiques qui ne peuvent pas être discernés à des échelles plus fines (DYCK 1980 : 47). En revanche, les paramètres hydrologiques et les modèles déterminés à une échelle locale ne peuvent pas directement être utilisés pour décrire l'hydrologie d'un bassin fluvial de plus grande taille (DYCK 1980 : 49, BECKER 1995). Pour classifier ces différentes échelles spatiales (et - étroitement liées - tempo-relles), on distingue trois catégories d'échelle (micro-, méso- et macro-échelle) (BECKER 1986 et PLATE 1992). Comme les limites de ces échelles ne peuvent pas être clairement définies, elles sont souvent désignées comme zones de transition (Tableau 2.1).

| Echelles utilisées en hydrologie | | | | | | | | | |
|---|--|-------------------|------------------------------|--|--|--|--|--|--|
| Zone princi- | | Longueurs | Superficies | | | | | | |
| pale | Zone de transition | caractéristiques* | caractéristiques* | | | | | | |
| | - | ≥ 100 km | \ge 10 000 km ² | | | | | | |
| Macro-échelle | Gamme inférieure de la macro-échelle étendue | 30 à 100 km | 1 000 à 10 000 km² | | | | | | |
| | Gamme supérieure de la méso-échelle étendue | 10 à 30 km | 100 à 1 000 km² | | | | | | |
| Méso-échelle | | 1 à 10 km | 1 à 100 km ² | | | | | | |
| | Gamme inférieure de la méso-échelle étendue | 0,1 à 1 km | 0,01 à 1 km² | | | | | | |
| Micro-échelle | Gamme supérieure de la micro-échelle étendue | 30 à 100 m | 0,001 à 0,01 km ² | | | | | | |
| | - | ≤ 30 m | \leq 0,001 km ² | | | | | | |
| *Les chiffres indiquent seulement des ordres de grandeur. | | | | | | | | | |
| Il ne s'agit pas de limites rigides. | | | | | | | | | |

| Tableau 2.1 | Echelles utilisées en hydrologie (selon | BECKER 1992) |
|-------------|---|----------------------|
| | | |

Selon PLATE (1992) et BECKER (1992), les gammes d'échelle spatiales et les modèles hydrologiques associés peuvent être décrits comme suit :

À *micro-échelle*, on analyse les processus qui se déroulent à l'intérieur de petites entités spatiales homogènes d'un bassin versant. Dans la plupart des cas, la taille d'un tel sous-bassin est inférieure à un hectare. En règle générale, les lois physiques permettent de décrire de façon appropriée les processus se déroulant à micro-échelle (mécanique des milieux continus, hydro- et thermodynamique). Les constantes physiques fondamentales requises peuvent être déterminées en laboratoire.

À *méso-échelle*, on considère des unités spatiales de plus grande taille et à caractère souvent hétérogène. Un exemple typique de cette échelle est un bassin versant de plusieurs kilomètres carrés avec une variété d'occupations des sols, de types de sols, de pentes et d'expositions de surfaces. Les modèles de méso-échelle ne permettent généralement pas de couvrir l'hétérogénéité d'une telle unité spatiale, mais permettent à minima une agrégation partielle. Les modèles de méso-échelle se caractérisent en outre par le fait que les paramètres ne peuvent pas exclusivement être déduits de métriques physiques ou de constantes fondamentales mais sont, du moins en partie, ajustés aux conditions naturelles par calage.

En hydrologie, on regroupe sous le terme de *macro-échelle* les unités spatiales de plus de 10 000 km². Les modèles de ce type visent plutôt les entités de grande échelle (p. ex. zones climatiques) que la subdivision de bassins fluviaux en petits sous-bassins. Les modèles hydrologiques entrant dans cette gamme sont encore en cours de développement et sont, dans la plupart des cas, des modèles conceptuels relativement simples (BECKER 1995) dont les paramètres nécessitent d'être ajustés aux conditions naturelles par calage comme cela est également le cas pour les modèles de méso-échelle.

Lorsqu'il s'agit d'affecter un modèle hydrologique à une de catégories d'échelle précitées, il convient de garder en mémoire que cette classification ne dépend pas de la surface totale du secteur considéré, mais de la taille caractéristique des sous-bassins pour lesquels les processus sont décrits. Dans le cas des modèles surfaciques détaillés, ces descriptions de processus sont souvent réalisées au niveau des entités spatiales. Le modèle de bilan hydrologique LARSIM, qui sera décrit par la suite, analyse les processus hydrologiques à méso-échelle, c'est-à-dire pour les entités spatiales comprises entre quelques hectares et plusieurs centaines de kilomètres carrés.

2.2 CONDITIONS -CADRE POUR LE DÉVELOPPEMENT DE LARSIM

Développée dans le cadre du projet de recherche BALTEX (BALTEX 1994, 1995), la première version du modèle de bilan hydrologique LARSIM constituait la composante hydrologique d'un modèle couplé hydrologie-atmosphère et avait vocation à améliorer la description du cycle de l'eau terrestre dans le modèle climatique régional REMO (JA-COB 1995). Les modèles de bilan hydrologique disponibles à l'époque et décrits par la littérature ne semblaient pas appropriés à cet effet pour différentes raisons (BREMICKER 1998). Le développement de LARSIM repose sur le principe de combiner des modèles conceptuels physiques relativement simples qui tournent sur la base de données de système disponibles pour l'ensemble de la zone modélisée, et de les utiliser pour décrire le cycle de l'eau terrestre à méso-échelle.

L'utilisation du modèle de bilan hydrologique en tant que composante d'un modèle hydrologie-atmosphère couplé doit entre autres permettre :

- d'améliorer la modélisation des conditions aux limites inférieures du modèle atmosphérique (l'humidité du sol),
- d'utiliser les débits des grands hydrosystèmes pour vérifier les composantes du cycle de l'eau (p. ex. l'évapotranspiration) calculées à l'aide du modèle atmosphérique,
- de mieux coupler les modèles atmosphériques aux modèles de circulation océanique.

Conformément à cet objectif, il a fallu développer un modèle de bilan hydrologique dont le maillage corresponde à celui des modèles climatiques régionaux de l'époque, c'est-àdire à des secteurs de plusieurs centaines de kilomètres carrés. Autres exigences vis-àvis de la conception du modèle :

- Seules les approches décrites dans la littérature et ayant fait leurs preuves dans la pratique devaient être utilisées.
- Les processus hydrologiques partiels à modéliser étaient les suivants : l'interception, l'évapotranspiration, l'accumulation, la compaction et la fonte de la neige, le stockage de l'eau dans le sol, la concentration surfacique de l'écoulement, la translation et la rétention dans le lit fluvial.
- La résolution temporelle des processus devait au moins correspondre à une journée.
- Etant donné que l'évapotranspiration est un facteur essentiel du bilan hydrique, la méthode utilisée devait être aussi précise que possible.
- Dans un premier temps, le modèle ne couvre ni les processus hydrologiques qui jouent un rôle plutôt mineur en Europe centrale ni les modules de modélisation correspondants qui sont difficiles à vérifier (p. ex. l'évaporation de surfaces enneigées).
- La méthode Xinanjiang intégrée dans le modèle climatique REMO développé lui par Dümenil et Todini (1992) doit servir de modèle de transfert hydrique dans les sols, le but étant de disposer d'une interface définie pour le couplage prévu de LAR-SIM et de REMO.
- Il est prévu de recourir aux données géométriques du lit fluvial pour calculer le réseau hydrographique à l'aide de modèles de propagation de l'eau ; ceci permettra de limiter sensiblement la plage des valeurs des paramètres de propagation de l'onde éventuellement à caler.
- Pour ce qui concerne la rétention dans le bassin, le choix de l'approche devait dépendre du temps de transfert de l'eau dans les entités spatiales et ainsi indirectement de la forme du bassin.
- Le modèle devait laisser le choix entre une sectorisation basée sur des rasters et une basée sur des bassins versants.
- Les simulations devaient pouvoir se faire au choix avec ou sans remplacement des hydrogrammes calculés par des données mesurées, afin de pouvoir identifier l'impact des erreurs et localiser d'éventuelles sources d'erreur.
- Seules les données hydro-météorologiques disponibles, issues des réseaux de mesure usuels, devaient être utilisées.
- Il devait être possible de prendre en compte les réservoirs et les ramifications dans le modèle.
- Les approches de modélisation devaient être applicables sur la base de données de système disponibles pour l'ensemble de la zone modélisée. En même temps, la conception du modèle devait si possible être basée sur la physique.

Par ailleurs, les dispositions informatiques suivantes ont été prises :

- Les routines de lecture des données de système et des séries chronologiques ainsi que les séquences de modélisation du bassin versant telles qu'elles sont déployées dans le modèle pluie-débit PQ (LUDWIG 1982, IFW 1982) constituent la base du logiciel.
- LARSIM doit être compatible avec le modèle PQ, c'est-à-dire que LARSIM doit également être en mesure de calculer des applications du modèle PQ telles que les prévisions de crue (mode de calcul « modèle PQ »).
- FORTRAN est le langage de programmation.
- LARSIM devait être capable d'exécuter des simulations pour de larges systèmes modélisés sur un PC usuel pendant un temps de calcul acceptable.

D'après la classification de BECKER (1995), LARSIM représente ainsi un modèle conceptuel déterministe qui, en tant que modèle distribué spatial, se prête à une application surfacique (Figure 2.1).



Figure 2.1 Classification de LARSIM parmi les modèles hydrologiques (selon BECKER 1995)

3 THÉORIE DES MODÈLES : SIMULATION DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES

3.1 STRUCTURE DU MODÈLE DE BILAN HYDROLOGIQUE LARSIM

Le modèle de bilan hydrologique LARSIM permet de réaliser des simulations surfaciques détaillées des principaux processus du régime hydrologique de la Terre et ce, à résolution temporelle variable. Le modèle est forcé par les données météorologiques qui sont régionalisées par le modèle.

Les processus hydrologiques simulés à différentes résolutions spatiales sont les suivants (tableau 3.1, figure 3.1) :

- l'interception et l'évaporation de l'eau interceptée,
- l'accumulation, la métamorphose et l'ablation de la neige,
- l'infiltration, le régime d'humidité du sol, la formation de l'écoulement et la percolation profonde,
- l'évapotranspiration selon Penman-Monteith ou selon d'autres approches plus simples,
- la concentration de l'écoulement (stockage et transport latéral d'eau),
- la translation et la rétention dans les lits fluviaux,
- l'impact des lacs, barrages de vallée et bassins de rétention,
- les apports, dérivations et transferts d'eau,
- le bilan thermique des cours d'eau soumis à des impacts naturels et anthropiques.

LARSIM laisse le choix entre une sectorisation basée sur des rasters ou basée sur des bassins versants réels. Le logiciel modélise l'interception, l'évapotranspiration, la neige et le régime d'humidité du sol à une résolution spatiale plus importante pour chacun des compartiments pédologiques et d'occupation des sols d'une entité spatiale (Tableau 3.1). Ceci permet de tenir compte de l'impact local de l'occupation des sols et des sols eux-mêmes sur l'évaporation et la formation de l'écoulement.

| Tableau 3.1 | Les processus hydrologiques dans LARSIM et leur affectation géogra- |
|-------------|---|
| | phique |

| Processus hydrologique | Unité spatiale considérée par LARSIM | | | | |
|--|--------------------------------------|--|--|--|--|
| Interception | | | | | |
| Accumulation, compaction et fonte des neiges | | Compartiment nédologique et d'occu- | | | |
| Evapotranspiration | Surface | pation des sols | | | |
| Stockage de l'eau du sol avec formation de l'écoulement direct, de l'écoulement de subsurface et de l'écoulement souterrain | | d'une entité spatiale | | | |
| Concentration de l'écoulement dans le bassin versant | Surface | Entité spatiale | | | |
| Translation et rétention dans le lit fluvial | Ligne | Tronçon partiel | | | |
| Rétention dans les lacs ou dégagement d'eau régulé | Point | Lac, barrage de vallée, bassin de ré- tention | | | |



Figure 3-1 : La structure du modèle de bilan hydrologique LARSIM (avec trois composantes de l'écoulement, hors températures de l'eau)

A noter que le logiciel tient seulement compte de la part qu'occupent les différents compartiments pédologiques et d'occupation des sols dans la superficie des entités spatiales, mais non de leur répartition au sein des différentes entités spatiales. Ceci est dû au fait que la répartition dans l'espace a, dans la plupart des cas, un impact moins significatif sur le bilan hydrique, pourvu que la sectorisation en unités de surface (entités spatiales) soit adaptée à la question à examiner. Pour saisir explicitement la répartition dans l'espace, le modèle nécessiterait en outre des données de base importantes qui, en règle générale, ne sont pas disponibles. C'est la raison pour laquelle les composantes de l'écoulement résultant des différents compartiments pédologiques et d'occupation des sols d'une entité spatiale alimentent à chaque fois un réservoir commun (réservoir de l'écoulement direct, de l'écoulement de subsurface et de l'écoulement souterrain)²⁾ (Figure 1.1). En tant que de besoin, l'écoulement direct peut être ventilé en deux composantes à réactivité différente (l'écoulement direct rapide et l'écoulement direct lent) ; ce sujet est traité plus en détail ci-après. Cependant, pour des raisons de simplification, on ne considère dans un premier temps qu'un seul réservoir d'écoulement direct (regroupant les trois composantes de l'écoulement).

L'eau dégagée de ces trois (ou quatre) réservoirs, qui forme l'écoulement total d'une entité spatiale, rejoint le lit fluvial ou un lac. Lorsqu'il n'est pas possible d'importer des hydrogrammes mesurés dans le modèle, les composantes d'écoulement mentionnées ci-dessus peuvent être séparément modélisées et visualisées pendant le transport de l'eau dans le lit fluvial.

Modes de calcul de LARSIM :

En dehors de l'utilisation de LARSIM comme modèle de bilan hydrologique aux fins de la simulation *continue* et, le cas échéant, de la prévision de l'ensemble des processus d'écoulement, le logiciel peut aussi être utilisé à titre de modèle pluie-débit pour simuler et pronostiquer des *événements* de crue ou d'étiage. Ceci est dû au fait que LARSIM a été développé à partir du modèle pluie-débit PQ (IFW 1982, LUDWIG 1989) et son utilisation est donc majoritairement compatible avec celle du modèle pluie-débit. Si LAR-SIM est utilisé en tant que modèle pluie-débit, il n'est entre autres plus nécessaire de modéliser l'évaporation et le régime d'humidité du sol.

Pour simuler un événement, LARSIM requiert seulement les précipitations comme paramètre d'entrée météorologique. L'utilisation du module de neige requiert des paramètres d'entrée supplémentaires, à savoir la température de l'air et la vitesse du vent. Pour réaliser une modélisation hydrologique en continu, on nécessite des séries chronologiques supplémentaires du rayonnement global et/ou de la durée d'ensoleillement, l'humidité relative de l'air et/ou de la température du point de rosée ainsi que de la pression atmosphérique. Les débits mesurés servent habituellement seulement à vérifier les résultats de calcul, mais peuvent aussi être saisies comme paramètres d'entrée, si besoin est. A noter que le modèle de bilan hydrologique tourne également en mode de prévision. Dans ce cas, l'état global du modèle peut servir de condition initiale tant à la simulation qu'à la prévision.

Une extension du modèle permet d'utiliser LARSIM comme modèle de bilan hydrologique et thermique.

Sur la base des résultats des simulations hydrologiques, le logiciel calcule le bilan énergétique des cours d'eau et les températures de l'eau qui en résultent. Le modèle de

²⁾ Ici, les termes « écoulement direct », « écoulement de subsurface » et « écoulement souterrain » ne servent pas à identifier l'origine de l'écoulement, mais désignent plutôt des systèmes d'écoulement à réactivité différente selon leur localisation dans les couches du sol ou les roches saturées et insaturées. Une étude bibliographique détaillée portant sur de tels systèmes d'écoulement a entre autres été établie par LEIBUNDGUT & UHLENBROOK (1997).

bilan hydrologique et thermique permet également et à la fois de réaliser des simulations en continu et de calculer des prévisions en opérationnel (HAAG et al. 2005b, HAAG et LUCE 2008).

Intervalles de calcul et de discrétisation :

Dans LARSIM, les calculs sont basés sur des intervalles équidistants. L'utilisateur est libre de choisir entre différents intervalles de calcul valables pour l'ensemble de la période de calcul (Tableau 3.2).

La résolution temporelle des données d'entrée hydrométéorologiques doit normalement être la même que pour les intervalles de calcul. Il est néanmoins également possible, par exemple, de faire tourner un modèle à base de pas de temps journaliers avec des données journalières qui sont agrégées en valeurs journalières par le modèle.

En règle générale, tous les processus hydrologiques partiels sont calculés sur la base du pas de temps choisi. En cas de simulation hydrologique à base de valeurs horaires, le calcul de l'évaporation se fait au choix au pas de temps horaire ou journalier. Le numérique permet également d'avoir recours à un autre pas de temps (plus court) que celui défini de l'extérieur pour calculer en interne les différentes étapes du « floodrouting » et la température de l'eau.

| | Intervalles de calcul disponibles | | | | | | |
|--|---|---|--|--|--|--|--|
| Mode de calcul de LARSIM | Mode de simulation | Mode de prévision (prévision opération- nelle) | | | | | |
| Modélisation d'un événement de crue ou d'étiage (modèle pluie-débit) | 5, 15, 30 minutes, 1 à 8 heures, 12 heures, 1 journée | 5, 15, 30 minutes, 1 à 8 heures, 12 heures, 1 journée | | | | | |
| Modélisation en continu du régime des eaux | 1 heure, 1 journée | 1 heure | | | | | |
| Modélisation continue du bilan hydrologique et ther- mique | 1 heure, 1 journée | 1 heure | | | | | |

| Tableau 3.2 | Intervalles | de calcul | de LARSIM |
|-------------|-------------|-----------|-----------|
|-------------|-------------|-----------|-----------|

3.2 UTILIS ATION DE DONNÉES DE FORÇAGE MÉTÉOROLOGIQUES

3.2.1 DONNÉES DE FORÇAGE MÉTÉOROLOGIQUES UTILISÉES DANS LARSIM

Pour calculer le régime hydrologique, LARSIM requiert des séries chronologiques des données de forçage météorologiques listées dans le Tableau 3.3. Les chapitres suivants expliquent comment LARSIM permet de corriger et de convertir ces valeurs mesurées majoritairement ponctuelles et comment elles peuvent être calquées sur les différentes entités spatiales.

| Paramètre | Unité | Propriétés des données |
|---|------------------------------------|--|
| Précipitations | mm | Valeur cumulée par pas de temps |
| Température de l'air | °Celsius | Valeur moyenne par pas de temps |
| Humidité relative de l'air et/ou température du point de rosée | % °C | Valeur moyenne par pas de temps Valeur moyenne par pas de temps |
| Vitesse du vent | m/s | Valeur moyenne par pas de temps |
| Durée de l'ensoleillement et/ou rayonnement global | Heures/minutes W/m ² | Valeur cumulée par pas de temps Valeur moyenne par pas de temps |
| Pression atmosphérique | hPa | Valeur moyenne par pas de temps |

 Tableau 3.3
 Séries chronologiques météorologiques requises par LARSIM

3.2.2 CORRECTION DES MESURES DES PRÉCIPITATIONS

La mesure des précipitations est soumise à des erreurs systématiques qui font l'objet d'études hydrométéorologiques de longue date. SEVRUK (1989) donne un aperçu sur ce sujet. Les erreurs de mesure sont conditionnées, d'une part, par la construction de l'appareil de mesure et, d'autre part, par les conditions de son installation et les facteurs météorologiques. Les principales erreurs sont les suivantes :

- → erreurs dues au vent (en cas d'installation du pluviomètre au-dessus du niveau du sol)
- \rightarrow pertes par mouillage de l'appareil de mesure
- \rightarrow pertes par évaporation

Etant donné que la modélisation du régime hydrologique dépend des précipitations en tant que paramètre d'entrée, LARSIM permet de corriger ces trois principales erreurs survenues lors des mesures ponctuelles des précipitations.

La première possibilité consiste à identifier séparément les erreurs dues à l'entraînement par le vent et les erreurs dues au mouillage et à l'évaporation. La deuxième possibilité consiste à appliquer une méthode cumulative qui est décrite plus bas.

Erreurs dues au vent :

Lorsqu'un pluviomètre est installé au-dessus du niveau du sol et lorsqu'il y a des précipitations et du vent en même temps, les différentes pressions atmosphériques font qu'une partie des précipitations sont entraînées au-dessus de l'appareil de mesure. Il en résulte que le pluviomètre capte moins de précipitations qu'un appareil de mesure installé au sol. L'ordre de grandeur de l'entraînement par le vent dépend, d'une part, de la vitesse du vent, et de l'autre part, de la nature et de la structure des précipitations. Soient nommés à titre d'exemple les flocons de neige et les gouttes de pluie qui sont entraînés plus facilement par le vent que les précipitations sous forme de gouttes de taille relativement importante. LARSIM permet de corriger cette erreur due au vent par la méthode de SEVRUK (1989). Celle-ci prévoit d'utiliser la température de l'air comme indice de la nature et de la structure des précipitations.

Le facteur de correction des précipitations se calcule comme suit :

$$\begin{split} & FR_{vent} = 1 + (0.550 \cdot v^{1.40}) \text{ pour } T_L < -27^\circ C \\ & F_{vent} = 1 + (0.280 \cdot v^{1.30}) \text{ pour } T_L \geq -27^\circ C \text{ et} < -8^\circ C \\ & FR_{vent} = 1 + (0.150 \cdot v^{1.1}) \text{ pour } T_L \geq -8^\circ C \text{ et} < T_0 \\ & FR_{vent} = 1 + (0.015 \cdot v^{1.00}) \text{ pour } T_L \geq T_0 \end{split}$$

où :

| F_{wind} | [-] | Facteur de correction de l'erreur due au vent |
|------------|-------|---|
| V | [m/s] | Vitesse du vent au niveau du pluviomètre |
| | | (1 m de hauteur au-dessus du sol) |
| ΤL | [°C] | Température de l'air (2 m de hauteur au-dessus du sol) |
| To | [°C] | Valeur limite de la température de l'air (0°C chez SEVRUK (1989) et |
| | | -2°C dans LARSIM) |

LARSIM limite le facteur de correction de températures de l'air supérieures à T_0 à 1,12. Pour ce qui concerne les températures plus basses, il est également possible de limiter la correction maximale admissible à l'aide d'un paramètre individuel.

Erreurs de mesure dues à la perte par mouillage et à l'évaporation :

Une autre erreur systématique de la mesure des précipitations réside au niveau de la perte d'eau suite au mouillage de l'entonnoir et du contenant ainsi qu'à l'évaporation à partir du contenant. LARSIM permet de corriger cette perte en fonction des valeurs erronées moyennes mensuelles qui sont calculées pour la plaine d'Allemagne du Nord par le service météorologique allemand DWD (DWD 1995, Tableau 3.4).

Tableau 3.4Pertes par mouillage et par évaporation au niveau d'un pluviomètre de typeHellmann pour la plaine d'Allemagne du Nord (selon le DWD, 1995)

| Pertes par mouil- | Précipitations journalières [mm] | | | | | | | | | | | | | |
|--|----------------------------------|------|------|------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------|
| lage et par évapo- ration [mm] pour | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,5 | 0,6- 0,8 | 0,9- 1,2 | 1,3- 1,7 | 1,8- 2,4 | 2,5- 3,4 | 3,5- 4,4 | 4,5- 6,0 | 6,1- 8,9 | ≥ 9,0 |
| Eté (entre mai et oc- tobre) | 0,07 | 0,11 | 0,13 | 0,15 | 0,16 | 0,18 | 0,20 | 0,24 | 0,27 | 0,31 | 0,34 | 0,36 | 0,41 | 0,47 |
| Hiver (entre novembre et avril) | 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,14 | 0,16 | 0,18 | 0,20 | 0,22 | 0,26 | 0,30 |

Toutes les méthodes de correction traitées font référence au pluviomètre de type Hellmann qui est habituellement utilisé par le service météorologique allemand ; ce pluviomètre n'est pas à l'abri du vent, couvre une superficie de 200 cm² et se situe à un mètre au-dessus du sol. Selon les appareils de mesure utilisés, il est possible de ne considérer, pour la correction, que l'entraînement par le vent (p. ex. avec les ombromètres modernes) ou le mouillage et l'évaporation.

Au cas où il s'agit de corriger tant l'erreur due au vent que l'erreur due au mouillage et à l'évaporation, on arrive à la correction suivante :

$$N_{korr} = (N_{mess} \cdot FR_{vent}) - K_{BV}$$
(3.2)

où :

| N _{korr} | [mm] | Précipitations après correction de l'erreur de mesure |
|-------------------|------|---|
| N _{mess} | [mm] | Précipitations ponctuelles, pas corrigées |
| F_{wind} | [-] | Facteur permettant de saisir l'erreur due au vent dans la mesure des précipitations (formule (3.2)) |
| K_{BV} | [mm] | Pertes par mouillage et par évaporation lors de la mesure des précipitations (Tableau 3.4) |

Correction cumulative des erreurs de mesure :

En alternative à la méthode décrite ci-dessus, il est possible de corriger de manière cumulative les erreurs de mesure à l'aide d'une méthode proposée par le service météorologique allemand (DWD 1995). Les erreurs de mesure des précipitations sont corrigées en tant que fonction de la limitation de l'horizon, des précipitations, de la température de l'air et de la saison. En revanche, la vitesse du vent qui est cruciale pour l'entraînement par le vent n'est pas utilisée de manière explicite. Cette méthode a également été développée pour les appareils de mesure du type Hellmann.

La méthode cumulative du DWD est décrite par la formule suivante :

$$N_{korr} = N_{mess} + b \cdot N_{mess}^{\epsilon} \tag{3.3}$$

où :

| 3 | [-] | Exposant de la formule de correction conformément au Tableau 3.5 |
|---|-----|--|
| b | [-] | Facteur de correction conformément au Tableau 3.5 |

| _ | | - 13 | - |
|------------------|------------------|------|---|
| Type de précipi- | Plage de la tem- | 8 | b (en fonction de la limitation de l'horizon) |

| | | | 9° moyennement protégé | 16° fortement protégé |
|----------------|--------------------------------|------|---------------------------|--------------------------|
| Pluie (été) | $T_{L} > + 3,0^{\circ}C$ | 0,38 | 0,280 | 0,245 |
| Pluie (hiver) | T _L < + 3,0°C | 0,46 | 0,240 | 0,190 |
| Pluie neigeuse | -0,7 ≤ T _L ≤ 3,0 °C | 0,55 | 0,305 | 0,185 |
| Neige | T _L < -0,7 °C | 0,82 | 0,330 | 0,210 |

 Tableau 3.5
 Facteurs de la méthode de correction cumulative selon le DWD (1995)

Facteur de correction de la lame d'eau précipitée :

En complément de la correction des erreurs ponctuelles de mesure, LARSIM englobe un facteur de correction permettant de convertir les données mesurées ponctuelles en lames d'eau précipitées et de tenir compte du fait que les mesures ponctuelles ne sont éventuellement pas représentatives du bassin versant en question. En résulte la correction optionnelle suivante de la lame d'eau précipitée :

$$N_{G,korr} = N_{korr} \cdot K_G \tag{3.4}$$

où :

N_{G,korr} [mm] Lame d'eau précipitée représentative d'une entité spatiale après correction de l'erreur de mesure
 K_G [-] Facteur de correction pour l'extrapolation de précipitations mesurées ponctuellement à la surface de l'entité spatiale. Ceci permet entre autres de compenser les stations pertinentes non représentatives du bassin.

3.2.3 CONVERSION DE LA TEMPÉRATURE DU POINT DE ROSÉE, DU RAYONNEMENT GLOBAL ET DE LA DURÉE D'ENSOLEILLEMENT

Pour tenir compte de l'humidité de l'air, LARSIM peut avoir recours tant à la température du point de rosée qu'à l'humidité relative de l'air en tant que données d'entrée. Pour tenir compte du rayonnement à ondes courtes, il est possible d'avoir recours soit au rayonnement global, soit à durée d'ensoleillement.

Température du point de rosée et humidité relative de l'air :

La conversion entre la température du point de rosée, l'humidité relative et la pression de vapeur d'eau se fait sur la base des relations suivantes (WEISCHET 1983) :

$$RF = \frac{e_s(T_{Point \ de \ ros\acute{e}e})}{e_s(T_L)}$$
(3.5)

$$e_s = 6,1078 \cdot 2,71828^{\left(\frac{17,08085 \cdot T}{234,175+T}\right)}$$
(3.6)

$$e = e_s \cdot RF \tag{3.7}$$

où :

| [-] | Humidité relative de l'air |
|----------|--|
| [hPa] | Pression de vapeur d'eau saturante pour une température donnée |
| | (T) |
| [hPa] | Pression de vapeur d'eau réelle dans l'air |
| nkt [°C] | Température du point de rosée (à 2 m au-dessus du sol) |
| [°C] | Température de l'air (à 2 m au-dessus du sol) |
| | [-] [hPa] [hPa] _{nkt} [°C] [°C] |

Durée de l'ensoleillement et rayonnement global :

LARSIM tourne tant sur la base de données relatives au rayonnement global que sur la base de données sur la durée de l'ensoleillement (ou sur la base d'une combinaison des deux types de données). Le rayonnement global entrant est requis pour calculer le bilan de rayonnement à ondes courtes. Pour établir le bilan de rayonnement à ondes longues, on nécessite en outre la durée de l'ensoleillement (comme substitut du taux de couverture). C'est la raison pour laquelle, indépendamment de la disponibilité des seules données de rayonnement global ou de durée de l'ensoleillement ou des deux, les différents types de données sont convertis l'un dans l'autre par le modèle.

Afin de convertir la durée de l'ensoleillement en rayonnement global et vice-versa, la durée de la journée est requise (= durée de l'ensoleillement astronomique possible). Celle-ci est calculée comme suit à partir du moment du lever du soleil et de celui du coucher du soleil (THOMPSON et al. 1981) :

$$t_{1} = \frac{12}{\pi} \cdot \arccos\left(\tan\delta \cdot \tan\varphi + \frac{0.0145}{\cos\delta \cdot \cos\varphi}\right)$$
(3.8)

$$t_2 = 24 - t_1 \tag{3.9}$$

$$N = t_2 - t_1$$
 (3.10)

où :

| δ | [rad] | Déclinaison du soleil = 0,41 cos (2π (d-172) / 365) |
|----------------|-------|---|
| | | d = n° du jour (1 ^{er} janvier = 1) |
| φ | [rad] | Latitude géographique |
| t ₁ | [h] | Moment du lever du soleil |
| t ₂ | [h] | Moment du coucher du soleil |
| Ν | [h] | Durée de la journée (durée de l'ensoleillement astronomique possible) |

Ceci permet de calculer la durée de l'ensoleillement journalière au niveau de la limite atmosphérique supérieure (THOMPSON et al. 1981) :

$$R_{A} = SOL \cdot \left(N \cdot \sin \delta \cdot \sin \varphi + \frac{12}{\pi} \cdot \cos \delta \cdot \cos \varphi \right)$$

$$\cdot \left(sin \frac{\pi \cdot t_{1}}{12} - sin \frac{\pi \cdot t_{2}}{12} \right)$$
(3.11)

où :

SOL $[W/m^2]$ R_A $[W/m^2]$ Constante solaire

Ensoleillement par jour à la limite atmosphérique supérieure

3)

(3.11)

Pour ce qui concerne les modèles fonctionnant à partir de valeurs journalières, l'estimation du rayonnement global à la surface du sol se fait sur la base de la durée de l'ensoleillement mesurée et ce, par analogie au schéma MORECS (THOMPSON et al. 1981, Cowley 1978) : 1981, Cowley 1978):

$$R_{C} = R_{A} \cdot \left(\eta \cdot \left(a + b \cdot \frac{n}{N} \right) + c \cdot (1 - \eta) \right)$$
(3.12)

où :

| R _c | [W/m ²] | Rayonnement global à la surface du sol |
|----------------|---------------------|--|
| а | [-] | paramètre empirique (= 0,24) |
| b | [-] | paramètre empirique (= 0,55 en été, 0,50 en hiver) |
| С | [-] | paramètre empirique (= 0,15) |
| η | [-] | paramètre : 0 pour les jours sans ensoleillement direct, 1 |
| | | pour les autres |

Pour ce qui concerne les modèles fonctionnant à partir de valeurs horaires, l'alternative consiste à appliquer la méthode d'Ångström (1924) qui a été recommandée par la DVWK (1996) et qui consiste à convertir la durée de l'ensoleillement en rayonnement global :

$$R_C = R_A \cdot \left(a + b \cdot \frac{n}{N}\right) \tag{3.1}$$

où :

a [-] coefficient empirique (paramètre individuel modifiable, valeur par défaut : 0,19)

b [-] coefficient empirique (paramètre individuel modifiable, plage de valeurs : ~0,45 – 0,60)

A noter que l'approche sur la base de valeurs journalières (formule (3.12)) ne constitue qu'une modification de l'approche d'Ångström qui part de différents éclairements énergétiques diffus pour les jours avec et sans ensoleillement direct. Simple et fiable, l'approche d'Ångström présente l'avantage que l'utilisateur est libre d'adapter le facteur de conversion empirique à la zone modélisée en question. Ceci permet entre autres d'équilibrer les différences régionales de la turbidité atmosphérique ou les impacts des différents appareils de mesure.

A l'inverse, il est nécessaire de convertir les valeurs mesurées du rayonnement global en durées de l'ensoleillement car la durée de l'ensoleillement sert à mesurer le taux de couverture dans le cadre du calcul du bilan de rayonnement à grande longueur d'onde. Pour estimer la valeur journalière de la durée de l'ensoleillement, il est possible de modifier la formule (3.13) comme suit :

$$n = \left(\frac{R_{\rm C}}{R_{\rm A}} - a\right) \cdot \frac{N}{b} \tag{3.14}$$

3.2.4 TRANSPOSITION DE DONNÉES DE MESURE MÉTÉOROLOGIQUES SUR UNE SURFACE

Pour calculer le régime hydrologique, LARSIM requiert les séries chronologiques listées dans le Tableau 3.3. Lorsque LARSIM est utilisé dans un modèle hydrologieatmosphère couplé, ces paramètres météorologiques peuvent être reprises à partir du modèle météorologique comme valeurs surfaciques.

Lorsque le modèle de bilan hydrologique tourne avec des données de mesure météorologiques, celles-ci ont normalement été acquises par des mesures ponctuelles au niveau des stations pluviométriques et climatiques. Si souhaité, il est possible d'interpoler ces données et de les appliquer aux différentes entités spatiales avant d'utiliser le modèle. En règle générale, on utilise les méthodes d'interpolation intégrées dans LARSIM pour transposer les mesures ponctuelles sur les entités spatiales.

Il convient de distinguer trois effets lors de cette interpolation dans LARSIM :

- Représentativité des mesures ponctuelles par rapport à la surface des entités spatiales,
- Prise en compte de l'écart horizontal entre la station hydrométrique et le centre de l'entité spatiale,
- Prise en compte de l'écart vertical (dénivelé) entre la station hydrométrique et l'altitude de référence dans l'entité spatiale.

Les méthodes appliquées aux différents paramètres météorologiques pour convertir les mesures ponctuelles en moyennes pour les entités spatiales sont listées dans le Tableau 3.6 et sont expliquées par la suite.

| | • • | - | | |
|---|--|---|---|--|
| Paramètre | Méthodes appliquées par LARSIM pour transposer les mesures météorologiques ponctuelles sur les entités spatiales | | | |
| météorologique | Représentativité de la mesure ponctuelle par rapport à la surface | Interpolation spatiale horizontale | Interpolation spatiale verticale (fonction de l'altitude) | |
| Précipitations | Modification des données mesurées via facteur de correction possible 1) | Méthode dite des points tramés ou méthode de Thiessen | Option de pondération de la distance horizon- tale en fonction de l'alti- tude | |
| Température de l'air | Hypothèse stations hydrométriques représentatives | Méthode dite des points tramés ou méthode de Thiessen | Gradient de tempéra- ture 0,65 °C par 100 m d'altitude | |
| Humidité relative de l'air / température du point de rosée | Hypothèse stations hydrométriques représentatives | Méthode dite des points tramés ou méthode de Thiessen | Altitude pas prise en compte | |
| Vitesse du vent | Hypothèse stations hydrométriques représentatives | Méthode dite des points tramés ou méthode de Thiessen | Profil logarithmique du vent à proximité du sol 2) | |
| Durée de l'ensoleillement / rayonnement global | Hypothèse stations hydrométriques représentatives | Méthode dite des points tramés ou méthode de Thiessen | Altitude pas prise en compte | |
| Pression atmos- phérique | Hypothèse stations hydrométriques représentatives | Méthode dite des points tramés ou méthode de Thiessen | Gradient de pression selon la formule du nivellement baromé- trique | |
| Voir facter pour la co | ur de correction KG dans la nversion de la vitesse du ve | formule (3.4) ent à 10 m au-dessus de la | a surface du sol en | |

Tableau 3.6 Méthodes appliquées par LARSIM pour transposer les mesures météorologiques ponctuelles sur les entités spatiales

vitesse du vent à 1 m au-dessus de la surface du sol

Représentativité des mesures ponctuelles par rapport à la surface :

Pour transposer les précipitations mesurées ponctuellement sur les entités spatiales, il convient d'appliquer un facteur de correction KG proposé par LARSIM et qui permet entre autres d'obtenir un équilibre lorsque les stations pluviométriques utilisées pour l'entité spatiale affichent systématiquement des précipitations plus élevées que les environs. Un tel cas est susceptible de se produire lorsque la station pluviométrique est située sur les flancs de la montagne qui sont tournés vers le vent.

Pour ce qui concerne les autres paramètres météorologiques, on part du principe que les valeurs mesurées au niveau des stations de mesure sont représentatives.

Interpolation horizontale de la mesure ponctuelle sur les entités spatiales :

Pour interpoler les mesures ponctuelles météorologiques sur les entités spatiales, il est possible de choisir entre les deux méthodes suivantes (cf. Ludwig 1989) :

- Méthode modifiée dite des points tramés : Le paramètre météorologique représentatif de l'entité spatiale et de l'intervalle de temps analysés est égal à la moyenne des valeurs météorologiques mesurées dans les quatre quadrants au niveau des stations de mesure situées le plus près du centre de gravité de l'entité spatiale ; les moyennes sont pondérées en fonction de leur distance par rapport à ce centre.

 Méthode de Thiessen modifiée : Le paramètre météorologique représentatif de l'entité spatiale et de l'intervalle de temps analysés est égal à valeur météorologique mesurée au niveau de la station de mesure qui est située le plus près du centre de gravité de l'entité spatiale.

Les deux méthodes d'interpolation partent du principe que les entités spatiales sont localisées à travers leur barycentre.

Prise en compte de la fonction altimétrique lors de l'interpolation spatiale :

La hauteur des précipitations varie non seulement en fonction de la distance horizontale mais fréquemment également en fonction de l'altitude du terrain ; c'est la raison pour laquelle le logiciel permet également de tenir compte de l'altitude lors de l'application de la méthode dite des points tramés. A cet effet, on a introduit le concept de la distance horizontale pondérée en fonction de l'altitude : Le voici :

$$L_{\text{pondérée}} = L_{\text{horizontale}} \cdot f_{\text{verticale}}$$
(3.15)
$$f_{\text{verticale}} = 1 + \left(\frac{|\Delta H|}{P1}\right)^{P2}$$
(3.16)

où :

| L _{pondérée} [m] | Distance entre la station et l'entité spatiale, pondérée en fonction |
|---------------------------|--|
| | de l'altitude et utilisée par la méthode dite des points tramés |
| L _{pondérée} [m] | Distance horizontale non pondérée entre la station et l'entité spa- |
| | tiale |
| f _{vertical} [-] | Facteur de pondération altimétrique |
| L _{pondérée} [m] | Différence d'altitude entre la station et l'entité spatiale |
| P1 [m] | Facteur empirique (paramètre individuel, valeur par défaut : 1,0) |
| P2 [-] | Exposant empirique (paramètre individuel, valeur par défaut : 500) |

Pour l'interpolation spatiale des données de pression atmosphérique mesurées, LAR-SIM prend en compte la variation de la pression atmosphérique en fonction de l'altitude et ce, selon la formule du nivellement barométrique (p. ex. Weischet 1983). Cette formule est la suivante :

$$p_{2} = e^{\left(-\frac{g \cdot (h_{2}h_{1})}{R\left(\frac{T_{1}+T_{2}}{2}\right)} + \log p_{1}\right)}$$
(3.17)

où :

| p ₁ , p ₂ | [hPa] | Pression atmosphérique à l'altitude 1 ou 2 |
|---------------------------------|---------------------|--|
| g | [m/s ²] | Accélération de la pesanteur terrestre (=9,81 m/s ²) |
| h_1, h_2 | [hPa] | Altitude 1 ou 2 |
| R | [J/kg/°K] | Constante des gaz parfaits (=287 J/kg/°K pour l'air) |
| p ₁ , p ₂ | °[hPa] | Température de l'air à l'altitude 1 ou 2 |

En résulte un gradient de pression en hPa par 100 mètres d'altitude qui s'exprime dans LARSIM par l'approximation affine suivante :

$$\Delta p = -9,213 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} + 11,833$$
(3.18)

où :

Δp [hPa/100m] Changement de la pression atmosphérique par 100 mètres d'altitude

Pour l'interpolation spatiale des données de température de l'air, le logiciel utilise un gradient de température de l'air de 0,65 ° C par 100 mètres d'altitude. Ceci correspond à peu près à un gradient adiabatique humide moyen et fréquent (WEISCHET 1983).

Dans le contexte de la correction de l'erreur due au vent qui se produit lors de la mesure des précipitations, il est nécessaire de convertir les vitesses du vent mesurées à une hauteur de 10 m au niveau des stations climatiques en une hauteur de mesure des précipitations à 1 m de haut. Pour ce faire, LARSIM se base sur un profil logarithmique du vent pour calculer l'évaporation à proximité du sol et ce, conformément au schéma de calcul MORECS. Etant normalement réservée à une stratification atmosphérique neutre, cette hypothèse constitue une simplification de la situation réelle. Cette approche simplificatrice a quand-même été retenue pour la modélisation hydrologique afin de limiter au maximum le nombre requis de paramètres du modèle, de données de système et de données mesurées. LARSIM utilise ainsi la relation de conversion suivante :

$$u_2 = \frac{\ln(h_2/z_0)}{\ln(h_1/z_0)} \cdot u_1$$
(3.19)

où :

| h ₁ | [m] | Altitude 1 au-dessus de la surface du sol, ici : altitude de l'ané- momètre (en règle générale 10 m) |
|---|--------------|--|
| h ₂ | [m] | Altitude 2 au-dessus de la surface du sol, ici : altitude des ombro- mètre (en règle générale 1 m) |
| u ₁ , u ₂ z ₀ | [m/s] [m] | Vitesse du vent à l'altitude 1 ou 2 Longueur de rugosité ; selon Thompson et al. (1981 : 20), celle-ci est égale à 0,1 fois la hauteur du couvert végétal, ici : $z_0 = 0,03$ m pour les prairies |

Il résulte de la mise en équation de ces paramètres que la vitesse du vent à un mètre au-dessus de la surface du sol d'une prairie correspond à environ 0,6 fois la valeur mesurée à dix mètres de hauteur. En appliquant, pour les hauteurs de référence indiquées ci-dessus, la relation de conversion recommandée par la DVWK (1996 : 85), il résulte un facteur de conversion de 0,60 et ce, pour les terrains ondulés tout comme pour les terrains plats présentant de nombreux obstacles.

3.3 RÉSERVOIR D'INTERCEPTION

En présence de végétation, les précipitations sont en partie interceptées sur les surfaces foliaires. Ce réservoir d'interception dispose d'une capacité maximale que LAR-SIM décrit par une fonction d'indice foliaire pour différents types de végétation selon l'approche de Dickinson (1984) :

$$K_{Inz} = 0.2 \text{ mm} \cdot \text{LAI}$$

(3.20)

où :

| K _{Inz} | [mm] | Capacité du réservoir d'interception |
|------------------|------|--------------------------------------|
| LAI | [-] | leaf area index |

En fonction des plantes prédominantes et de la saison, l'indice foliaire (LAI) décrit la surface foliaire de la végétation au prorata de la surface du sol couverte. Les valeurs de l'indice foliaire à utiliser par LARSIM sont à fournir sous forme de fichier de système et peuvent ainsi être définies spécifiquement pour le secteur étudié.

Les valeurs LAI typiques utilisées pour les catégories d'occupation des sols usuelles sont listées dans le Tableau 3.7. Ces valeurs mensuelles de l'indice foliaire pour différents types d'occupation des sols ont été compilées et estimées à partir de sources bibliographiques, parmi lesquelles les références de Disse (1995), Hoyningen-Huene (1983), Maurer (1997) ainsi que Thompson et al. (1981). En présence d'autres types d'occupation des sols ou si d'autres valeurs LAI doivent être utilisées, celles-ci peuvent être définies pour le modèle en question.

Comme alternative à la définition de l'indice foliaire spécifique aux mois, LARSIM permet également le recours à un modèle de végétation dynamique. Dans ce cas, l'évolution saisonnière des différents types de végétation (catégories d'occupation des sols) est calculée de manière dynamique pour l'année en cours à l'aide d'un modèle phénologique. Ce calcul dynamique de l'évolution de la végétation signifie que l'évolution saisonnière qui est prédéfinie sous une forme figée est modifiée par l'évolution des conditions météorologiques réelles au cours d'une année. Il en résulte également une évolution dynamique de l'indice foliaire.

Lorsque le réservoir d'interception est plein, les feuilles transmettent directement au sol toutes les précipitations suivantes. Le réservoir d'interception est vidangé par évaporation. Ainsi, l'eau du réservoir d'interception n'est plus disponible pour le réservoir d'eau du sol. Dans le modèle utilisé, l'évaporation de l'eau du réservoir d'interception est fixée comme étant égale à l'évapotranspiration potentielle.

| Occupation des sols | Indice foliaire LAI | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|---------------------|------|------|-------|-----|------|-------|------|------|------|------|------|
| | Janv | Fév. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept | Oct. | Nov. | Déc. |
| Surfaces imperméabilisées* | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Champ labouré** | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 1,0 | 2,3 | 3,7 | 3,8 | 3,5 | 2,4 | 1,2 | 0,3 | 0,3 |
| Vignes | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,5 | 2,0 | 3,5 | 4,0 | 4,0 | 4,0 | 1,5 | 1,0 | 1,0 |
| Arboriculture intensive | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 3,0 | 3,5 | 4,0 | 4,0 | 4,0 | 2,5 | 2,0 | 2,0 |
| Jachère (enherbée) | 2,0 | 2,0 | 3,0 | 4,0 | 5,0 | 5,0 | 5,0 | 5,0 | 5,0 | 3,0 | 2,5 | 2,0 |
| Non imperméabilisé, nu | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Prairies intensives | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 3,0 | 3,5 | 4,0 | 4,0 | 4,0 | 3,5 | 3,0 | 2,5 | 2,0 |
| Surfaces humides | 2,0 | 2,0 | 3,0 | 4,0 | 5,0 | 5,0 | 5,0 | 5,0 | 5,0 | 3,0 | 2,5 | 2,0 |
| Prairies extensives | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 3,0 | 3,5 | 4,0 | 4,0 | 4,0 | 3,5 | 3,0 | 2,5 | 2,0 |
| Peuplement forestier dispa- rate | 2,0 | 2,0 | 3,0 | 4,5 | 5,5 | 5,5 | 5,5 | 5,5 | 5,5 | 4,0 | 2,5 | 2,0 |
| Forêt résineuse | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 | 11 |
| Forêt de feuillus | 0,5 | 0,5 | 1,5 | 4,0 | 7,0 | 11 | 12 | 12 | 11 | 8,0 | 1,5 | 0,5 |
| Forêt mixte | 3,0 | 3,0 | 4,0 | 6,0 | 8,0 | 11 | 11,5 | 11,5 | 11 | 9,0 | 4,0 | 3,0 |
| Eau | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |

 Tableau 3.7
 Valeurs mensuelles de l'indice foliaire LAI typiques d'occupations des sols usuelles

* valeur fictive, permettant de prendre en considération, sur les surfaces imperméabilisées, les pertes par interception et les pertes par stockage dans les dépressions

** valeur moyenne pour différentes cultures

En cas d'évaporation de l'eau interceptée, l'évapotranspiration actuelle pour une population végétale à surfaces foliaires humides est calculée comme suit selon l'approche de WIGMOSTA et al. (1994) :

$$E_{ai} = \left(\frac{E_{pot} - E_{izp}}{E_{pot}}\right) \cdot E_a + E_{izp}$$
(3.21)

où :

| E_{ai} | [mm/d] | évapotranspiration actuelle pour une population végétale à sur- |
|------------------|--------|---|
| | | faces foliaires humides (contenu du réservoir d'interception > 0) |
| E _{pot} | [mm/d] | évapotranspiration potentielle (avec résistance de surface totale $r_s = 0.0$) |
| Eizp | [mm/d] | évaporation de l'eau interceptée |
| Ea | [mm/d] | Evapotranspiration actuelle pour une population végétale à sur- faces foliaires sèches |

3.4 RÉSERVOIR DE NEIGE

3.4.1 BASES DE LA MODÉLISATION DE LA NEIGE AVEC LARSIM

Dans les régions tempérées, le stockage de précipitations sous forme de neige et la fonte ultérieure influent souvent fortement sur l'évolution saisonnière des écoulements ainsi que sur l'humidité du sol et la formation de l'écoulement - notamment au printemps. C'est surtout dans les bassins à caractère nival et nivo-pluvial que les crues d'envergure sont impactées par la neige. La simulation adéquate de la dynamique de la neige est par conséquent indissociable du modèle de bilan hydrologique LARSIM.

Dans LARSIM, le réservoir de neige est modélisé individuellement pour chacun des compartiments pédologiques et d'occupation des sols d'une entité spatiale. Ceci permet de tenir compte de l'impact de différents types d'occupation des sols sur la dynamique de la neige.

Le modèle traite la dynamique de la neige en fonction des aspects suivants qui s'impactent mutuellement :

- Accumulation de la neige
- Bilan énergétique du manteau neigeux
- Compaction et fonte effective des neiges

Il existe différentes méthodes pour calculer ces trois aspects avec LARSIM, ce qui permet de tenir compte des divergences au niveau de la résolution spatiale et de la disponibilité des données. Les différentes méthodes seront traitées plus en détail dans les chapitres suivants.

3.4.2 ACCUMULATION DE LA NEIGE

En vue du calcul de l'accumulation de la neige, il convient d'abord de décider si les précipitations calculées pour l'entité spatiale respective tombent sous forme liquide ou solide. LARSIM permet de changer subitement entre pluie et neige. On part ici du principe que les précipitations tombent sous forme de neige lorsque, dans l'entité spatiale respective et pour le pas de temps étudié, la température de l'air (à proximité du sol) est inférieure à une température limite. Dès que la température de l'air dépasse cette valeur limite, l'ensemble des précipitations est traité sous forme de neige :

| Précipitations neigeuses pour $T_{Air} \leq T_{Limite}$ | |
|---|--------|
| Précipitations pluvieuses pour T _{Air} > T _{Limite} | (3.22) |

où :

| T _{Luft} [°C] | Température de l'air mesurée à proximité du sol (à 2 m au-dessus du sol) |
|-------------------------|---|
| T _{Grenz} [°C] | Valeur limite de la température de l'air (à 2 m au-dessus du sol) en dessous de laquelle les précipitations tombent sous forme de neige |

Comme alternative à ce passage abrupt entre neige et pluie, LARSIM propose également de travailler avec une phase de transition pendant laquelle tombe un mélange de pluie et de neige (la pluie neigeuse). Dans ce cas, on indique non seulement T_{Grenz} mais également la plage de transition T_{Spann} . A la limite inférieure de la plage de température indiquée ($T_{Grenz} - \frac{1}{2} T_{Spann}$), les précipitations tombent à 100 % sous forme de neige, et à la limite supérieure ($T_{Grenz} + \frac{1}{2} T_{Spann}$), elles se transforment à 100 % en pluie. Entre ces températures, on procède à une interpolation linéaire ; si T_{Luft} est égal à T_{Grenz} , on obtient 50 % de neige et 50 % de pluie.

Etant donné que les précipitations se forment dans les couches de l'air supérieures, la température de l'air à proximité du sol n'indique que de manière imprécise si les précipitations tombent sous forme de pluie ou de neige. Lorsque la température de l'air à proximité du sol est de +2°C, la stratification atmosphérique peut engendrer une chute de neige quand les températures dans les couches de l'air supérieures sont plus basses (Figure 3-2, BRAUN 1985). En revanche, une analyse de l'hiver 2010/2011 effectuée pour le sud-ouest de l'Allemagne montre qu'une pluie prolongée peut également se former à partir d'un front chaud remontant même si la température de l'air à proximité du sol est inférieure à 0°C (LUBW 2011b, Haag et al. 2012).

Les explications précédentes témoignent du fait que la température limite pluie/neige dépend des conditions météorologiques et qu'elle varie ainsi dans le temps. Les expériences acquises jusqu'à présent pour de nombreuses régions de l'Europe centrale montrent par contre qu'une T_{Grenz} de +0,0°C en moyenne permet d'obtenir de bons résultats. L'utilisateur est libre de définir la valeur de T_{Grenz} à utiliser par le modèle pour chacune des entités spatiales. Une plage de valeur comprise entre -2°C et +3°C paraît ici plausible.

Le recours à une plage de transition entre neige et pluie (pluie neigeuse) permet en outre de prédéfinir les limites de la plage de transition (T_{Spann}). Une plage de transition pluie/neige comprise entre 3 et 4°C paraît ici plausible (cf. Figure 3-2).



Figure 3-2 : Précipitations sous forme de pluie, de neige ou de pluie neigeuse au droit de la station climatique de Hohenpeißenberg (d'après SFB81 1980)

3.4.3 MÉTHODE DEGRÉ-JOUR

La méthode degré-jour est une méthode simple et très fréquemment utilisée pour simuler la neige et selon laquelle seule la température de l'air détermine la fonte des neiges. L'application de cette méthode débouche dans la plupart des cas directement sur le taux de fonte effectif, c'est-à-dire que l'on ne considère normalement pas de manière séparée le bilan énergétique d'une part et la compaction et la fonte d'autre part (MANIAK 2005, BEVEN 2012).

LARSIM donne à l'utilisateur le choix entre les deux options suivantes : Soit la méthode degré-jour est uniquement utilisée pour calculer le bilan énergétique tandis que la compaction et la fonte effective sont calculés séparément à l'aide de méthode Bertle (voir cidessous). Soit la fonte effective résulte directement de la méthode degré-jour. Dans ce dernier cas, la méthode degré-jour reproduit implicitement la compaction et la rétention d'eau liquide dans le manteau neigeux.

L'avantage de cette méthode réside au niveau de sa simplicité et de la faible quantité de données requise. Il est donc relativement simple de caler la méthode à l'aide d'un seul paramètre. Lorsque les données disponibles sont limitées, la méthode degré-jour se prête, dans le cadre de la modélisation hydrologique, à une combinaison avec d'autres méthodes simplifiées de calcul de l'évaporation, la température de l'air étant le seul paramètre d'entrée requis.

Dans la méthode degré-jour, la température de l'air est considérée comme variable de substitution intégrale des processus d'échanges thermodynamiques entre le manteau neigeux et l'atmosphère. Le bilan de rayonnement à ondes courtes et longues ainsi que les flux de chaleur sensible et latente sont représentés de manière simplifiée par le biais de la différence entre la température de l'air et la température de référence du manteau neigeux. Le flux de chaleur dans le sol est négligé. Néanmoins, LARSIM considère à part l'énergie apportée par les précipitations liquides (pluie) afin de mieux tenir compte de l'importance particulière des événements de type « rain on snow ».

Le bilan énergétique du manteau neigeux est donc le suivant :

$$A_{tot} = A_{gtf} + A_{nied}$$
(3.23)

où :

Wtot[W/m²]Bilan énergétique du manteau neigeuxWgtf[W/m²]Somme des flux de chaleur estimés à l'aide de la méthode degréjour

La chaleur apportée par les précipitations liquides (pluie) se calcule comme suit :

$$A_{\text{nied}} = \frac{N \cdot T_{\text{nied}} \cdot cp_{\text{eau}}}{ta \cdot 3600}$$
(3.24)

où :

| N | [mm] | Quantité de précipitations pendant le pas de temps considéré (\approx |
|-------------------|------|--|
| T _{nied} | [°C] | Température des précipitations liquides |

cp_{wasser} [J/(kg °C)] Capacité thermique de l'eau liquide (constante interne au logiciel : 4186,8 J/(kg °C))

ta [h] Pas de temps de calcul en heures

Pour les précipitations tombant sous forme de neige, la température supposée est de 0°C. Ceci signifie que les précipitations neigeuses n'augmentent pas le « froid » contenu dans le manteau neigeux. La température actuelle de l'air est normalement attribuée aux précipitations liquides (pluie). En résulte la relation suivante pour la température des précipitations :

 $T_{\text{nied}} = \text{Maximum} \begin{cases} T_{\text{Air}} \\ 0,0 \end{cases}$ (3.25)

La température des précipitations ne peut être calculée comme suit que si l'option <T GR. AUCH S-SCHMELZ> est activée :

$$T_{\text{nied}} = \text{Maximum} \begin{cases} T_{\text{Air}} - T_{\text{Limite}} \\ 0,0 \end{cases}$$
(3.26)

La somme de tous les autres flux d'énergie pertinents est estimée via la méthode degré-jour. Pour ce faire, on introduit le facteur degré-jour (également intitulé facteur de fonte) en guise de paramètre de calage. Pour le facteur degré-jour (en all. *Grad-Tag-Faktor* (GTF)), on utilise l'unité habituelle dans la littérature, à savoir [mm/(d °C)]. Ce facteur indique la quantité de neige (en mm) susceptible de fondre au cours d'une journée si la différence de température est continuellement de 1°C. Le facteur degré-jour indiqué ici vaut pour tous les types d'occupation des sols de plein champ.

Dans ce contexte, il convient de tenir compte du fait que l'échange énergétique entre les sites forestiers et l'atmosphère est beaucoup moins prononcé que celui entre les pleins champs et l'atmosphère (KOIVUSALO & KOKKONEN 2002, SPITTELHOUSE & WINKLER 2004, TAMAI et al. 1999 et autres). Par conséquent, les GTF utilisés pour simuler la neige au niveau des sites forestiers sont dans la plupart des cas nettement inférieurs aux GTF valables pour les pleins champs. Conformément à MANIAK (2005) et à SEIBERT (2005), les GTF valables pour la forêt sont environ de moitié moins que ceux valables pour les pleins champs. Ceci correspond aux estimations réalisées par le LUBW (2006a) sur la base de données bibliographiques relatives au bilan énergétique des manteaux neigeux couvrant différents types d'occupation des sols. C'est la raison pour laquelle LARSIM réduit à 50 % le GTF (GTF_{Wald} = 0,5 · GTF) qui est prédéfini comme paramètre de calage pour les catégories d'occupation des sols ayant trait à la forêt (forêt de conifères, forêt mixte, forêt de feuillus).

Le facteur degré-jour permet de calculer comme suit la fonte potentielle des neiges par pas de temps :

$$i_{p,gtf} = GTF \cdot \frac{ta}{24} \cdot (T_{Air} - T_b)$$
(3.27)

où :

i_{p,gtf} [mm]

Fonte potentielle des neiges par pas de temps résultant de tous les flux de chaleur estimés à l'aide de la méthode degré-jour

| GTF | [mm/(d °C)] | Facteur degré-jour (paramètre de calage : fonte des neiges potentielle par jour pour une différence de température de 1°C) |
|----------------|-------------|---|
| Τ _b | [°C] | Température de référence (en règle générale 0°C ; exception : lors de l'utilisation simultanée de l'option <t gr.<br="">AUCH S-SCHMELZ>, on prend : $T_b = T_{Grenz}$)</t> |

Après transformation, on obtient le flux de chaleur suivant (somme de tous les flux de chaleur estimés à l'aide de la méthode degré-jour et figurant dans l'équation 2.1) :

$$W_{gtf} = GTF \cdot (T_{Air} - T_b) \cdot \frac{r_{schmelz}}{24 \cdot 3600}$$
(3.28)

où :

r_{schmelz} [J/kg] Chaleur de fusion de l'eau (constante interne au logiciel : 334 000 J/kg)

En cas d'application simultanée de l'option <SNOWCOMPACTION 2> ou de l'option <SNOWCOMPACTION 3>, le bilan énergétique du manteau neigeux qui a été calculé à l'aide de la formule (3.23) sert de paramètre d'entrée au calcul de la compaction de la neige selon BERTLE (1966) (voir ci-dessous).

Si la méthode degré-jour est appliquée sans calcul séparé de la compaction et de la fonte effective (option <SNOWCOMPACTION> non retenue), le bilan énergétique est converti en quantité d'eau de fonte selon la formule (3.23). Quand le bilan énergétique est négatif, la quantité d'eau de fonte est égale à zéro. Dans ce cas, la quantité d'eau de fonte calculée correspond directement à la fonte effective des neiges sans que la compaction du manteau neigeux et la rétention de l'eau liquide à l'intérieur du manteau neigeux ne soient pris en compte comme facteurs supplémentaires.

3.4.4 BILANS ÉNERGÉTIQUES ÉTABLIS À L'AIDE DE L'APPROCHE DE KNAUF

3.4.4.1 MÉTHODE SIMPLIFIÉE DE KNAUF

A côté des précipitations, les seules données requises pour estimer la fonte potentielle des neiges à l'aide de la méthode simplifiée de bilan énergétique selon KNAUF (1980) sont les données relatives à la température de l'air et à la vitesse du vent. La méthode peut être appliquée soit en mode « bilan hydrologique » soit en mode « pluie-débit ».

Cette méthode simplifiée néglige les bilans de rayonnement à ondes courtes et longues ainsi que le flux de chaleur latente. Le bilan énergétique du manteau neigeux résulte donc de l'équation de bilan simplifiée suivante :

$$W_{tot} = W_G + W_{nied} + W_{sense}$$
(3.29)

où :

| W _{tot} | [W/m ²] | Bilan énergétique du manteau neigeux |
|--------------------|---------------------|---|
| W_{G} | [W/m ²] | Flux de chaleur dans le sol |
| W _{nied} | [W/m²] | Flux de chaleur apporté par les précipitations (formule (3.24)) |
| W_{sense} | [W/m²] | Flux de chaleur sensible |

Tandis que le flux de chaleur apporté par les précipitations est identifié de manière analogue à la méthode degré-jour (formules (3.24) à (3.26), le flux de chaleur dans le sol peut être prédéfini à titre de paramètre de calage constant. Par analogie aux travaux de Knauf (1980), il est considéré comme étant le taux de fonte potentiel en [mm/h] :

$$i_G = W_G \cdot \frac{3\,600}{r_{\text{schmelz}}} \tag{3.30}$$

où :

 i_G [mm/h] Flux de chaleur dans le sol en guise de taux de fonte (plage de valeurs : 0,01 mm/h à 0,05 mm/h ~ 0,9 W/m² à 4,6 W/m²,)

Le flux turbulent de chaleur sensible est déterminé comme suit :

$$W_{\text{sense}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot T_{\text{Air}}$$
(3.31)

où :

| a_0 | [W/(m ² °C)] | Paramètre du coefficient de transfert pour le flux turbulent de |
|----------------|-------------------------|---|
| | | chaleur (plage de valeurs : 0,5 à 3,5 W/(m ² °C)) |
| a ₁ | [J/(m ³ °C)] | Paramètre du coefficient de transfert pour le flux turbulent de |
| | | chaleur (plage de valeurs : 0,8 à 2,5 J/(m ³ °C)) |

La méthode simplifiée suppose implicitement que la température de la surface de la neige est de 0°C et que la température de l'air correspond ainsi au gradient de température entre la surface de la neige et l'air située au-dessus.

Le logiciel convertit le bilan énergétique calculé en taux de fonte potentiel. Tout comme dans le cas de la méthode degré-jour, ce taux de fonte potentiel peut être utilisé soit à titre de taux de fonte effectif, soit à titre de paramètre d'entrée de calculs plus détaillés de la compaction de la neige selon BERTLE (1996).

3.4.4.2 MÉTHODE ÉTENDUE DE KNAUF

La méthode étendue de bilan énergétique selon Knauf (par rapport à la méthode simplifiée) tient également compte du bilan de rayonnement à ondes courtes ainsi que du flux turbulent de chaleur latente. A noter que cette approche ne tient pas compte non plus du bilan de rayonnement à ondes longues :

$$W_{tot} = W_G + W_{nied} + W_{RNS} + W_{sense} + W_{latent}$$
(3.32)

(0, 0, 0)

où :

WRNS[W/m²]Bilan de rayonnement à ondes courtesWlatent[W/m²]Flux de chaleur latente (évaporation, condensation, sublimation)

Le flux de chaleur dans le sol, le flux de chaleur apporté par les précipitations et l'échange turbulent de chaleur sensible sont déterminés de manière analogue à la méthode de Knauf.

Pour ce qui concerne l'échange turbulent de chaleur latente, on part du principe qu'il est possible d'appliquer le même coefficient de transfert dépendant du vent que pour l'échange turbulent de chaleur sensible :

$$W_{\text{latent}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot (\beta \cdot (e_{\text{Air}} - e_s))$$
(3.33)

où :

e_s [hPa] Pression de vapeur saturante de l'eau à la surface de la neige pour une température de 0°C (formule (3.6))
 e [hPa] Pression de vapeur de l'eau effective dans l'air (formule (3.7))
 β [°C/hPa] Inverse de la constante psychrométrique au-dessus de la neige et de la glace à 0 °C (constante interne au logiciel : 1,76 °C/hPa)

Le bilan de rayonnement à ondes courtes au niveau de la surface de la neige est déterminé comme suit :

$$W_{\rm RNS} = \epsilon \cdot R_{\rm C} \tag{3.34}$$

 $(\cap \cap A)$

où :

R_C [W/m²] Rayonnement global à la surface du sol
 ε [-] Coefficient d'absorption du rayonnement à ondes courtes par la neige (plage de valeurs entre 0,02 et 0,6 ; valeur interne par défaut : 0,3)

Pour la capacité d'absorption (= 1 – albédo) du manteau neigeux, le logiciel permet soit de retenir la valeur par défaut de 0,3, soit de considérer cette capacité comme paramètre de calage constant dans le temps. Il est alternativement possible de simuler l'évolution temporelle du coefficient d'absorption en fonction du vieillissement du manteau neigeux (voir ci-dessous).

Le bilan énergétique (= fonte potentielle des neiges) résultant de l'application de la méthode étendue de Knauf est utilisé comme paramètre d'entrée pour la simulation explicite de la compaction du manteau neigeux et de la fonte effective des neiges susceptible d'en résulter.
3.4.4.3 BILAN ÉNERGÉTIQUE COMPLET DU MANTEAU NEIGEUX

La méthode précitée de Knauf a été développée en vue de son application dans LAR-SIM (Option <SCHNEE: KNAUF, 2006>). Son développement a porté sur le recensement du bilan énergétique complet, son couplage avec le bilan hydrique, la prise en compte de l'impact de la végétation ainsi que la prise en compte de la température de la neige et du froid contenu dans le manteau neigeux (LUBW 2006a).

Cette approche globale permet de déterminer le bilan énergétique complet du manteau neigeux :

$$W_{tot} = W_{G} + W_{nied} + W_{RNS} + W_{RNL} + W_{sense} + W_{latent}$$
(3.35)

(2.25)

(3.36)

où :

[W/m²] W_{RNI} Bilan de rayonnement à ondes longues

Le bilan de rayonnement à ondes longues est défini par l'équation de base suivante :

$$W_{RNL} = R_{Latm} - R_{Lschnee}$$

où :

L'inversion atmosphérique est déterminée comme suit :

$$R_{\text{Latm}} = 1,28 \cdot \sigma \cdot (T_{\text{Air}} + 273,15)^4 \cdot \left(\frac{e}{T_{\text{Air}} + 273,15}\right)^{1/7} \cdot \left(1 + 0,22 \cdot \left(\frac{n}{N}\right)^2\right)$$
(3.37)

où :

 $[W/(m^2 K^4)]$ Constante de Stefan-Boltzmann σ (constante interne au logiciel : 5,67 10⁻⁸ W/(m² K⁴)) Durée relative de l'ensoleillement pour mesurer le degré de n/N [-] nébulosité (formules (3.8) à (3.14))

L'équation de Stefan-Boltzmann permet de déterminer le rayonnement dégagé par le manteau neigeux et ce, à partir de la température de ce dernier. On part ici du principe que dans le domaine des ondes longues, la neige a l'effet d'un corps noir (DWD 1987 : 24), ce qui fait que le coefficient d'émission n'est pas à prendre en compte (ou que sa valeur est 1).

$$R_{Lschnee} = \sigma \cdot \left(T_{Neige} + 273, 15\right)^4$$
(3.38)

où :

T_{schnee} [°C] Température du manteau neigeux calculée de manière dynamique Dans le cas présent, la température du manteau neigeux (tout comme le froid contenu dans ce dernier) est calculée dynamiquement à partir du bilan énergétique (voir cidessous). Par rapport à la méthode étendue de Knauf décrite précédemment, cette prise en compte explicite de la température de la neige nécessite également quelques modifications au niveau du calcul des flux turbulents de chaleur sensible et latente (formules (3.31) et (3.33)) :

$$W_{\text{sense}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot (T_{\text{Air}} - T_{\text{Neige}})$$
(3.39)

$$W_{latent} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot \left(\beta \cdot \left(e_{Air} - e_s(T_{Neige})\right)\right)$$
(3.40)

où :

es

[hPa]

Pression de vapeur d'eau saturante au-dessus de la neige en fonction de la température actuelle de la neige

Dans le cadre de la méthode de bilan énergétique complet, les bilans énergétique et hydrique sont entièrement couplés. Ceci signifie d'une part que le flux de chaleur latente est couplé à l'eau qui se dégage du manteau neigeux ou qui y est ajoutée (évaporation, condensation, sublimation) et qui est prise en compte dans le bilan de masse. D'autre part, cette méthode permet de ventiler correctement les flux d'énergie entre le calcul de la neige et de l'évapotranspiration (à partir du sol).

En pleins champs (toutes les catégories d'occupation des sols confondues, hors forêt), l'on part donc du principe qu'il n'y a ni transpiration à partir de la végétation, ni évaporation à partir du sol tant qu'il y a un manteau neigeux. Tous les flux d'énergie contribuent ainsi au bilan thermique du manteau neigeux. L'évaporation (respectivement la sublimation) ne peut se produire qu'à partir du manteau neigeux.

Froid contenu dans le manteau neigeux et température de la neige

L'approche présentée ici et élargie pour les besoins de LARSIM permet de calculer explicitement l'évolution de la température et le froid actuellement contenu dans le manteau neigeux. Le froid contenu désigne toute énergie requise pour chauffer la masse de neige à 0°C. Le manteau neigeux ne se met à fondre que s'il a été auparavant chauffé à 0° C et qu'aucun froid n'y est plus contenu. Le froid contenu dans le manteau neigeux s'exprime sous forme de densité de flux énergétique requise pour chauffer le manteau neigeux jusqu'à 0°C :

$$W_{kälte} = \frac{(WEQ_{ts} \cdot cp_{eis} + (WEQ_{tot} - WEQ_{ts}) \cdot cp_{eau}) \cdot T_{Neige}}{ta \cdot 3600}$$
(3.41)

où :

W[W/m²]Froid contenu dans le manteau neigeuxWEQTS[mm]Equivalent en eau de la neige sècheWEQtot[mm]Equivalent en eau du manteau neigeux en entiercpeis[J/(kg °C)]Capacité thermique de l'eau gelée (constante interne au logiciel
selon le DWD 1987 : 2090 J/(kg °C))

La modification du froid contenu dans le manteau neigeux résulte du bilan énergétique du manteau neigeux pour le pas de temps actuel W_{tot} (formule (3.35)).

Si l'énergie ajoutée pour le pas de temps actuel dépasse l'énergie requise pour chauffer le manteau neigeux à 0°C, l'énergie excédentaire est disponible pour la fonte potentielle des neiges. Cette énergie de fonte potentielle est utilisée comme paramètre d'entrée pour calculer explicitement la compaction du manteau neigeux et la fonte effective des neiges qui en résulte.

3.4.4.4 CALCUL DYNAMIQUE DU FLUX DE CHALEUR DANS LE SOL

En alternative à la fixation d'un paramètre de calage constant, toutes les méthodes de bilan énergétique selon Knauf permettent de réaliser un calcul dynamique du flux de chaleur dans le sol. A cet effet, la température d'une couche de sol proche de la surface est calculée de manière simplifiée. Cette température et le flux de chaleur dans le sol impactent le gel de l'eau du sol et ainsi la formation de l'écoulement. Cet aspect du régime thermique du sol est précisé sous le paragraphe 3.5.7.

Les bases conceptuelles du calcul dynamique du flux de chaleur dans le sol et du gel des horizons de subsurface sont abordées dans le paragraphe Figure 3-3 : La température moyenne et la part gelée de l'eau du sol d'une colonne de sol épaisse de 2z sont définies par la teneur en énergie de cette dernière. En même temps, la température moyenne de la colonne de sol correspond à la température du sol à la profondeur z. Le choix a été fait de passer indirectement via l'analyse énergétique afin de pouvoir tenir compte du gel et du dégel de l'eau du sol.

Le flux de chaleur dans le sol résulte du gradient de température entre la surface du sol (T_0) et la profondeur z (T_z) . En fonction du gradient de température, ce flux de chaleur peut être positif ou négatif.

En outre, un flux de chaleur simplifié des couches de sol plus profondes est pris en compte pour établir le bilan énergétique du volume de contrôle épais de 2z. Ce flux de chaleur peut être soit positif (gain thermique), soit négatif (perte thermique). En analysant le bilan énergétique, on tient également compte du fait que l'eau du sol constituant le volume de contrôle épais de 2z est susceptible de geler ou de fondre.



Figure 3-3 : Bases conceptuelles du calcul de la température du sol proche de la surface, du flux de chaleur dans le sol et du gel des sols

Calcul du flux de chaleur dans le sol :

La conductivité thermique du sol requise pour calculer le flux de chaleur dans le sol constitue en toute rigueur une fonction temporelle de la teneur en eau du sol. Toujours est-il que la variation de la conductivité thermique est relativement faible pour les teneurs en eau moyennes du sol (ABU-HAMDEH & REEDER 2000, JURY et al. 1991). En outre, le modèle pédologique implémenté dans LARSIM ne permet pas de déterminer avec exactitude les teneurs en eau proches de la surface. Partir d'une conductivité thermique constate du sol est donc une simplification nécessaire et admissible.

Il est ainsi possible de calculer le flux de chaleur dans le sol en appliquant la première loi de Fick. On s'approche du gradient de température proche de la surface par le biais de la différence finie entre T_0 et T_z (cf. Figure 3-3) :

$$W_{\rm G} = -\lambda_{\rm G} \frac{T_0 - T_z}{z} \tag{3.42}$$

où :

| λ_{G} | [W/(m·°C)] | Conductivité thermique du sol (constante interne au logiciel : $\lambda_G = 0.6 \text{ W/(m °C)}$) |
|----------------|------------|---|
| Z | [m] | Moitié de l'épaisseur de la colonne du sol étudiée (constante in- terne au logiciel : $z = 0.1$ m) |
| T ₀ | [°C] | Température à la surface du sol (température de l'air ou de la neige) |
| Tz | [°C] | Température du sol à la profondeur z (correspond à la tempéra- ture moyenne d'une colonne du sol épaisse de 2z)) |

L'on part du principe que la température à la surface du sol T_0 est égale à la température de l'air à moins qu'il n'y ait pas de neige. En l'absence d'une couverture nivale, ceci peut être considéré comme une bonne approximation (p. ex. VOSE & SWANK 1991, RAN-KINEN et al. 2004). Les manteaux neigeux d'un équivalent en eau allant jusqu'à 10 mm sont moyennés en pondérant la température de l'air et la température de la neige. Si l'équivalent en eau de la neige dépasse les 10 mm, T_0 est considérée comme égale à la température moyenne de la neige qui a été calculée. Ceci permet d'assurer que l'effet isolant du manteau neigeux entre dans le calcul.

En fonction du substrat, de la teneur en eau et de l'état d'agrégation de l'eau du sol, la conductivité thermique de sols terrestres oscille dans la plupart des cas entre environ 0,4 et 0,8 W/(m °C) (RANKINEN et al., 2004, ABU-HAMDEH & REEDER 2000). C'est notamment pendant les mois particulièrement pertinents d'hiver que les teneurs en eau sont proches de la capacité au champ, ce qui fait que les modifications engendrées par la variabilité des teneurs en eau du sol sont minimes. La conductivité thermique de la glace est supérieure à celle de l'eau liquide. Néanmoins, il résulte des calculs comparatifs effectués avec différents modèles pour la zone de Valdai que le gel et le dégel de l'eau du sol ont peu d'effets sur la conductivité thermique du sol (LUO et al. 2003). Afin d'atteindre les objectifs fixés et pour des raisons de simplification, la conductivité thermique du sol est considérée comme une constante spatiale et temporelle. Des calculs expérimentaux ont montré que la valeur de 0,6 W/(m °C) permet d'obtenir de bons résultats. C'est la raison pour laquelle la valeur de 0,6 W/(m °C) a été retenue dans LAR-SIM pour la conductivité thermique du sol λ_G (LUBW 2006b).

Flux de chaleur dégagée par les couches inférieures du sol :

En-dessous de 2z, le flux de chaleur dans et dégagé par les couches inférieures du sol est calculé selon le schéma MORECS du flux de chaleur du sol, schéma que LARSIM utilise également pour l'évapotranspiration (THOMPSON et al. 1981). Seul le stockage thermique moyen mensuel du sol est pris en compte. Dans la présente approche, l'impact du bilan de rayonnement sur le flux de chaleur dans le sol est amorti par l'horizon de subsurface et n'entre donc pas dans le calcul du flux de chaleur dégagée par les couches inférieures du sol.

Energie stockée dans la colonne de sol et température moyenne :

Comme le montrent les schémas des figures Figure 3-3, l'énergie stockée dans la couche de sol étudiée résulte du flux de chaleur orienté vers la surface et vers le sol profond. En s'inspirant du modèle de neige de l'UEB (cf. paragraphe 0), une teneur énergétique de 0,0 J/m² est définie comme l'état dans lequel la couche de sol affiche une température de 0° C et la totalité de l'eau du sol est gelée. Si la valeur énergétique est positive, une partie ou la totalité de l'eau contenue dans la couche de sol étudiée est liquide. Si la valeur énergétique est négative, la totalité de l'eau du sol est gelée et la température peut baisser en dessous de zéro. Par conséquent, la température moyenne de la couche de sol étudiée découle de la teneur en énergie de cette dernière. Si la totalité de l'eau du sol est gelée :

$$T_z = \frac{E_G}{2 \cdot z \cdot c_G}$$
(3.43)

Si l'eau du sol est partiellement liquide et partiellement gelée :

$$T_z = 0 \tag{3.44}$$

Si la totalité de l'eau du sol est liquide :

$$T_{z} = \frac{E_{G} - \frac{W_{2z}}{1.000} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{eau}}{2 \cdot z \cdot c_{G}}$$
(3.45)

où :

$$\begin{array}{ccc} E_{G} & [J/m^{2}] \\ W_{2z} & [mm] \end{array} & \begin{array}{c} \text{Teneur en énergie du sol jusqu'à la profondeur } 2z \\ \text{Teneur en eau totale de la couche du sol jusqu'à une profondeur } de 2z \\ (constante interne au logiciel : W_{2z} = 80 mm) \\ C_{G} & [^{\circ}C] \end{array} & \begin{array}{c} \text{Capacité thermique volumétrique du sol (= cp \cdot \rho)} \\ (constante interne au logiciel : c_{G} = 1,5 \times 10^{6} \text{ J/(m}^{3} \, ^{\circ}\text{C})) \end{array}$$

Pour ce qui concerne la teneur en eau de l'horizon de subsurface dans le climat humide, l'on peut partir du principe qu'en hiver, elle est proche de la capacité au champ. La capacité au champ (en pour cent) varie notamment en fonction de la texture et de la teneur en humus du sol. Pour la plupart des sols, elle se situe entre environ 10 et 40 % (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984). Les calculs expérimentaux affichent de bons résultats pour une valeur de 40 %. La teneur en eau de la colonne de sol a donc été fixée à 40 %, ce qui correspond à 80 mm (LUBW 2006b). La capacité thermique volumétrique du sol c_G est une fonction du type de sol et de la teneur en eau. Pour la plupart des sols à l'état humide, elle se situe entre 1 x 10⁶ et 2 x 10⁶ J/(m³ °C) (JURY et al. 1991, Rankinen et al. 2004). Les calculs expérimentaux affichent également de bons résultats, la valeur moyenne étant de 1,5 x 10⁶ J/(m³ °C). La capacité thermique volumétrique du sol dans LARSIM a donc été fixée égale à la valeur constante de 1,5 x 10⁶ J/(m³ °C) (LUBW 2006b).

3.4.4.5 CALCUL DYNAMIQUE DE L'ALBÉDO DE LA NEIGE

Tant pour la méthode étendue de Knauf que pour le bilan énergétique complet du manteau neigeux, on est jusqu'à présent parti du principe que le coefficient d'absorption (= 1 - albédo) du rayonnement à ondes courtes est constant dans le temps. Mais en réalité, l'albédo de la neige diminue avec le vieillissement du manteau neigeux. Pour tenir compte de ce phénomène, l'albédo de la neige peut également être calculé de manière dynamique.

Les équations du modèle utilisées à cette fin se rapprochent étroitement du module correspondant du *Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model* (TARBOTON & LUCE 1996; LUBW 2006b). Les facteurs du vieillissement qui se produit suite à la croissance des cristaux par diffusion de vapeur d'eau, par fonte et regel ainsi que par déposition atmosphérique de poussière sont calculés comme suit :

$$r_{1} = \exp\left(5000 \cdot \left(\frac{1}{273,15} - \frac{1}{273,15 + T_{\text{Neige}}}\right)\right)$$
(3.46)

$$r_2 = Minimum \begin{cases} r_1^{10} \\ 1 \end{cases}$$
 (3.47)

$$r_3 = 0.03$$
 (3.48)

où :

| r ₁ | [-] | Facteur de vieillissement suite à la recristallisation par diffusion de |
|-----------------------|-----|---|
| | | vapeur d'eau |
| r 1 | [-] | Facteur de vieillissement suite à la recristallisation par fonte et gel |
| r ₃ | [-] | Facteur de vieillissement suite à la déposition de poussière |

Les facteurs de vieillissement permettent de calculer l'âge sans dimension de la surface du manteau neigeux. En situation d'enneigement frais, l'âge (sans dimension) de la surface du manteau neigeux est d'abord 0. Sur la base des facteurs de vieillissement, l'âge (sans dimension) pour le pas de temps actuel est calculé comme suit :

$$\tau = \tau + \left(\frac{r_1 + r_2 + r_3}{10^6} \cdot 3600 \cdot ta\right)$$
(3.49)

où :

т

[]

Age sans dimension de la surface du manteau neigeux

S'il y a ensuite une nouvelle chute de neige fraîche, l'âge (sans dimension) du manteau neigeux est diminué en conséquence. De la neige fraîche d'un équivalent en eau de 10 mm suffit pour remettre T à zéro. Lorsqu'il ne s'agit que de petites quantités de neige fraîche, l'âge (sans dimension) du manteau neigeux est réduit dans une moindre mesure :

$$\tau = \operatorname{Maximum} \left\{ \begin{array}{c} \tau \cdot \left(1 - 0.1 \cdot \operatorname{WEQ}_{\operatorname{Neige fra}che} \right) \\ 0 \end{array} \right\}$$
(3.50)

où :

WEQ_{Neuschnee}

[mm]

Equivalent en eau de la neige fraîche tombée pendant le pas de temps actuel

L'âge (sans dimension) de la surface du manteau neigeux est une variable d'état qui est calculée pour chaque pas de temps. En résultent l'albédo actuel de la surface de la neige et le coefficient d'absorption pour le rayonnement global qui est à utiliser dans la formule (3.34):

$$\alpha_{\text{Neige}} = \alpha_0 \cdot \left(1 - C_v \cdot \frac{\tau}{1 + \tau}\right)$$
(3.51)

$$\varepsilon = (1 - \alpha_{\text{Neige}}) \tag{3.52}$$

où :

| α_{Schnee} C_v | [-] [-] | Albédo actuel de la surface de la neige Facteur de pondération de la sensibilité de l'albédo au vieillisse- ment |
|----------------------------|------------|--|
| α ₀ | [-] | (constante interne au logiciel : Cv = 0,35; LUBW 2006b). Albédo de la neige fraîche (plage de valeurs : 0,75 - 0,98). |

3.4.4.6 ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE À LA SURFACE DE LA NEIGE

Les méthodes simplifiée et élargie de bilan énergétique selon Knauf partent implicitement du principe que la température du manteau neigeux est de 0°C. La température du manteau neigeux est explicitement calculée dans le cadre de l'analyse complète du bilan énergétique. Si les manteaux neigeux sont très épais, les gradients de température internes peuvent être très élevés, ce qui fait que la température moyenne de la neige peut sensiblement diverger de la température à la surface de la neige. Etant donné que les flux turbulents de chaleur (sensible et latente) ainsi que le rayonnement thermique du manteau neigeux dépendent de la température de la surface de la neige, LARSIM permet d'estimer l'écart entre cette température à la surface et la température moyenne du manteau neigeux (LUBW 2006b).

L'origine de cet écart entre la température moyenne de la neige et la température à la surface réside au niveau de l'échange énergétique à la surface de la neige. Il s'agit d'équilibrer l'apport et la perte d'énergie nets à la surface par la conduction thermique depuis ou en direction de la surface. On part de l'hypothèse que l'apport en énergie via la surface et la conduction thermique à l'intérieur de la neige à proximité de la surface sont en équilibre.

On peut en principe faire la distinction entre le réchauffement du manteau neigeux (apport en énergie) et son refroidissement (perte d'énergie). La Figure 3-4 montre ces deux situations de manière schématique : Pour que le manteau neigeux se réchauffe via la surface, la température à la surface de la neige doit être supérieure à celle des couches de neige plus profondes pour permettre à la chaleur d'entrer dans le manteau neigeux (Figure 3-4 à gauche). Lorsque le manteau neigeux est refroidi via la surface de la neige, la température à la surface est inférieure à celle des couches de neige plus profondes. La chaleur est transférée des couches de neige plus profondes vers la surface





Figure 3-4 : Relation schématique entre la température moyenne du manteau neigeux, le bilan énergétique et la température à la surface de la neige

Bien qu'en réalité, les processus de réchauffement et de refroidissement soient évidemment susceptibles de se superposer (pendant la journée), l'approche adoptée ici part du principe simplificateur que l'on peut approximer le profil de profondeur de la température de la neige proche de la surface en utilisant un gradient linéaire et que la température moyenne du manteau neigeux (qui résulte de la teneur en énergie) peut être utilisée comme condition aux limites inférieures du modèle. La capacité thermique, la conductivité thermique et la compacité de la neige sont considérées comme constantes sur toute la profondeur.

Il est donc possible d'approximer la conduction thermique proche de la surface comme suit :

$$W_{oberfl} = cp_{schnee} \cdot \lambda_{schnee} \cdot \rho_{schnee} \cdot \frac{(T_{oberfl} - T_{schnee})}{\Delta z_{effektiv}}$$
(3.53)
$$W_{oberfl} = KT_{schnee} \cdot (T_{oberfl} - T_{schnee})$$
(3.54)

où :

| W _{oberfl} | [W/m ²] | Bilan énergétique proche de la surface du manteau neigeux (bi- |
|-----------------------|------------------------|--|
| | | lan énergétique total hors flux de chaleur dans le sol) |
| T _{oberfl} | [°C] | Température à la surface du manteau neigeux |
| $\Delta z_{effektiv}$ | , [m] | Epaisseur effective du gradient de température à la surface |
| | | de la neige, gradient calculé par approximation linéaire (cf. |
| | | Figure 3-4) |
| CP schnee | [J/(kg °C)] | Capacité thermique de la neige |
| λ_{schnee} | [m ² /s] | Coefficient de diffusion thermique de la neige |
| $ ho_{schnee}$ | [kg/m ³] | Compacité de la neige |
| KT _{schnee} | _a [W/(m2°C) |] Conductivité thermique effective de la neige |
| | | (= $cp_{schnee} \lambda_{schnee} \rho_{schnee} / \Delta z_{effektiv}$; constante : 5,0 W/(m ² °C)) |

Etant donné que ni la cardinalité effective du gradient de température ni les propriétés actuelles de la neige ne sont connues, ces quatre paramètres sont rassemblés dans la conductivité thermique effective. En s'inspirant des recommandations de TARBOTON & LUCE (1996 : p. 16 - 19), celle-ci est considérée comme une valeur constante et elle égale à 5,0 W/(m² °C). En même temps, le bilan énergétique à la surface (qui doit correspondre à la conduction thermique à la surface) s'exprime comme suit :

$$W_{oberfl} = W_{nied} + W_{RNS} + W_{RNL}(T_{oberfl}) + W_{sense}(T_{oberfl})$$

$$+ W_{latent}(T_{oberfl})$$
(3.55)

Le bilan de rayonnement à ondes longues ainsi que les flux turbulents de chaleur latente et sensible sont considérés comme fonctions de la température de la surface de la neige. On peut donc considérer comme équivalentes les formules (3.54) et (3.55) et les commuter pour trouver T_{oberfl} .

$$T_{oberfl}$$

$$= \frac{W_{nied} + W_{RNS} + W_{RNL}(T_{oberfl}) + W_{sense}(T_{oberfl}) + W_{latent}(T_{oberfl})}{KT_{schnee}}$$

$$+ T_{schnee}$$
(3.56)

LARSIM résout cette équation non linéaire de manière itérative en ayant recours à une méthode du gradient modifiée selon Newton (PRESS et al. 1996). L'itération est poursuivie jusqu'à ce que la modification de la température à la surface de la neige soit inférieure à 0,1°C. Après avoir été calculée ainsi, la température à la surface est utilisée à la place de la température moyenne du manteau neigeux pour calculer le bilan de rayonnement à ondes longues ainsi que les flux de chaleur sensible et latent.

3.4.5 COMPACTION ET DÉGAGEMENT D'EAU À PARTIR DU MANTEAU NEIGEUX

Dès que le manteau neigeux a été réchauffé à 0°C et que de l'énergie supplémentaire est disponible par le biais du bilan énergétique, la fonte potentielle des neiges est déclenchée, c'est-à-dire une partie de la neige gelée se met à fondre et se trouve à l'intérieur du manteau neigeux sous forme d'eau liquide. La pluie qui s'abat sur le manteau neigeux produit le même effet. Les taux potentiels de fonte des neiges et la pluie qui s'abat sur le manteau neigeux ne s'écoulent toutefois pas directement, notamment lorsque la compacité de la neige est faible. L'eau dégagée par la fonte et les précipitations est d'abord stockée pour l'essentiel dans le manteau neigeux et elle modifie la structure de la neige (compaction). Ceci augmente la part d'eau liquide dans l'équivalent en eau totale de la neige au dépens de la part gelée.

La compacité de la neige augmente aussi. Des quantités plus importantes d'eau ne sont dégagées par le manteau neigeux que si la capacité de rétention d'eau liquide de ce dernier est épuisée.

LARSIM calcule la rétention d'eau liquide, la compaction qui en résulte et le dégagement d'eau tardif à partir du manteau neigeux (fonte effective) à l'aide de la méthode *snow compaction* déduite par BERTLE (1966). Cette méthode consiste à décrire le manteau neigeux et son état sur la base de la teneur en eau totale (WEQ_{tot}) et de la teneur en eau de la neige gelée (neige sèche, WEQ_{ts}).

En cas de chute de neige, WEQ_{tot} et WEQ_{ts} augmentent tous deux à hauteur des précipitations tombées sous forme de neige. Si la neige tombe sur le manteau neigeux, seul le WEQ_{tot} de ce dernier augmente tandis que WEQ_{ts} reste inchangé. En situation de fonte potentielle due à l'énergie excédentaire, la neige gelée se met à fondre. Ainsi, WEQ_{ts} diminue tandis que le WEQ_{tot} reste inchangé. WEQ_{tot} et WEQ_{ts} ne sont par ailleurs que légèrement modifiés par l'évaporation/condensation et la sublimation/resublimation à la surface de la neige. Ces processus ne modifient toutefois pas la relation entre la neige gelée et l'eau liquide à l'intérieur du manteau neigeux.

Selon la méthode *snow compaction*, le degré de compaction et la rétention d'eau liquide à l'intérieur du manteau neigeux sont déterminés par la relation entre la neige gelée et l'eau liquide. Cette relation est exprimée comme pourcentage qu'occupe l'équivalent en eau totale dans l'équivalent en eau gelée :

$$P_{W} = 100 \cdot \frac{WEQ_{tot}}{WEQ_{ts}}$$
(3.57)

où :

| P _W [%] | Equivalent en eau totale en pour cent de l'équivalent en eau gelée |
|-------------------------|--|
| WEQ _{tot} [mm] | Equivalent en eau totale du manteau neigeux |
| WEQ _{TS} [mm] | Equivalent en eau de la partie gelée du manteau neigeux |

L'eau liquide est retenue dans le manteau neigeux jusqu'à l'atteinte d'une valeur seuil de l'équivalent en eau totale qui peut au maximum être retenu dans le manteau neigeux. En tenant compte de la théorie des modèles, cette valeur seuil résulte de la transformation des équations originales de BERTLE (1966) (cf. LUBW 2014) :

$$P_{W,max} = \frac{10000}{100 - R_{max}}$$
(3.58)

où :

PW,max[%]Valeur seuil de l'équivalent en eau totale, exprimée en pour cent
de l'équivalent en eau geléeRmax[%]Paramètre de la rétention maximale de la neige (paramètre de ca-
lage optionnel : 5 à 47 % ; valeur par défaut dans LARSIM : 30 %)

Figure 3-5 montre la relation entre le paramètre (de calage) R_{max} et la valeur seuil $P_{W,max}$.



Figure 3-5 : Corrélation entre la valeur seuil de l'équivalent en eau totale (rétention maximale), exprimée en pour cent de l'équivalent en eau gelée, et le paramètre R_{max}

Un dégagement d'eau à partir du manteau neigeux (fonte effective) ne se produit qu'en cas de dépassement de la valeur seuil $P_{W,max}$, suite à l'apport d'eau liquide provenant de la fonte réelle ou de la pluie. Le dégagement d'eau continue jusqu'à ce que P_W corresponde à la valeur maximale $P_{W,max}$. Afin de déterminer la quantité d'eau dégagée, on identifie d'abord l'équivalent en eau totale maximal pour un équivalent en eau donné de la neige gelée :

$$WEQ_{tot,max} = \frac{P_{W,max}}{100} \cdot WEQ_{ts}$$
(3.59)

où :

WEQ_{tot,max} [mm] Equivalent en eau totale maximal

Le dégagement d'eau à partir du manteau neigeux (fonte effective) pendant le pas de temps actuel est calculé comme suit :

$$i_{akt} = Maximum \begin{cases} WEQ_{tot} - WEQ_{tot,max} \\ 0 \end{cases}$$
(3.60)

où :

i_{akt} [mm] Dégagement d'eau à partir du manteau neigeux (fonte effective) pendant le pas de temps actuel

Sur la base d'une relation empirique déduite par BERTLE (1966), la méthode *snow compaction* permet également de calculer la hauteur actuelle de la neige. Pour ce faire, il convient de formuler des hypothèses relatives à la part gelée de la neige (neige sèche) et à la compacité critique de la neige saturée. (Sur la base des données publiées par Bertle,) LARSIM part du principe que ces compacités sont de l'ordre de 130 kg/m³ respectivement de 420 kg/m^{3.} Conformément à BERTLE (1966), ces hypothèses permettent d'exprimer comme suit la hauteur relative de la neige en pour cent de la hauteur de départ :

$$P_{\rm H} = c1 - c2 \cdot P_{\rm W} \tag{3.61}$$

$$c1 = 100 \cdot \frac{\rho_{max} - \rho_{ts}}{\rho_{max} \cdot \frac{R_{max}}{100}}$$
(3.62)

$$c2 = \frac{c1}{100} - 1 \tag{3.63}$$

où :

| Рн | [%] | Hauteur de la neige en pour cent de la hauteur de départ |
|-----------------|----------------------|---|
| $ ho_{max}$ | [kg/m ³] | Compacité maximale de la neige saturée (LARSIM : 420 |
| ρ _{ts} | [kg/m ³] | Compacité de la part gelée de la neige (neige sèche ; LARSIM : 420 kg/m ³) |

La hauteur de départ correspond à la hauteur (fictive) de la part gelée du manteau neigeux (hauteur de la neige sèche), qui, à son tour, résulte directement de l'équivalent en eau de la neige gelée :

 $SH_{ts} = 1000 \frac{WEQ_{ts}}{\rho_{ts}}$ (3.64)

où :

SHts

Hauteur (fictive) de la part gelée de la neige (hauteur de la neige sèche)

La hauteur de neige effective est calculée comme suit :

$$SH_{tot} = \frac{P_{H}}{100} \cdot SH_{ts}$$
(3.65)

où :

SH_{tot} [mm]

[mm]

Hauteur de neige effective

3.4.6 INFLUENCE DE LA FORÊT SUR LA DYNAMIQUE NIVALE

3.4.6.1 INTERCEPTION DE LA NEIGE SUR LES SITES FORESTIERS

La dynamique nivale des sites forestiers est considérablement influencée par l'interception de la neige par la couronne des arbres (LUBW & LUWG 2015, AVLR et al. 2015). Grâce au modèle esquissé dans Figure 3-6 (option INTERCEPTION DE LA NEIGE; AVLR et al. 2015), LARSIM peut prendre en compte les impacts de ces processus sur le bilan de masse et le bilan énergétique du manteau neigeux.

Une analyse de données mesurées en Forêt-Noire sur des sites forestiers et sur des prairies adjacentes ainsi que des calculs expérimentaux itératifs ont permis d'identifier les processus suivants comme étant décisifs pour la simulation de l'interception de la neige (AVLR et al. 2015) :

- Rétention de la neige par la couronne des arbres
- Sublimation et évaporation
- Fonte et égouttement

Ces analyses font supposer que, suite à la baisse des températures et en raison de la capacité réduite d'interception de la neige qui en résulte, la neige ne glisse pas. Lorsque les températures sont à la baisse, il semble en effet bien plus probable que la neige qui se trouve déjà dans la couronne des arbres gèle et reste donc dans la couronne.



Figure 3-6 : Figure de la dynamique nivale pour les sites forestiers

Rétention de la neige par la couronne des arbres

La rétention de la neige par la couronne des arbres est influencée par la capacité d'interception de la neige et le taux d'interception de la neige. La capacité d'interception de la neige détermine la quantité de neige (équivalent en eau en mm) qui peut au maximum être retenue par la couronne des arbres. Elle est exprimée comme fonction de l'indice foliaire (LAI) et de la température de l'air actuelle :

$$F1_{simax} = P1_{simax} + P2_{simax} \cdot LAI \tag{3.66}$$

où :

| F1simax | [mm] | Paramètre exprimant la corrélation entre la capacité d'intercep- |
|---------------------|------|---|
| LAI | [] | Indice foliaire variable en fonction des saisons et spécifique à l'occupation des sols |
| P1simax | [mm] | Première valeur paramétrique (paramètre individuel SCHNEEINZ KAPAZITAET) |
| P1 _{simax} | [mm] | Deuxième valeur paramétrique (paramètre individuel SCHNEEINZ KAPAZITAET) |

Pour tenir compte du fait que les forces d'adhésion de la neige froide et sèche sont inférieures à celles de la neige plus chaude, un deuxième paramètre F2_{simax} est calculé qui est défini sous forme de fonction échelon en fonction de la température de l'air actuelle (au moment de la chute de neige) :

$$\begin{array}{ll} F2_{simax} = 2.0 & si \, TLU > -1^{\circ}C \\ F2_{simax} = 2.5 + 0.5 \cdot TLU & si \, -1^{\circ}C \geq TLU \geq -3 \\ F2_{simax} = 1.0 & si \, TLU < -3^{\circ}C \end{array}$$
(3.67)

où :

F2_{simax}[] Paramètre de calcul de la capacité d'interception de la neige en fonction de la température de l'air

TLU [°C] Température de l'air

Ainsi, la capacité d'interception de la neige est deux fois plus élevée pour les températures supérieures à -1°C que pour les températures inférieures à -3°C. Entre les deux, on procède à une interpolation linéaire. Lorsque la capacité d'interception de la neige est dépassée suite à une baisse des températures sans qu'il n'y ait de précipitations, on présume que la neige qui se trouve déjà dans la couronne des arbres gèle et qu'elle reste donc, dans un premier temps, dans le réservoir d'interception. Mais les chutes de neige supplémentaires ne peuvent alors pas être retenues par la couronne des arbres. La capacité d'interception actuelle de la neige résulte en fin de compte du produit des deux paramètres suivants :

$$snowint_max = F1_{simax} \cdot F2_{simax}$$
(3.68)

où :

snowint_max[mm] Capacité d'interception de la neige (équivalent en eau) comme fonction du LAI et de la température de l'air

La corrélation entre la capacité d'interception de la neige et le LAI peut être paramétrée à travers des paramètres individuels spécifiques au modèle (SCHNEEINZ KAPAZI-TAET). Pour une forêt de conifères, des capacités d'interception comprises entre environ 25 mm pour des températures inférieures à -3 °C et environ 50 mm pour des températures supérieures à -1 °C se sont avérées praticables. Pour une forêt de feuillus dénudée en hiver, les valeurs praticables se situent entre environ 9 mm et 18 mm (AVLR et al. 2015).

Si la capacité d'interception de la neige n'est pas encore atteinte, une partie des précipitations est retenue par la couronne des arbres. Le ratio entre les précipitations interceptées et les précipitations totales (précipitations en pleins champs) est appelée taux d'interception. La corrélation entre le taux d'interception et le peuplement végétal est calculée en tant que fonction linéaire du LAI :

$$F1_{sirate} = P1_{sirate} + P2_{sirate} \cdot LAI \tag{3.69}$$

où :

F1_{simax}[mm]Paramètre exprimant la corrélation entre le taux d'interception de la neige et le LAI

P1sirate[]Première valeur paramétrique (paramètre individuel SCHNEEINZ RATE)P2sirate[]Deuxième valeur paramétrique (paramètre individuel SCHNEEINZ

RATE)

Le taux d'interception de la neige dépend également de la quantité de neige déjà retenue par la couronne des arbres. Cela est exprimé comme suit:

 $F2_{sirate} = P3_{sirate} \cdot WEQ_{intz} \tag{3.70}$

où :

| F2 _{sirate} | [] | Paramètre exprimant la corrélation entre le taux d'interception de la |
|----------------------|--------|---|
| | | neige et la neige déjà retenue |
| P3 _{sirate} | [1/mm] | Troisième valeur paramétrique (paramètre individuel SCHNEEINZ |

RATE)

WEQ_{intz}[mm] Equivalent en eau de la neige déjà interceptée

Jusqu'à l'atteinte de la capacité d'interception de la neige, le taux d'interception augmente avec la quantité de neige retenue. Le taux actuel de l'interception de la neige résulte ensuite de la somme des paramètres F1_{sirate} et F2_{sirate}, sachant que la valeur 1 ne doit pas être dépassée.

$$snowint_rate = min(F1_{sirate} + F2_{sirate}; 1)$$
(3.71)

où :

snowint_rate [] La part des précipitations retenues dans le réservoir d'interception de la neige

Le taux d'interception de la neige peut être paramétré à travers des paramètres individuels et spécifiques au modèle (SCHNEEINZ RATE).

Lorsque les couronnes des arbres sont exemptes de neige, les taux d'interception sui-

vants se sont avérées appropriés : env. 0,2 pour la forêt de feuillus dénudée en hiver et env. 0,4 pour la forêt de conifères (AVLR et al. 2015).

Bilan énergétique et compaction de la neige sur la couronne des arbres et dégagement d'eau à partir de cette neige

Pour ce qui est du réservoir d'interception de la neige, le bilan énergétique et la compaction du manteau neigeux sont calculés de la même manière que pour la neige en pleins champs, sauf qu'il n'y a pas de flux de chaleur dans le sol (flux de chaleur dans le sol = 0). Il est également tenu compte du fait qu'une partie seulement du rayonnement entrant atteint la neige interceptée par la couronne des arbres, alors que le reste du rayonnement arrive sur le sol forestier (cf. chapitre suivant). L'eau dégagée à partir du réservoir de neige sur la couronne des arbres et qui résulte du bilan énergétique et de la compaction atteint le sol forestier sous forme de précipitations liquides et correspond ainsi à la fonte et à l'égouttement (Figure 3-6).

La neige qui se trouve sur le sol forestier est calculée, pour chaque pas de temps, à la suite du calcul du réservoir d'interception de la neige. De cette manière, il est tenu compte de la quantité de neige ou de pluie tombant au travers de la couronne et de la présence éventuelle d'eau de fonte supplémentaire s'égouttant au sol; cette dernière étant traitée de manière analogue à la pluie (cf. chapitre suivant).

Dans la plupart des cas, les influences micrométéorologiques complexes font que sublimation et évaporation de la neige à partir de la couronne des arbres sont plus importantes que celles de la neige se trouvant sur le sol en pleins champs (cf. ANDREADIS et al. 2009). Dans les méthodes dites « de Knauf », LARSIM reproduit le flux de chaleur latente à travers une approche de Dalton. Le flux de chaleur latente résulte ici de la différence entre la pression de vapeur d'eau à la surface de la neige et dans l'atmosphère d'une part, et un coefficient de transfert dépendant du vent. Le coefficient de transfert reproduit donc de manière simplifiée les turbulences dans la couche limite.

LARSIM couple le flux de chaleur latente ainsi déterminé avec le bilan de masse (option SCHNEE: KNAUF, 2006). Sous forme d'évaporation/sublimation ou de condensation/resublimation, le flux de chaleur latente calculé pour le bilan énergétique du manteau neigeux entre dès lors également dans le bilan de masse du manteau neigeux. Comme expliqué ci-dessus, le calcul du bilan énergétique de la neige interceptée et donc de l'échange de vapeur d'eau entre également dans le calcul de l'interception de la neige. Au niveau de la couronne des arbres, la surface entre l'atmosphère et la neige est cependant beaucoup plus importante que dans le cas d'une couche neigeuse couvrant le sol. S'y ajoute que la neige couvrant les branches est en contact direct avec l'air. Les deux phénomènes font augmenter les pertes vers l'atmosphère.

Pour reproduire ces pertes plus élevées d'une manière très simplifiée (dans l'approche du bilan énergétique déjà implémentée dans LARSIM), on part du principe que la température à la surface de la neige interceptée par la couronne des arbres ne peut jamais être inférieure à la température de l'air. Ainsi, le flux de vapeur d'eau est toujours dirigé vers l'atmosphère ce qui fait sensiblement augmenter les pertes par sublimation ou par évaporation. Cette approche pragmatique ne reflète qu'approximativement les processus et paramètres réels. Elle permet néanmoins de prendre en compte, au moins approximativement, l'ordre de grandeur des pertes par sublimation élevées et des effets qu'ont les vents catabatiques chauds et secs (foehn) sur la sublimation à partir de la couronne des arbres (AVLR et al. 2015).

3.4.6.2 MODIFICATION DU BILAN ÉNERGÉTIQUE SUR LE SOL FORESTIER

Le manteau neigeux couvrant le sol forestier dépend de l'interception de la neige telle que décrite ci-avant, dans la mesure où seule la partie des précipitations non-retenue par le réservoir d'interception de la neige parvient au sol. Lorsque la neige couvrant la couronne des arbres se met à fondre, l'eau de fonte s'égoutte sur le manteau neigeux du sol forestier où elle est traitée comme de la pluie. Par ailleurs, la couronne des arbres influe de manière complexe également sur le bilan énergétique du manteau neigeux couvrant le sol forestier, ce que LARSIM prend en compte de manière simplifiée (cf. LUBW 2006a, Figure 3-6).

Le massif forestier a un impact significatif sur les composantes du rayonnement et les flux de chaleur turbulents qui dépendent du vent (p. ex. TARBOTON & LUCE 1996, TAMAI et al. 1999, KOIVUSALO & KOKKONEN 2002, HARDY et al. 2004, SPITTELHOUSE et al. 2004). L'étendue exacte de cet impact dépend de nombreux facteurs tels que la composition spécifique, la densité et la hauteur du couvert forestier, informations dont le modèle de bilan hydrologique ne dispose pas. C'est la raison pour laquelle l'impact des flux d'énergie est pris en compte de manière conceptuelle et simplifiée sur la base de données bibliographiques et sur la base de l'analyse de mesures de neige dans la Forêt-Noire (LUBW 2006a, LUBW & LUWG 2015).

Pour ce qui est de la neige couvrant le sol forestier, on applique un facteur pour réduire les vitesses du vent retenues pour déterminer les coefficients de transfert turbulents. Ce facteur de réduction est à chaque fois exprimé comme fonction de l'indice foliaire pour les catégories d'occupation des sols suivantes : forêt de conifères, forêt de feuillus et forêt mixte (LUBW 2006a, LUBW & LUWG 2015) :

$$v_{wald} = FR_{vent} \cdot v \tag{3.72}$$

$$FR_{Wind} = Maximum \begin{cases} P1_{vent} - P2_{vent} * LAI \\ 0,0 \end{cases}$$
(3.73)

où :

V_{wald}

[-] Vitesse du vent réduite, utilisée pour calculer le flux de chaleur sensible et latent dans la forêt

F_{wind} [-] Facteur de réduction pour la vitesse du vent dans la forêt

Les paramètres P1_{wind} et P2_{wind} peuvent être fixés via le paramètre individuel et optionnel XWIND REDUKTION WALD. Il est recommandé de sélectionner les valeurs de manière à atteindre un facteur de réduction d'environ 0,3 pour la forêt de conifères et d'environ 0,6 pour la forêt de feuillus dénudée en hiver (LUBW & LUWG 2015). A défaut de paramètre individuel, LARSIM fixe les valeurs de P1_{wind} et de P2_{wind} respectivement à 0,6 et à 1/70. Comme la couronne des arbres reflète et absorbe une partie du rayonnement global entrant, un facteur réduit également le rayonnement global pénétrant la couronne des arbres et atteignant la surface de la neige. Ce facteur est, lui aussi, calculé comme fonction de l'indice foliaire à partir de données bibliographiques (LUBW & LUWG 2015) :

$$R_{C,wald} = FR_r \cdot R_C \tag{3.74}$$

$$FR_{r} = Maximum \begin{cases} P1_{strahl} - P2_{strahl} * LAI \\ 0,0 \end{cases}$$
(3.75)

où :

R_{C,wald}[-]Rayonnement global réduit qui est utilisé pour calculer le bilan de
rayonnement à ondes courtes dans la forêt (formule (3.34))Fr[-]Facteur de réduction pour le rayonnement dans la forêt

Les paramètres P1_{strahl} et P2_{strahl} peuvent être fixés via un paramètre individuel et optionnel XGLOB REDUKTION WALD. Il est recommandé de sélectionner les valeurs de manière à atteindre un facteur de réduction d'environ 0,17 pour la forêt de conifères et d'environ 0,5 pour la forêt de feuillus dénudée en hiver (LUBW & LUWG 2015). A défaut de paramètre individuel, LARSIM fixe les valeurs de P1_{wind} et de P2_{wind} respectivement à 0,5 et à 1/35.

Le rayonnement inverse atmosphérique à ondes longues est, lui aussi, reflété et absorbé par la couronne des arbres, ce qui signifie que l'on peut, pour des raisons de simplification, utiliser le même facteur de réduction que pour le rayonnement global. A noter en revanche que le rayonnement thermique dégagé par la couronne des arbres est efficace dans la partie ombragée de l'atmosphère. Il convient donc d'ajouter à l'inversion atmosphérique le rayonnement thermique qui est dégagé par la couronne des arbres et orienté vers le manteau neigeux. Pour des raisons de simplification, on peut partir du principe que la température de la couronne des arbres correspond à la température de l'air (LUBW 2006a) :

$$R_{L,wald} = FR_r \cdot R_{Latm} + (1 - FR_r) \cdot 0.97 \cdot \sigma \cdot (T_{Air} + 273.15)^4$$
(3.76)

où :

R_{L,wald} [-]

Rayonnement thermique dégagé par l'atmosphère et la couronne des arbres et utilisé pour calculer le bilan de rayonnement à ondes longues dans la forêt.

Lorsque la couronne des arbres est elle aussi couverte par la neige (réservoir d'interception de la neige), seule la partie du rayonnement à ondes courtes entrant qui ne parvient pas jusqu'au sol forestier entre dans l'analyse du bilan énergétique.

Pour ce qui concerne les sites forestiers, on tient compte du fait que l'eau du sol peut s'évaporer via les arbres même s'il y a de la neige en dessous de la couronne des arbres mais que cette dernière est exempte de neige. L'énergie disponible pour l'évapotranspiration de l'eau du sol est réduite à hauteur de l'énergie ayant déjà alimenté le bilan énergétique du manteau neigeux. Ceci permet d'assurer la cohérence intérieure du bilan énergétique et hydrique (LUBW 2006a).

3.4.7 UTAH ENERGY BALANCE SNOW ACCUMULATION AND MELT MODEL

Comme alternative aux méthodes décrites ci-dessus et aux combinaisons entre le bilan énergétique et la compaction du manteau neigeux, LARSIM offre la possibilité d'avoir recours à une version modifiée de l'*Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model* (UEB) qui tient compte du bilan énergétique et de la compaction (TARBOTON & LUCE 1996). L'UEB part du principe que l'équivalent en eau et l'énergie stockée dans le manteau neigeux sont suffisants pour décrire l'état de ce dernier. Cette méthode requiert donc le calcul du bilan énergétique et de masse du manteau neigeux (LUBW 2006b).

L'état correspondant à une température exacte du manteau neigeux de 0°C, mais sans dégagement d'eau liquide, sert de référence de la valeur énergétique pertinente du manteau neigeux. Cet état correspond à la valeur énergétique de 0,0 [J/m²]. Lorsque la teneur énergétique est inférieure à zéro, on peut partir du principe que le manteau neigeux est complètement gelé. Lorsque la teneur énergétique est supérieure à zéro, une partie de l'équivalent en eau du manteau neigeux est disponible sous forme d'eau liquide. En tenant compte du fait que le manteau neigeux a un effet de rétention, cette part liquide du manteau neigeux peut s'écouler.

Si l'on retire de nouveau de l'énergie au manteau neigeux de sorte que la valeur énergétique passe en dessous de zéro, l'eau antérieurement liquide et non encore écoulée risque de regeler. La méthode *snow compaction* selon BERTLE (1966) ne tient pas compte de ce processus de regel.

Pour ce qui concerne la valeur énergétique du manteau neigeux, l'approche UEB part d'un équilibre instantané. Si le manteau neigeux se refroidit depuis la surface, par exemple, il est alors considéré que ce refroidissement a un impact immédiat sur le manteau neigeux dans son ensemble (LUBW 2006b).

Bilan énergétique et valeur énergétique du manteau neigeux

Le bilan énergétique et la variation de la valeur énergétique du manteau neigeux sont calculés comme suit selon l'approche UEB :

$$w_{tot} = w_{G} + w_{nied} + w_{RNS} + w_{RNL} + w_{sense} + w_{latent} - w_{schmelz}$$
(3.77)

où :

| •••• | | |
|------------------|----------------------------------|---|
| W _{tot} | [J/m ²] | Bilan énergétique du manteau neigeux (cumulé sur le pas |
| | | temps considere) |
| WG | [J/m ²] | Flux de chaleur dans le sol |
| Wnied | $[J/m^2]$ | Flux de chaleur apporté par les précipitations |
| WRNS | [J/m ²] | Bilan de rayonnement à ondes courtes |
| WRNL | $[J/m^2]$ | Bilan de rayonnement à ondes longues |
| Wsense | [J/m ²] | Flux de chaleur sensible |
| Wlatent | $[J/m^2]$ | Flux de flux de chaleur latente (évaporation, condensation, |
| | | sublimation) |
| Wschmel | _z [J/m ²] | Perte d'énergie par écoulement d'eau de fonte |

Contrairement aux approches de bilan énergétique selon Knauf qui ont été décrites cidessus, les flux d'énergie sont exprimés sous forme de valeurs cumulées par pas de temps considéré en utilisant l'unité J/m^{2.} Ceci permet d'indiquer la valeur énergétique en direct (sans tenir compte du pas de temps). En complément à l'approche du bilan énergétique complet selon la formule (3.35), la perte d'énergie par écoulement d'eau de fonte est également prise en compte car elle a un impact sur la valeur énergétique totale du manteau neigeux.

Les termes de bilan énergétique sont calculés dans LARSIM par analogie aux informations figurant au chapitre 0 (prise en compte supplémentaire du pas de temps considéré). Les paragraphes suivants ne traiteront que les flux partiels différant du bilan énergétique complet selon Knauf.

L'approche UEB prend pour référence l'état correspondant à une température du manteau neigeux de 0°C et à un équivalent en eau complètement gelé. C'est la raison pour laquelle, en cas de pluie, il convient en outre de tenir compte de l'énergie requise pour faire geler la pluie. Selon l'approche UEB, le flux de chaleur dû aux précipitations est par conséquent calculé comme suit :

$$w_{nied} = \frac{rsut}{1\,000} \cdot T_{nied} \cdot cp_{eau} \cdot \rho_{eau} + \frac{rnsr}{1.000} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{eau}$$
(3.78)

où :

| rsut | [mm] | Précipitations pendant le pas de temps actuel |
|------|------|--|
| rnsr | [mm] | Précipitations liquides (pluie) pendant le pas de temps actuel |

Afin de calculer la perte d'énergie par dégagement d'eau de fonte, on part d'une température de l'eau de fonte de 0°C. La perte d'énergie découlant du dégagement d'eau de fonte se calcule ainsi comme suit :

$$w_{\text{schmelz}} = \frac{\text{xmelta}}{1.000} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{eau}}$$
(3.79)

où :

xmelta [mm] Eau de fonte s'écoulant à travers le manteau neigeux pendant le pas de temps actuel (méthode de calcul cf. ci-après)

La valeur énergétique respective du manteau neigeux résulte de la somme de la valeur énergétique du pas de temps précédent et du bilan énergétique pendant le pas de temps actuel :

$$E_{\text{neige},t} = E_{\text{neige},t-1} + w_{\text{tot}}$$
(3.80)

où :

E_{schnee} [J/m²]

Valeur énergétique du manteau neigeux (y compris un horizon de subsurface)

La valeur énergétique du manteau neigeux permet de déduire la température moyenne de ce dernier. Pour ce faire, on part du principe qu'un horizon de subsurface participe à l'échange énergétique au même titre que le manteau neigeux. En cas de manteaux neigeux très peu épais, ceci permet d'exclure que des moyennes extrêmement basses et irréalistes ne soient déterminées pour la température de la neige. Cette température moyenne du manteau neigeux (qui s'étend également à la couche supérieure du sol) est déterminée pour trois cas différents :

La totalité de la neige est gelée ($E_{schnee} \leq 0$) :

$$T_{\text{schnee}} = \frac{E_{\text{schnee}}}{\frac{WEQ_{\text{tot}}}{1.000} \cdot cp_{\text{glace}} \cdot \rho_{\text{eau}} + z_{\text{sol}} \cdot cp_{\text{boden}} \cdot \rho_{\text{boden}}}$$
(3.81)

Quand la totalité de la neige a fondu pendant le pas de temps considéré ($E_{schnee} \ge WEQ_{tot} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{wasser}$) :

$$T_{schnee} = \frac{E_{schnee} - \frac{WEQ_{tot}}{1.000} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{eau}}{\frac{WEQ_{tot}}{1.000} \cdot cp_{glace} \cdot \rho_{eau} + z_{boden} \cdot cp_{boden} \cdot \rho_{boden}}$$
(3.82)

Lorsque le manteau neigeux contient de l'eau liquide, la température du manteau neigeux isotherme est de 0°C ($E_{schnee} > 0$ et $E_{schnee} < WEQ_{tot} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{wasser}$) :

$$T_{\rm schnee} = 0.0$$
 (3.83)

où :

| u: | | |
|---------------------|----------------------|---|
| cp _{eis} | [J/(kg °C)] | Capacité thermique de l'eau gelée (constante interne au logiciel |
| | | selon le DWD 1987 : cp _{eis} = 2090 J/(kg °C)) |
| cp _{boden} | [J/(kg °C)] | Capacité thermique du sol (constante interne au logiciel selon |
| | | TARBOTON & LUCE 1996 : cp _{boden} = 2090 J/(kg °C)) |
| p _{boden} | [kg/m ³] | Compacité du sol (constante interne au logiciel selon TARBOTON & |
| | | LUCE 1996 : p _{boden} = 1700 kg/m ³) |
| Zboden | [m] | Epaisseur de la couche du sol participant effectivement à |
| | | l'échange thermique (constante interne au logiciel selon TARBOTON |
| | | & LUCE 1996 : p _{boden} = z _{boden} = 0,4 m) |
| | | |

Bilan de masse du manteau neigeux et fonte des neiges

Le modèle de neige de l'UEB calcule à la fois le bilan de masse y compris l'eau de fonte et le bilan énergétique précité. L'équivalent en eau du manteau neigeux est la seule variable d'état à retenir dans ce contexte. La variation du bilan de masse pendant le pas de temps considéré est calculée comme suit :

$$\Delta WEQ_{tot} = rsut + ETA - xmelta$$
(3.84)

où :

| ΔWÄ | [mm] | Modification de l'équivalent en eau totale du manteau neigeux |
|-----|------|---|
| | | pendant le pas de temps |
| ETP | [mm] | Sublimation à partir du manteau neigeux pendant le pas de temps |
| | | considéré |

Les pertes par sublimation sont déterminées dans l'équation 3.10 à partir du flux de chaleur latent. L'équivalent en eau du pas de temps actuel résulte par conséquent de la somme de l'équivalent en eau du pas de temps précédent et de la modification du bilan de masse pendant le pas de temps actuel.

Pour calculer l'écoulement d'eau de fonte, il convient d'abord de déterminer la part d'eau liquide dans l'équivalent en eau totale du manteau neigeux. Trois cas sont à distinguer :

La totalité de la neige est gelée ($E_{schnee} \le 0$) :

$$Lf = 0.0$$
 (3.85)

Si la totalité de la neige a fondu pendant le pas de temps considéré $(E_{schnee} \ge WEQ_{tot} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{wasser})$:

$$Lf = 1,0$$
 (3.86)

Si le manteau neigeux contient de l'eau liquide

 $(E_{schnee} > 0 \text{ et } E_{schnee} < WEQ_{tot} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{wasser})$:

$$Lf = \frac{E_{schnee}}{\frac{WEQ_{tot}}{1.000} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{eau}}$$
(3.87)

où :

Lf [-] Part détenue par l'eau liquide dans l'équivalent en eau totale du manteau neigeux (*liquid fraction*)

Sur cette base, on détermine le taux de saturation relatif qui dépasse la rétention capillaire du manteau neigeux (TARBOTON & LUCE 1996: 17) :

$$SATS = \frac{\left(\frac{Lf}{1 - Lf} - Lc\right)}{\frac{\rho_{eau}}{\rho_{schnee}} - \frac{\rho_{eau}}{\rho_{eis}} - Lc}$$
(3.88)

où :

| SATS | [-] | Taux de saturation du manteau neigeux dépassant la rétention capillaire |
|-----------------------|----------------------|--|
| Lc | [-] | Part relative de l'équivalent en eau totale retenue sous forme li- |
| $ ho_{\text{schnee}}$ | [kg/m ³] | Compacité de la neige (mûre ou saturée) (selon TARBOTON & LUCE 1996: $\Omega_{schood} = 450 \text{ kg/m}^3$) |
| ρ_{eis} | [kg/m ³] | Compacité de la glace (selon TARBOTON & LUCE 1996: $\rho_{eis} = 917 \text{ kg/m}^3$) |

Ceci sert de base pour déterminer, à l'aide d'une approche de Darcy, l'eau de fonte qui s'écoule effectivement pendant le pas de temps actuel :

$$xmelta = K_{sat} \cdot SATS^3$$
(3.89)

où :

K_{sat} [mm/h] Conductivité hydraulique saturée du manteau neigeux (selon TAR-BOTON & LUCE 1996: K_{sat} = 20 000 mm/h)

3.4.8 MODÉLIS ATION DE LA NEIGE POUR DIFFÉRENTS NIVEAUX D'ALTITUDE À L'INTÉRIEUR DES ENTITÉS SPATIALES

En règle générale, la température de l'air est affectée à la surface en fonction de l'altitude moyenne d'une entité spatiale. Ainsi, la température de l'air est la même pour tous les compartiments pédologiques et d'occupation des sols d'une entité spatiale. Dans les bassins alpins à relief fortement prononcé, les entités spatiales sont cependant susceptibles de présenter des dénivelés de plusieurs centaines de mètres, ce qui provoque des écarts de température importants à l'intérieur d'une entité spatiale. Ceci impacte considérablement l'accumulation et la fonte du manteau neigeux (cf. 3.4.2 à 3.4.4).

En travaillant avec l'altitude moyenne par entité spatiale, on risque de ne pas estimer correctement l'évolution de la fonte des neiges dans les entités caractérisées par des dénivelés prononcés. En réalité, la fonte des neiges suit le gradient de température du secteur et se déroule de manière graduelle. Dans l'approche d'une altitude moyenne, la fonte des neiges simulée intervient trop tard, de façon trop intense et se termine trop tôt. LARSIM permet par conséquent de calculer la dynamique de la neige à l'intérieur d'une entité spatiale en fonction de l'altitude.

Pour ce faire, plusieurs fonctions sont à disposition (Office de la gestion de l'eau de Weilheim 2011). Dans l'idéal, les dénivelés réels à l'intérieur des entités spatiales sont déduits d'un modèle numérique de terrain. Par la suite, les parts qu'occupent les différentes couches d'altitude dans les entités spatiales sont déterminées pour des dénive-lés à définir (p. ex. 100 m).

L'interpolation spatiale de la température de l'air prend en compte les différentes couches d'altitude, ce qui débouche sur un gradient de température de l'air correspondant à l'intérieur de l'entité spatiale. La neige est ensuite modélisée séparément pour les différentes couches d'altitude en tenant compte des températures de l'air spécifiques des couches d'altitude.

Dans les secteurs à fort dénivelé, cette approche permet de reproduire de manière réaliste la dynamique de la neige qui dépend de l'altitude et elle permet de ralentir la fonte des neiges. Globalement, on réussit ainsi à améliorer sensiblement la qualité de la simulation dans les secteurs à relief fortement prononcé qui sont très impactés par la neige (Office de la gestion de l'eau de Weilheim).

3.4.9 TRANSPORT DES MASSES DE NEIGE ET DE GLACE

Dans les zones nivales à très haute altitude (telles que les Alpes), on constate que la quantité de neige accumulée pendant une année est plus importante que celle fondue. La neige et la glace descendent par conséquent sous forme solide vers les vallées. Ce transport de masse s'effectue en premier lieu par des avalanches, des congères et des glissements de glacier. Dans LARSIM, ces processus peuvent être agrégés à l'aide d'une approche conceptuelle. Cette approche remplit les conditions-cadre suivantes :

- Absence de formation ininterrompue de manteaux neigeux
- Respect du bilan de masse
- Représentation de base et approximative du transport de masse, indépendamment du phénomène réel (dérive de neige, avalanches, glissements de glaciers)
- Application dans des modèles à méso- et à macro-échelle et dans lesquels la glaciation n'occupe qu'une faible part dans la surface totale. (Pas de considérations de détail pour les petits bassins versants alpins à forte proportion de glaciers)

Cette approche repose sur l'hypothèse que la neige ne peut s'accumuler que jusqu'à une quantité maximale qui dépend de la pente. Lorsque la valeur seuil pour l'accumulation maximale de la neige est dépassée, les masses de neige dévalent. La formation du manteau neigeux n'est donc admise que jusqu'à l'atteinte de la valeur seuil. A cet effet, on effectue dans un premier temps le calcul total du module de neige pour le pas de temps respectif. Si l'équivalent de l'eau de fonte des neiges dépasse ensuite la valeur seuil, la partie de la neige dépassant la valeur seuil est ensuite entièrement transférée vers l'entité spatiale suivant dans le réseau hydrologique. Il convient de noter que le calcul de la neige et l'analyse des valeurs seuils s'effectuent spécifiquement pour les compartiments pédologiques et d'occupation des sols.

Valeur seuil spécifique à l'entité spatiale :

La valeur seuil pour l'accumulation maximale de la neige est calculée en fonction des pentes présentes dans l'entité spatiale respective. On part du principe que le transport des masses de neige commence plus tôt en cas de relief plus abrupte. C'est la raison pour laquelle on calcule d'abord la pente moyenne de l'entité spatiale comme suit :

$$Pente = \frac{\Delta H}{L}$$
(3.90)

où :

| Pente | [‰] | pente moyenne de l'entité spatiale |
|-------|------|---|
| ΔH | [m] | dénivelé moyen de l'entité spatiale |
| L | [km] | longueur caractéristique des voies d'écoulement (concentration de |
| | | l'écoulement) dans l'entité spatiale |

Sur la base de cette pente, une valeur seuil spécifique à l'entité spatiale (et dépendant de la pente) est déterminée pour le transport des masses de neige et de glace :

$$SW_{transp} = MSW$$

$$\cdot \left(\frac{100 + SpwPr}{100} - \frac{SpwPr}{50 \cdot (1 + exp(\gamma \cdot (MGef - Gef)))} \right)$$
(3.91)

où :

| SW _{transp} | o [mm] | Valeur seuil spécifique à l'entité spatiale (et dépendant de la pente) pour l'accumulation maximale de la neige |
|----------------------|---------------|--|
| MSW | [mm] | Valeur seuil moyenne pour l'accumulation maximale de la neige pour une pente moyenne (MGef) (paramètre individuel dans LAR- SIM) |
| SpwPr | [%] | Plage de la valeur seuil par rapport à MSW (paramètre individuel dans LARSIM) |
| MGef | [‰] | Pente pour laquelle la valeur seuil = MSW (paramètre individuel dans LARSIM) |
| γ | [] | Pente de la relation au droit de MGef (paramètre individuel dans LARSIM) |

La valeur seuil dépendant de la pente peut être graduée à travers les paramètres MGef, MSW, SpwPr et γ . Tous les quatre paramètres peuvent être indiqués sous forme de paramètres individuels. A noter qu'une valeur seuil constante est appliquée pour une plage SpwPr de 0 % et ce, indépendamment de la pente.

La valeur seuil et le transport des masses de neige et de glace se réfèrent à l'équivalent en eau de la neige. Outre l'équivalent en eau, d'autres variables internes d'état de la neige sont concernées par le transport de masse, selon la méthode utilisée pour la simulation de la neige (voir ci-dessus). Ces variables d'état sont adaptées en fonction de leur rapport respectif avec l'équivalent en eau (LUBW 2011a).

3.5 RÉSERVOIR DU SOL ET FORMATION DE L'ÉCOULEMENT

3.5.1 STRUCTURE DE BASE DU RÉSERVOIR DU SOL

Le réservoir du sol exerce une influence décisive sur le bilan hydrologique, car il permet de retenir l'eau de pluie ou de la fonte des neiges et de remettre cette eau à disposition pour l'évapotranspiration. En l'absence d'un réservoir du sol (p. ex. sur des surfaces lacustres ou imperméabilisées), la part des précipitations qui s'écoule est nettement plus importante. Dans le réservoir du sol, les précipitations sont réparties dans les différentes composantes de l'écoulement (écoulement direct, écoulement de subsurface et écoulement souterrain). En tant que système régulateur et diffuseur, le sol joue donc un rôle décisif dans la formation de l'écoulement (LEIBUNDGUT & UHLENBROOK 1997, BRE-MICKER et al. 2011).

Les modules de réservoir du sol implémentés dans LARSIM se basent sur le modèle dit *de Xinanjiang* développé par ZHAO (1977). Dans la littérature, cette approche – ou ses variantes – sont souvent appelées « Variable Infiltration Capacity Model » (VIC) ou « modèle ARNO » (cf. TODINI 1996, LOHMANN et al. 1998, Beven 2012).

L'approche de Xinanjiang repose sur un seul réservoir du sol qui peut être rempli et vidangé via différentes voies. L'idée de base est représentée de manière schématique dans

Le volume du réservoir du sol constitue l'élément physique central sur lequel reposent les approches implémentées dans LARSIM ; il est en général facile de déduire ce volume à partir des cartes pédologiques numériques.

Pour le paramétrage du volume du réservoir du sol, LARSIM propose deux approches différentes : Soit le volume total du réservoir du sol est dicté par le modèle. Dans ce cas, le réservoir total du sol est compartimenté en réservoir supérieur (milieux fortement poreux), moyen (milieux à porosité moyenne) et inférieur (milieux à porosité fine, eau non disponible aux plantes) et ce, sur la base de valeurs seuils de la teneur relative en eau du sol (W_Z , W_B , cf. Figure 3-8).

Soit on prédéfinit des volumes fixes pour la réserve utile en eau du sol et pour la capacité en air. Dans ce cas, la capacité en air correspond au volume du réservoir supérieur du sol, la réserve utile en eau correspond au volume du réservoir moyen du sol et la somme des deux valeurs correspond au volume du réservoir total du sol. Le réservoir inférieur du sol est supprimé dans ce cas (0 mm), l'eau non disponible aux plantes n'étant pas comprise dans la réserve utile en eau.

Partant de cette base physique, l'approche de Xinanjiang tient par ailleurs compte du fait que la propension des sols à former un écoulement rapide (écoulement direct) varie localement. Cette hétérogénéité locale est implicitement prise en compte par la *relation entre l'humidité du sol et les surfaces de saturation* (BSF), sachant que cette fonction ne gère non seulement l'écoulement par saturation mais l'ensemble des composantes de l'écoulement rapide (écoulement direct).

Les modules de réservoir du sol intégrés dans LARSIM combinent ainsi de manière appropriée les bases physiques accessibles (volume du réservoir du sol) avec une approche statistique qui prend en compte l'hétérogénéité locale de la formation de l'écoulement direct (BSF). Tout en se basant sur l'approche de Xinanjiang, les modules de réservoir du sol intégrés dans LARSIM diffèrent dans certains détails. C'est la raison pour laquelle la description suivante porte d'abord sur l'approche la plus simple qui est intégrée dans LARSIM ; ses modifications seront ensuite présentées sur cette base.



Figure 3-7 : Représentation schématique du réservoir du sol de LARSIM

3.5.2 RÉSERVOIR DU SOL À TROIS COMPOSANTES D'ÉCOULEMENT

Exprimée sous forme de trois composantes de l'écoulement, la quantité d'eau contenue dans le réservoir du sol est calculée comme suit à partir du bilan de l'apport en eau (précipitations et fonte des neiges), du retrait d'eau par évapotranspiration ainsi que de la formation de l'écoulement (Figure 3-8) :

$$W_0(t+1) = W_0(t) + P(t) - E_{ai}(t) - QS_D(t) - QS_I(t) - QS_G(t)$$
(3.92)

où :

| $W_0(t)$ | [mm] | Remplissage du réservoir du sol à l'instant t |
|---------------------|------|--|
| P(t) | [mm] | Eau issue des précipitations ou de la fonte des neiges |
| E _{ai} (t) | [mm] | Évapotranspiration actuelle |
| QS _D (t) | [mm] | Écoulement direct |
| QS _I (t) | [mm] | Drainage latéral à partir du réservoir du sol (écoulement de subsurface) |
| QS _G (t) | [mm] | Percolation verticale à partir du réservoir du sol (écoulement de base) |
| | | |



Figure 3-8 : Ventilation de l'écoulement au sein du réservoir du sol à trois composantes d'écoulement

L'écoulement direct représente ici tous les processus de formation d'écoulement rapide (écoulement direct lent et rapide dans). Les processus physiques qui en sont à la base regroupent à la fois le ruissellement de surface résultant du ruissellement hortonien ou des surfaces de saturation et l'écoulement latéral rapide s'effectuant dans le sol même (*pipeflow*, écoulement préférentiel, etc.).

Les processus mentionnés ci-avant sont agrégés par *relation entre l'humidité du sol et les surfaces de saturation* (BSF) dans laquelle la part de l'écoulement direct augmente au fur et à mesure que le réservoir du sol se remplit et que les précipitations sont intenses. Les relations suivantes décrivent l'écoulement direct pendant le pas actuel de temps de calcul :

$$QS_{\rm D} = P - (W_{\rm m} - W_{\rm 0}) \tag{3.93}$$

pour

$$\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b) W_m} \right) \le 0 \text{ et } P + W_0 > W_m$$

ou

$$QS_{D} = P - (W_{m} - W_{0}) + W_{m} \left(\left(1 - \frac{W_{0}}{W_{m}} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \left(\frac{P}{(b+1)W_{m}} \right) \right)^{b+1}$$
(3.94)

pour

$$\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b) \; W_m} \right) > 0$$

où :

| Ρ | [mm] | Apports en eau (précipitations ou fonte des neiges) pendant le pas |
|-----------------|------|--|
| | | |
| VV ₀ | [mm] | Remplissage du reservoir du sol au debut du pas de temps de |
| | | Calcu |
| Wm | [mm] | Quantité maximale d'eau contenue dans le réservoir total du sol |
| b | [-] | Paramètre de forme de la relation entre l'humidité du sol et les |
| | | surfaces de saturation |

Figure 3-9 illustre comment l'écoulement direct dépend du remplissage actuel du réservoir du sol, de l'intensité des précipitations et de la grandeur du paramètre de forme b. D'une manière générale, la part de l'écoulement direct augmente au fur et à mesure que le réservoir du sol se remplit. Dans une moindre mesure, il en va de même pour l'intensité des précipitations.

La figure 3-9 montre par ailleurs quel est l'impact du paramètre de forme b de la relation entre l'humidité du sol et les surfaces de saturation sur l'écoulement direct. Lorsque les valeurs du paramètre b sont basses (p. ex. 0,1), l'écoulement direct ne commence à augmenter sensiblement que quand le réservoir du sol est fortement saturé, tandis que la formation de l'écoulement direct est faible quand l'humidité du sol est faible. Lorsque les valeurs du paramètre b sont plus importantes, la part de l'écoulement direct est également nettement plus important même si la teneur en eau du sol est faible.



Figure 3-9 : Impact du remplissage relatif du réservoir du sol et de l'intensité des précipitations sur la part détenue par l'écoulement direct dans les apports en eau pour différents paramètres de forme b.

Selon DKRZ (1994), la quantité d'eau dégagée à partir du réservoir du sol via le drainage latéral plus lent (écoulement de subsurface) se calcule comme suit :

$$QS_I = D_{min} \ \frac{W_0}{W_m} \ \Delta t \quad \text{ pour } \quad W_B < W_0 < W_Z$$

ou

$$QS_{I} = \left(D_{\min}\frac{W_{0}}{W_{m}} + (D_{\max} - D_{\min})\left(\frac{W_{0} - W_{Z}}{W_{m} - W_{Z}}\right)^{c}\right)\Delta t \quad \text{pour} \quad W_{0} \quad (3.95)$$

$$\geq W_{Z}$$

ou

$$QS_I = 0$$
 pour $W_0 \le W_B$

où :

| D _{min} | [mm/h] | Drainage (vidange) du réservoir du sol pour un remplissage W_Z (paramètre éventuel de calage dans LARSIM via le facteur _dmin avec Dmin = $0.001008 \cdot r_dmin \cdot ta$ (conformément à DKRZ 1994) |
|------------------------|---------------|---|
| ∆t D _{min} | [d] [mm/h] | ta = pas de temps de calcul en heures r_dmin = facteur de calage sans dimension) pas de temps de calcul Drainage (vidange) du réservoir du sol pour un remplissage W_m (paramètre éventuel de calage dans LARSIM via le facteur r_dmax avec $D_{max} = 0.1008 \cdot r_dmax \cdot ta$ |

| | | (conformément à DKRZ 1994) |
|----|------|---|
| | | ta = pas de temps de calcul en heures r_dmax = facteur de calage sans dimension) |
| Wz | [mm] | Valeur seuil pour la quantité d'eau contenue dans le réservoir moyen du sol |
| WB | [mm] | Valeur seuil pour la quantité d'eau contenue dans le réservoir infé- rieur du sol (eau non disponible aux plantes) |
| С | [-] | paramètre de forme. Dans LARSIM : c = 1,5 (DKRZ 1994: 82) |

Il convient de noter que les valeurs seuils W_Z et W_B sont définies soit en imposant leurs parts au volume total du réservoir du sol W_m (par défaut : $W_Z = 0.7 \cdot W_m$ et $W_B = 0.05 \cdot W_m$), soit explicitement via des valeurs pour la capacité en air et la réserve utile en eau du sol (cf. 3.5.1).

Selon DKRZ (1994), la quantité d'eau dégagée à partir du réservoir du sol via percolation verticale (écoulement de base) se calcule comme suit :

$$QS_G = 0 \quad \text{pour } W_0 \le W_B \tag{3.96}$$

ou

$$QS_G = \beta(W_0 - W_B)\Delta t$$
 pour $W_0 > W_B$

où :

| QS _G | [mm] | Quantité d'eau dégagée, pendant le pas de temps de calcul, par percolation verticale allant du réservoir du sol dans le réservoir de |
|-----------------|-------|---|
| | | l'écoulement de base (eaux souterraines) |
| β | [1/d] | Indice de drainage vertical pour le réservoir du sol, paramètre de |
| | | calage dans LARSIM |

3.5.3 RÉSERVOIR DU SOL À QUATRE COMPOSANTES D'ÉCOULEMENT

C'est en particulier en vue de la prévision des crues au pas de temps horaire qu'il s'est avéré qu'une différenciation plus fine de l'écoulement direct en composantes rapides et lentes permet d'améliorer sensiblement les simulations et prévisions (LUBW 2009). En élargissant le réservoir du sol et en intégrant un réservoir supplémentaire, on a donc introduit la possibilité de distinguer quatre composantes de l'écoulement (LFU 2004). Cette option permet d'interpréter l'écoulement direct rapide comme ruissellement de surface et l'écoulement direct lent comme écoulement souterrain rapide (macropores, *pipes*, horizons de subsurface, etc.).

L'équation de bilan suivante s'applique ainsi au réservoir du sol à quatre composantes d'écoulement (cf. formule (3.92)) :

$$W_0(t+1) = W_0(t) + P(t) - E_{ai}(t) - QS_{D2}(t) - QS_D(t) - QS_I(t) - QS_I(t)$$
(3.97)
- QS_G(t)

où :

QS_D(t) [mm] écoulement direct lent QS_{D2}(t) [mm] écoulement direct rapide La ventilation de l'écoulement direct en une composante rapide et une composante lente peut se faire selon deux approches distinctes :

- 1. Une approche robuste basée sur une valeur seuil (Figure 3-10)
- 2. Une approche plus basée sur le processus, avec module d'infiltration (Figure 3-11).

Tout comme dans le réservoir du sol, l'écoulement de subsurface et l'écoulement de base sont calculés dans les deux approches avec trois composantes (voir 0)

Approche basée sur une valeur seuil

Dans l'approche simple et donc très robuste qui repose sur une valeur seuil, l'écoulement direct est d'abord calculé dans sa totalité via la relation entre l'humidité du sol et les surfaces de saturation (BSF). En fonction d'une valeur seuil A2 [mm/h], cet écoulement direct est ensuite scindé en une composante plus rapide et une composante plus lente. Tant que l'intensité de l'écoulement direct reste en dessous de cette valeur seuil, la totalité de l'écoulement direct est attribuée au réservoir plus lent. Dès que la valeur seuil est dépassée, la partie de l'écoulement qui est supérieure à A2 est attribuée au réservoir plus rapide (Figure 3-10).

Cette approche robuste a notamment fait ses preuves dans la prévision opérationnelle des crues. Il est recommandé de caler la valeur seuil A2 en fonction du secteur géographique considéré.



Figure 3-10 : Ventilation de l'écoulement direct dans le réservoir du sol à l'aide de l'approche basée sur une valeur seuil (quatre composantes de l'écoulement)

Module d'infiltration :

En utilisant le module d'infiltration pour différencier l'écoulement direct, on part du principe que l'écoulement direct rapide se constitue à partir du ruissellement de surface alors que l'écoulement direct lent représente les composantes souterraines plus rapides (LFU 2004). Dans ce cas, la première étape consiste à se servir d'un module d'infiltration distinct pour séparer l'infiltration (et le ruissellement hortonien - *Horton Overlandflow* - qui en résulte) des apports en eau. Seule la partie des apports en eau qui s'infiltre dans le sol est alors prise en compte pour déterminer l'écoulement direct lent. De manière simplifiée et en fonction de l'occupation des sols, il est en outre possible d'estimer l'écoulement par saturation (en tant qu'autre composante du ruissellement de surface = écoulement direct rapide) (Figure 3-11).



Figure 3-11 : Ventilation de l'écoulement direct dans le réservoir du sol à l'aide du module d'infiltration (quatre composantes de l'écoulement)

Par analogie au modèle d'infiltration selon Horton, le module d'infiltration détermine, pour chaque entité spatiale, la capacité d'infiltration actuelle en fonction du remplissage actuel du réservoir du sol :

$$I = I_{\min+}(I_{\max} - I_{\min}) \cdot \exp\left(-b_{\inf} \cdot \frac{W_0 - W_B}{W_m - W_B}\right)$$
(3.98)

où :

| I | [mm/d] | capacité d'infiltration actuelle |
|---------------------------|--------|--|
| I _{min} | [mm/d] | capacité d'infiltration minimale |
| I _{max} | [mm/d] | capacité d'infiltration maximale (pour $W_0 = W_m$) |
| \mathbf{b}_{inf} | [-] | paramètre de forme de la courbe d'infiltration |

En fonction de l'occupation des sols, les paramètres I_{min} , I_{max} et b_{inf} peuvent être définis ou utilisés aux fins du calage, une valeur par défaut de 8 s'étant révélée recommandable (LFU 2004). Pour assurer la cohérence avec les unités usuelles dans LARSIM, les capacités d'infiltration sont indiquées en mm/d, tout en sachant que mm/h est l'unité plus courante.

A noter que le modèle d'infiltration selon Horton exprime la capacité d'infiltration comme fonction du temps en situation de précipitations excédentaires. La diminution exponentielle et l'approximation asymptotique à une valeur d'infiltration minimale résultent d'observations empiriques faites dans le cadre d'essais sur le terrain et elles ont leur origine physique dans la lente avancée du front d'infiltration (JURY et al. 1991).

L'avancée verticale du front d'infiltration n'est pas explicitement calculée par le modèle pédologique de LARSIM. Au lieu de considérer l'évolution au fil du temps (au sens original de l'approche de Horton) ou l'humidité proche de la surface du sol / du front d'infiltration, le modèle pédologique se sert du remplissage relatif du réservoir du sol. Vu la forte variabilité spatiale de l'humidité des horizons de subsurface, un phénomène qui se produit en particulier en combinaison avec les macropores, cette solution constitue une simplification praticable.

La capacité d'infiltration diminue de façon exponentielle au fur et à mesure que le réservoir du sol se remplit. Le tracé de la courbe de diminution dépend du paramètre de forme b_{inf}. Plus b_{inf} est grand, plus vite la capacité d'infiltration diminue. Dès que l'intensité des précipitations actuelle dépasse la capacité d'infiltration actuelle, l'excédent (ruissellement hortonien) est directement attribué au réservoir de l'écoulement direct rapide.

Pour illustrer les effets du modèle d'infiltration, on a réalisé des « essais d'irrigation numériques ». Ces derniers partent de l'hypothèse que toute l'eau qui s'infiltre atteint le réservoir du sol et y reste (en négligeant les trois autres voies d'écoulement ainsi que l'évaporation). Des pas de temps de calcul de 15 minutes permettent de mieux illustrer les résultats.

Une sélection de résultats figure dans la Figure 3-12. Les conditions retenues en vue du calcul ressortent du graphique. Pour le cas présent, les résultats montrent que la capacité d'infiltration est dépassée soit immédiatement, soit au courant de l'irrigation constante - et ce, selon la présaturation (remplissage initial). Une fois la capacité d'infiltration dépassée, le taux d'infiltration diminue de façon exponentielle. Les tracés des courbes reflètent de manière réaliste l'évolution réellement observée au cours de tels essais d'irrigation et ils reproduisent bien les modifications intervenues suite aux modifications de l'occupation des sols (cf. GERLINGER 1997; ZIMMERLING & SCHMIDT 2002, HAAG et al. 2006).



Figure 3-12 Déroulement de l'infiltration dans les « essais d'irrigation numériques » pour différentes conditions initiales et valeurs de paramètres.

Dans le modèle pédologique avec module d'infiltration, la relation entre l'humidité du sol et les surfaces de saturation représente la tendance du sol à évacuer, au fur et à mesure que la saturation augmente, une plus grande partie des eaux via les voies d'écoulement rapide (après déduction du ruissellement hortonien). Il s'agit là avant tout de voies souterraines d'écoulement rapide, le ruissellement par saturation constituant une exception. Utilisé dans ce contexte, le terme de « relation entre l'humidité du sol et les surfaces de saturation » (BSF) prête à confusion. Bien qu'il s'agisse des mêmes algorithmes de calcul que dans le cas de la BSF, on utilise dans le contexte du module d'infiltration le terme de « preferential-flow-function » (PFF) (Figure 3-11).

La part des écoulements qui sont évacués par la PFF sous forme d'écoulements rapides peut, quant à elle, de nouveau être scindée au prorata en ruissellement par saturation et en écoulement de subsurface rapide (écoulement par macropores). Cette ventilation se fait à travers un facteur fixe des surfaces de saturation (SL) qui est spécifique à l'occupation des sols et auquel on peut attribuer des valeurs comprises entre 0 et 1 (Figure 3-11). Pour la plupart des types d'occupation des sols, ce facteur peut être fixé égal à 0. Des valeurs plus élevées sont seulement recommandées pour certains types d'occupation des sols tels que les surfaces humides (LFU 2004).

Cette approche se prête par exemple bien à l'analyse des processus pour connaître les effets d'une modification des propriétés d'infiltration (modification de l'occupation des sols) sur les faciès d'écoulement (HAAG et al. 2006). Cependant, le paramétrage du module d'infiltration et de l'écoulement par saturation nécessite de nombreuses informations pédologiques qui ne sont souvent pas disponibles avec le degré de précision souhaité. LFU (2004) et HAAG et al. (2006) renseignent sur les détails quant au choix des valeurs appropriées pour les paramètres spécifiques à l'occupation des sols et à la pédologie et quant à l'application des quatre composantes de l'écoulement à l'aide du module d'infiltration.

3.5.4 COEFFICIENTS DE PERMÉABILITÉ VERTICALE ET PERCOLATION PROFONDE EXPONENTIELLE

A travers une approche relativement simple et linéaire, le module pédologique décrit ciavant permet de calculer la percolation verticale dans le réservoir de l'écoulement de base (ou des eaux souterraines) (formule (3.96)). En fonction de la tâche poursuivie, cette approche simple peut être améliorée dans LARSIM en prenant en compte un coefficient de perméabilité verticale et notamment en ayant recours à un module permettant de représenter d'une manière plus réaliste la percolation profonde en fonction du faciès pédologique.

Coefficient de perméabilité verticale (spécifique à l'entité spatiale) :

Pour améliorer la différenciation spatiale de la percolation verticale (et de la recharge de la nappe phréatique), LARSIM peut se servir d'un coefficient de perméabilité verticale. Ce coefficient peut être défini par entité spatiale dans le fichier de bassin. Des valeurs comprises entre 0 et 1 peuvent être retenues ; elles reflètent la répartition spatiale de la perméabilité verticale relative. Lorsque le coefficient de perméabilité verticale est appliqué, l'indice de drainage vertical utilisé dans la formule (3.96) est différencié dans l'espace et se calcule comme suit :

$$\beta = \beta_{kal} \cdot vdb \tag{3.99}$$

où :

| u. | | |
|---------------|-------|---|
| β | [1/d] | Indice de drainage vertical, différencié dans l'espace |
| β_{kal} | [1/d] | Valeur à caler en fonction de la zone de contrôle limnimétrique |
| | | (correspond à l'indice de drainage pour vdb = 1) |
| vdb | [-] | Coefficient de perméabilité verticale résolu dans l'espace |

La répartition spatiale à grande échelle du coefficient de perméabilité verticale peut être déduite de cartes hydrogéologiques ou pédologiques appropriées.

Coefficient de perméabilité verticale, spécifique au compartiment pédologique et d'occupation des sols :

Compléments à apporter pour le compte du SPC :

- Les valeurs vdb spécifiques au compartiment pédologique d'occupation des sols sont possibles.
- Déduction des vdb spécifiques au compartiment pédologique d'occupation des sols à partir des valeurs pédologiques kf à l'exemple du BW => cf. rapport compris dans 6-007_lubw-po4-2 chapitre 6.2

Percolation profonde exponentielle :

Jusqu'à l'atteinte de la réserve utile en eau du sol (RU), la quasi-totalité de l'eau du sol est retenue contre la force de pesanteur. Ce n'est qu'avec le dépassement de la RU que les macropores se mettent à se remplir, ce qui fait augmenter disproportionnellement la conductivité hydraulique non-saturée et renforce la percolation verticale. Cette interdépendance typique entre teneur en eau du sol et conductivité hydraulique est décrite à travers les caractéristiques pédologiques de sols divers, par exemple par VAN GENUCHTEN (1980). Ce comportement fortement non linéaire peut être reproduit dans LARSIM par l'option TIEFENVERSICKERUNG EXPONENTIELL (LUWG 2010).

L'activation de cette option modifie le calcul de la percolation verticale comme suit (cf. formule (3.96) :

$$QS_G = 0 \quad \text{pour } W_0 \le W_B \tag{3.100}$$

ou

$$\begin{split} QS_G &= \beta \left(1 + \big(f_\beta - 1\big) \frac{W_0 - W_B - W_Z}{W_m - W_B - W_Z} \right) (W_0 \\ &- W_B) \Delta t \quad \text{pour } W_0 > W_B \end{split}$$

où :

Le facteur de l'augmentation exponentielle de l'infiltration en milieu macroporeux peut être déduit des propriétés du faciès pédologique ou déterminé à travers un calage (LUWG 2010, KRUMM 2011).
Figure 3-13 montre à titre d'exemple quel est l'effet de cette option sur l'interdépendance entre teneur en eau du sol et taux de percolation verticale. Lorsque la teneur en eau du sol est inférieure à W_Z (dans la plage de la RU), l'approche exponentielle (formule (3.100) et l'approche linéaire (formules(3.96) fournissent les mêmes résultats. En cas de dépassement de W_Z , c'est-à-dire dans la plage de la capacité en air (LK), l'approche exponentielle fait augmenter la percolation verticale de manière surproportionnée.



Figure 3-13 : Effets de la percolation profonde exponentielle dans le module pédologique.

Des simulations effectuées pour les sites de lysimètre montrent que l'approche de percolation profonde exponentielle permet de reproduire le régime d'humidité du sol et la percolation verticale (recharge de la nappe) de manière plus réaliste que l'approche linéaire (HAAG & BREMICKER 2011, KRUMM 2011). Par ailleurs, en fournissant des informations sur le remplissage du réservoir du sol avant un événement de crue, la meilleure reproduction de la percolation verticale a également un impact indirect sur la simulation des crues. Cette approche permet donc souvent de mieux simuler la genèse des crues que l'approche linéaire, en particulier dans les zones à sols bien perméables.

3.5.5 AS CENSION CAPILLAIRE DANS LES SOLS PROCHES DE LA NAPPE PHRÉA-TIQUE

En couplant le modèle pédologique avec le réservoir d'eau souterraine, LARSIM tient en outre compte de la possibilité d'ascension capillaire allant de la nappe phréatique dans le réservoir du sol. Une telle ascension peut se produire lorsque la capacité potentielle de la matrice poreuse au-dessus de la nappe phréatique est inférieure à un état d'équilibre avec le niveau de la nappe libre (eau souterraine ou eau retenue) (Scheffer & Schachtschabel 1984: 167).

Couplage simple sol-nappe :

Dans LARSIM, cette ascension capillaire peut, le cas échéant, être modélisée à l'aide d'une hypothèse fortement simplificatrice, les données de système requises pour un calcul détaillé (p. ex. de la porométrie) n'étant souvent pas disponibles pour l'ensemble du territoire. L'équation de travail utilisée dans LARSIM est la suivante :

$$Q_{kap} = \frac{W_{gr} - W_0}{W_{gr}} \cdot QMAX_{kap} \quad \text{pour} \quad W_0 < W_{gr} \tag{3.10}$$

et

$$D\acute{e}bit_{kap} = 0$$
 pour $W_0 \ge W_{gr}$

où :

| Q _{kap} | [mm/d] | ascension capillaire allant du réservoir d'eau souterraine dans le réservoir d'eau du sol |
|-------------------|----------------------|---|
| W _{gr} | [mm] | Valeur seuil pour la quantité d'eau contenue dans le réservoir du sol, au-dessous de laquelle se déclenche l'ascension capillaire à |
| QMAX _k | _{ap} [mm/d] | partir de la nappe phréatique (dans LARSIM : $W_{gr} = 0,1 \cdot W_{max}$) Taux maximal d'ascension capillaire (réservoir du sol complète- ment vidangé) |

Selon un exemple donné par Benecke (1996: 393) pour une profondeur du niveau piézométrique de 60 cm, l'ascension capillaire à partir de la nappe jusque dans le réservoir d'eau du sol se situe dans un ordre de grandeur de 2 mm/d en présence d'un substrat argileux et de 5 mm/d en présence de sable fin.

Calcul plus détaillé de l'ascension capillaire :

A condition que les données disponibles le permettent, un calcul plus précis de l'ascension capillaire à partir de la nappe phréatique peut être effectué en ayant recours à l'option ERW. BODENPARAMETER et en indiquant un taux maximal d'ascension capillaire (KapA) pour les différents compartiments pédologiques et d'occupation des sols. Seuls les compartiments pédologiques d'occupation des sols dont KapA > 0 font l'objet d'un tel calcul de l'ascension capillaire.

Le calcul de l'ascension capillaire repose sur les hypothèses suivantes :

• Au cours d'un pas de temps de calcul, il se produit soit une ascension capillaire, soit une percolation profonde. Il est exclu que ces deux processus soient simultanés.

- Tant que le contenu du réservoir du sol est inférieur à la valeur RU, la capacité potentielle de la matrice poreuse donne lieu à une ascension capillaire, mais pas à une percolation profonde.
- Dès que le contenu du réservoir du sol dépasse la RU et qu'une partie des pores grossières (LK) est remplie, il se produit une percolation profonde, mais pas d'ascension capillaire.
- Tant que la RU n'est pas atteinte, l'ascension capillaire présente le taux maximal indiqué dans le Tape12. Elle est cependant limitée par l'atteinte de la RU.

Dans LARSIM, la première étape de calcul de chaque pas de temps considéré consiste à déterminer la quantité d'eau dégagée par le réservoir du sol vers les réservoirs d'écoulement. La percolation profonde est calculée en dernier lieu en tant que processus faisant suite aux transferts vers les autres types de réservoir. Dans le cadre de ce calcul de la percolation profonde, il faut distinguer entre compartiments pédologiques et d'occupation des sols avec ascension capillaire (KapA > 0) et ceux sans ascension capillaire. En ce qui concerne les compartiments sans ascension capillaire, le calcul de la percolation profonde reste inchangé.

En ce qui concerne les compartiments avec ascension capillaire, la percolation profonde est adaptée de manière à ce qu'il y ait une percolation profonde lorsque les teneurs en eau du sol sont supérieures à la RU et une ascension capillaire dans le cas contraire.

Pour
$$W_0 > W_z$$
: $QS_g = MIN \begin{pmatrix} QS_g \\ W_0 - W_z \end{pmatrix}$ (3.10
2)

et

$$\begin{array}{ll} Pour \ W_0 \leq W_z \colon & Qkap = MIN \begin{pmatrix} KapA \cdot ZS \\ \\ W_z - W_0 \end{pmatrix} \\ et & QS_g = -Qkap \end{array}$$

où :

| QSg : | [mm] | percolation profonde pendant le pas de temps actuel |
|-------|--------|--|
| W0 : | [mm] | remplissage du réservoir du sol avant le calcul de la percolation pro- |
| | | fonde |
| Wz: | [mm] | capacité de rétention du réservoir moyen du sol (ici égale à la RU) |
| Qkap: | [mm] | ascension capillaire pendant le pas de temps actuel |
| KapA: | [mm/h] | taux maximal d'ascension capillaire du compartiment pédologique et |
| | | d'occupation des sols tel qu'il figure dans le Tape12 |
| ZS : | [h] | pas de temps de calcul en [h] pour la conversion du taux d'ascension |
| | | capillaire en ascension capillaire par pas de temps de calcul |

Si, avant le calcul de la percolation profonde, le contenu du réservoir du sol est supérieur à la RU (correspond dans LARSIM à Wz = réservoir moyen du sol), la percolation profonde est d'abord calculée suivant l'équation 3.102. Mais la percolation profonde ainsi déterminée est ensuite limitée par l'atteinte de la RU (Wz). La percolation profonde ne peut donc pas conduire à un vidange du sol qui aille au-delà de la RU. Si, avant le calcul de la percolation profonde, le contenu du réservoir du sol est inférieur à la RU, il se produit une ascension capillaire. Cette dernière est limitée d'une part, par le taux d'ascension capillaire figurant dans le Tape12 et d'autre part, par l'atteinte de la RU.

La percolation profonde (modifiée) est retirée du réservoir du sol et ajoutée au réservoir de l'écoulement de base. A l'inverse, l'ascension capillaire est ajoutée au réservoir du sol et retirée du réservoir de l'écoulement de base. Dans la modélisation, l'ascension capillaire est donc traitée comme une percolation profonde négative.

L'ascension capillaire fait augmenter la tendance à la formation de surfaces de saturation et de l'écoulement direct, ce qui correspond aux conditions réelles présentes dans les sols proches de la nappe phréatique. Le réservoir moyen du sol (RU) ne peut se vider que par évaporation (et éventuellement par écoulement de subsurface en utilisant Dmin). Lorsque les KapA sont élevées, il faut supposer que le réservoir du sol atteint presque toujours la RU. Cela correspond également aux conditions réelles présentes dans les sols proches de la nappe phréatique Si les KapA sont plus faibles (type de sol peu approprié, grande profondeur de la nappe) et que les taux d'évaporation sont en même temps élevés, il est possible qu'une partie seulement de l'eau du sol retirée par évaporation soit remplacée par l'ascension capillaire. Cela traduit également la réalité.

3.5.6 PRISE EN COMPTE DE TYPES DE PROCESSUS D'ÉCOULEMENT PRÉDOMINANTS

Les processus de formation d'écoulements prédominant dans la genèse des crues ne dépendent non seulement des influences météorologiques, mais également et surtout des propriétés locales du sol. Fort de ce constat, différentes méthodes ont été développées pour classifier et cartographier les processus de formation d'écoulement potentiellement prédominants dans la genèse des crues en fonction des propriétés du sol, du faciès du terrain et de la topologie (p. ex. Scherrer 1997, Scherrer & Naef 2003, Naef et al. 2007).

Ces méthodes permettent d'estimer avec une haute résolution spatiale les potentiels pédo-hydrologiques des bassins versants et de les documenter dans des cartes dites « de processus d'écoulement ». Contrairement à cela, les données d'écoulement utilisées pour mettre au point (caler) un modèle de bilan hydrologique ne sont souvent disponibles qu'à l'exutoire du bassin et doivent ensuite être extrapolées à l'ensemble du bassin à travers le paramétrage du modèle. Les variations intervenant à petite échelle au sein des zones de contrôle limnimétrique ne sont ici que moyennement reproductibles. Pour cette raison, il a été introduit la possibilité de prendre en compte les informations issues des cartes des processus d'écoulement à travers le paramétrage d'un module pédologique spécifique de LARSIM (Demuth et al. 2010, LUWG 2010, Haag et al. 2016).

En fonction des cartographies disponibles, LARSIM permet d'intégrer différents types de processus d'écoulement dans un fichier de bassin avec des paramètres pédologiques étendus. Les entités spatiales sont ensuite subdivisées en sous-compartiments dans lesquels l'occupation des sols, les volumes des réservoirs du sol et les processus d'écoulement prédominants sont homogènes. Ces compartiments dits « d'occupation des sols/pédologiques/de processus d'écoulement » peuvent ainsi être considérés comme « hydrological response units » (HRU) répondant de la même manière aux impulsions pluviométriques (Haag et al. 2016).

Types de processus d'écoulement et typologie de base :

En s'inspirant des travaux de Scherrer (1997), il est par exemple possible d'intégrer les potentiels pédo-hydrologiques en tant que types de processus d'écoulement prédominants. Le Tableau 3.8 indique à titre d'exemple les types de processus d'écoulement prédominants qui sont implémentés dans le fichier de bassin de la Nahe.

Outre la description du processus, le tableau comprend un numéro de code du type d'écoulement ; ce code renseigne sur la vitesse et l'intensité de la réponse hydrologique respective. Le type d'écoulement n° 1 indique une réponse hydrologique très rapide et intense, alors que le type d'écoulement n° 5 représente une réponse hydrologique fortement retardée et atténuée (Scherrer & Naef 2003).

Pour permettre la meilleure reproduction possible des différents types de processus d'écoulement prédominants, on a en principe recours au module du réservoir du sol tel qu'il est esquissé dans la Figure 3-11. Dans les détails, certaines modifications s'avèrent néanmoins nécessaires et sont décrites ci-après.

Afin de reproduire la réponse typique des surfaces où prédomine un processus d'écoulement bien précis, on attribue, pour les paramètres suivants, des valeurs caractéristiques aux différents types de processus d'écoulement : le module d'infiltration, la PFF, la formation de l'écoulement de subsurface et de l'écoulement de base. Ces valeurs paramétriques caractéristiques permettent de reproduire l'hétérogénéité spatiale des types de processus d'écoulement prédominants au sein des zones de contrôle limnimétrique. En tant que de besoin, ces valeurs caractéristiques peuvent une nouvelle fois être ajustées à la zone de contrôle limnimétrique concernée et ce, à travers des facteurs multiplicateurs.

| Abréviation | Type d'écoule- ment | Description de la réponse hydrologique prédomi- nante en situation de précipitation intense et abondante |
|-------------|---------------------------|--|
| HOF | 1 | Ruissellement de surface dû aux obstacles à l'infiltration ou à une faible capacité d'infiltration |
| SOF1 | 1 | Ruissellement de surface légèrement retardé suite à une saturation rapide de la surface |
| SOF2 | 2 | Ruissellement de surface retardé suite à la saturation de la surface |
| SOF3 | 3 | Ruissellement de surface fortement retardé suite à la saturation lente de la surface |
| SSF1 | 2 | Ecoulement latéral dans le sol, légèrement retardé |
| SSF2 | 3 | Ecoulement latéral dans le sol, retardé |
| SSF3 | 4 | Ecoulement latéral dans le sol, fortement retardé |
| DP | 5 | Percolation profonde sans réponse hydrologique rapide |
| DP= | 5 | Surfaces non contributives sans percolation profonde (ex.: surfaces marécageuses non inclinées) |

| Tableau 3.8 | Types de processus d'écoulement prédominants qui sont implémentés |
|-------------|--|
| | dans le jeu de paramètres pédologiques du bassin de la Nahe (LUWG 2010). |

Module d'infiltration :

L'approche d'infiltration suivante est appliquée pour déterminer le ruissellement hortonien (Horton Overlandflow - HOF) et l'écoulement par saturation (SOF) (cf. formule (3.98)) :

$$I = I_{\min} + (I_{\max} - I_{\min}) \cdot \left(1 - \frac{W_0 - W_B}{W_m - W_B}\right)^{b_{\inf}}$$
(3.103)

Fondée sur le module d'infiltration selon Horton (cf. Figure 3-12), cette équation permet d'une part, de simuler l'infiltration de manière réaliste et à l'instar de la formule (3.98). En fonction des paramètres sélectionnés, elle permet d'autre part de reproduire le ruis-

sellement de surface qui se produit suite à une infiltration excédentaire (HOF) ou suite à la saturation des sols (SOF). Il n'est pas nécessaire de désigner à part l'écoulement par saturation en ayant recours à un deuxième algorithme. Le module d'infiltration est ainsi l'unique filtre produisant du ruissellement de surface. Par ailleurs, en ce qui concerne les paramètres du module d'infiltration, leur effet sur les types de processus d'écoulement peut être interprété sans équivoque selon la formule 3.103, ce qui n'est pas le cas pour la formule (3.98. A travers les valeurs des trois paramètres Imax, Imin et binf) du module d'infiltration, la formule 3.103 permet de reproduire de manière extrêmement souple le comportement d'infiltration du sol - condition sine qua non de la simulation des différentes réponses hydrologiques des types de processus (pour plus de détails, voir LUWG 2010).

Preferential Flow, drainage latéral et percolation verticale :

Pour déterminer l'écoulement de subsurface rapide (SSF), la formule (3.94 sert de fonction d'écoulement préférentiel (Preferential Flow Function - PFF). Ainsi, l'écoulement de subsurface rapide est en premier lieu une fonction du remplissage du réservoir du sol, l'allure de la courbe dépendant de l'exposant bPFF.

La percolation profonde (DP) est déterminée à l'aide de la percolation exponentielle conformément à la formule (3.100. Pour pouvoir également simuler des réponses hydrologiques fortement retardées (telles que SOF3, SSF3), le drainage latéral du réservoir du sol vers le réservoir de l'écoulement de subsurface a été modifié d'une manière comparable (cf. formule (3.95) :

$$QS_{I} = \left(D_{\min} \frac{W_{0}}{W_{m}} + (D_{\max} \cdot f_{if} - D_{\min}) \left(\frac{W_{0} - W_{Z}}{W_{m} - W_{Z}}\right)^{c}\right) \Delta t \quad \text{pour } W_{0}$$

$$\geq W_{Z}$$
(3.104)

où :

 f_{β} [-] Facteur d'augmentation disproportionnée de la percolation verticale en milieu macroporeux

Valeurs paramétriques et réponses hydrologiques caractéristiques :

A partir d'essais numériques et pour chacun des types de processus d'écoulement énumérés dans le Tableau 3.8, on a déduit des valeurs caractéristiques pour les paramètres suivants : le module d'infiltration, la PFF, le drainage latéral vers l'écoulement de subsurface ainsi que la percolation profonde. Ces valeurs figurent au tableau 3.9 pour des pas de temps de calcul de 15 minutes.

La figure 3.14 montre les réponses hydrologiques caractéristiques des différents types de processus d'écoulement telles qu'elles résultent d'une expérimentation numérique avec les valeurs paramétriques caractéristiques. L'essai numérique repose sur des caractéristiques du sol typiques nFK=100 mm et LK=45 mm, un remplissage initial W0=nFK et une intensité des précipitations de 50 mm/h.

Le pas de temps de calcul était de 15 minutes. Cette figure illustre que les valeurs paramétriques caractéristiques utilisées permettent une bonne simulation des réponses hydrologiques typiques des différents contextes pédo-hydrologiques (cf. Scherrer 1997, Scherrer & Naef 2003, LUWG 2010).

A noter cependant que les valeurs paramétriques dépendent du pas de temps appliqué. Lorsque les calculs sont faits à un pas de temps horaire, la simulation des processus s'estompe dans le temps. Pour les calculs au pas de temps horaire, il convient donc d'imposer d'autres valeurs caractéristiques (effectives) que celles figurant dans le tableau 3.9 (LUWG 2010, Haag et al. 2016).

En vue du calage du modèle, les valeurs paramétriques caractéristiques et surfaciques peuvent être adaptées aux zones de contrôle limnimétriques via des facteurs multiplicateurs. Cela permet de caler le modèle de manière détaillée tout en conservant la différenciation au sein de la zone (Haag et al. 2016).

Tableau 3.9 : Valeurs paramétriques caractéristiques des types de processusd'écoulement pour un pas de temps de calcule de 15 minutes.

| | | Valeurs paramétriques caractéristiques | | | | | |
|-----------------------------------|------|--|----------------------------|-------------------------|------------------|-----------------|----------------|
| Type de processus d'écoulement | | Module d'infiltration | | | PFF | | |
| | | l _{max} [mm/h] | l _{min} [mm/h] | b _{inf} | b _{PFF} | f _{if} | f _β |
| Ð | HOF | 20 | 5 | 5 | | 1 | 1 |
| ent d | SOF1 | 75 | 5 | 5 | 0.01 | 1 | 1 |
| uleme ce | SOF2 | 75 | 5 | 1 | 0,01 | 10 | 1 |
| Ecou | SOF3 | 150 | 30 | 1 | | 50 | 200 |
| ent 1 | SSF1 | | | | 0,35 | 1 | 1 |
| uleme errair de | SSF2 | 150 | 30 | 0,1 | 0,15 | 50 | 50 |
| Ecou soute rapic | SSF3 | | | | 0,05 | 50 | 200 |
| nse de | DP | 150 | 30 | 0,1 | 0,01 | 1 | 1 |
| sans répo rapic | DP= | 150 | 30 | 0,1 | 0,01 | 1 | 1 |



Figure 3-14 : Courbes de réponses hydrologiques issues des valeurs paramétriques caractéristiques des types de processus d'écoulement.

3.5.7 DYNAMIQUE DE L'IMPERMÉABILIS ATION DES SOLS PAR LE GEL

D'éventuels calculs dynamiques de la température du sol et du flux de chaleur dans le sol (en vue de la modélisation de la neige) peuvent également prendre en compte - de manière simplifiée - l'effet de l'eau du sol gelée sur la formation de l'écoulement.

A cet effet, on détermine dans un premier temps la part de l'eau du sol gelée dans la colonne du sol proche de la surface en se basant sur la valeur énergétique de cette colonne du sol jusqu'à une épaisseur de 20 cm (cf. chapitre 3.4.4.4). Quand la valeur énergétique est négative (EG < 0), la totalité de l'eau du sol est gelée. Quand la valeur énergétique du sol est supérieure à l'énergie nécessaire à la fonte de la totalité de l'eau du sol (EG \geq W2z/1000 · rschmelz · pwasser), la totalité de l'eau du sol est liquide. La formule suivante s'applique aux valeurs comprises entre les deux :

$$SFF = 1 - \frac{E_G}{\frac{W_{2z}}{1.000} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{eau}}$$
(3.105)

où :

SFF [-] Part relative détenue par l'eau du sol gelée dans la quantité totale d'eau du sol dans la couche de sol considérée jusqu'à une épais-seur de 2z (cf. chapitre 3.4.4.4)

Lorsque l'humidité du sol est élevée et que l'eau du sol se met lentement à geler, la glace risque d'obstruer les macropores du sol, ce qui diminue la conductivité hydrau-

lique du sol. L'obstruction des macropores proches de la surface par la glace peut entraîner une augmentation significative de l'écoulement direct. Des études expérimentales réalisées par exemple dans les Alpes suisses (BAYARD et al. 2005) et aux Etats-Unis (SHANLEY et al. 1999, CHERKAUER 2001) attestent du fait qu'une forte augmentation de l'écoulement direct peut résulter du gel des sols également dans les régions tempérées.

A l'échelle du bassin hydrographique, le gel des sols n'entraîne cependant pas d'augmentation sensible de l'écoulement direct. Il faut plutôt s'attendre à ce que le pourcentage de l'écoulement direct augmente lentement, au fur et à mesure que le gel progresse dans le sol (voir par ex. CHERKAUER et al. 2003). Pour tenir compte de cet effet, LARSIM permet de calculer le taux d'imperméabilisation des sols par le gel (FVG) comme fonction de la part détenue par l'eau du sol gelée dans la quantité totale d'eau des horizons de subsurface.

$$FVG = Minimum \begin{cases} 1,0\\ fvf \cdot SFF^{b_{sff}} \end{cases}$$
(3.106)

où :

| FVG | [-] | taux d'imperméabilisation des sols par le gel (FVG = $0 \Rightarrow$ pas d'effet du gel des sols sur la part de l'écoulement direct ; FVG = $1 \Rightarrow$ augmentation maximale de la part de l'écoulement direct) |
|------------------|-----|--|
| fvf | [-] | facteur d'imperméabilité des sols gelés permettant de déterminer le FVG (paramètre de calage : $fvf = 0 \Rightarrow arrêt factuel de l'effet dugel des sols sur la formation de l'écoulement)$ |
| b _{sff} | [-] | exposant permettant de déterminer le FVG (constante interne au logiciel : $b_{sff} = 2,0$) |

Le facteur multiplicateur fvf peut être imposé comme paramètre individuel pour l'ensemble de la zone de modélisation ou comme paramètre de calage spécifique à la zone de contrôle limnimétrique. Si fvf est égal à zéro, le gel des sols n'a aucun effet sur la formation de l'écoulement. Si fvf est égal à un, pour les SFF faibles, le taux d'imperméabilisation des sols par le gel ne commence à augmenter que tout doucement. Mais pour une SFF de 100 %, on atteint alors un taux d'imperméabilisation des sols par le gel de 1,0 (LUBW 2006b).

Simulé de cette manière, le taux d'imperméabilisation des sols par le gel est utilisé pour modifier la formation de l'écoulement direct. Dans le réservoir du sol à trois composantes d'écoulement (chapitre0), le taux actuel d'imperméabilisation des sols par le gel fait croître l'écoulement direct désigné par la BSF (cf. formule (3.94)) comme suit :

$$QS_{D,FVG} = QS_D + FVG \cdot (P - QS_D)$$
(3.107)

où :

QS_{D,FVG}[-] Ecoulement direct, majoré par l'imperméabilisation des sols par le gel

Le même procédé est appliqué à la part de l'écoulement direct émanant du réservoir du sol à quatre composantes d'écoulement (cf. chapitre 3.5.3). Dans l'approche basée sur une valeur seuil, ceci fait également croître l'écoulement direct rapide. Lorsqu'on utilise le module d'infiltration, l'imperméabilisation des sols par le gel réduit par ailleurs la capacité d'infiltration, cette dernière atteignant zéro si l'imperméabilisation est totale :

$$I_{FVG} = I - FVG \cdot I \tag{3.108}$$

où :

I_{FVG} [-] capacité d'infiltration, compte tenu de l'imperméabilisation des sols par le gel

Tous les autres processus d'écoulement ne sont pas directement influencés par l'imperméabilisation des sols par le gel.

3.6 EVAPOTRANSPIRATION

Il ressort du régime hydrologique terrestre que l'évapotranspiration constitue la deuxième composante du cycle de l'eau après les précipitations. La description précise des processus impliqués est une condition indispensable à la modélisation du bilan hydrologique. Pour modéliser l'évapotranspiration actuelle, LARSIM a recours à la méthode de Penman-Monteith déduite par MONTEITH (1979), ce modèle ayant fait ses preuves dans le cadre de nombreuses études, en simulant bien la situation réelle pour différents contextes météorologiques et pour différentes échelles (voir p. ex. BOUTEN 1995). Parmi les 19 modèles d'évapotranspiration évalués par le DVWK (1996 : 112), la méthode de Penman-Monteith est la seule à avoir obtenu le label « bon à très bon » pour ce qui est de la précision quant à l'évaporation réelle. On est donc parti du principe que ce modèle d'évaporation est suffisamment précis pour modéliser le bilan hydrologique à mésoéchelle.

L'équation Penman-Monteith permet de calculer l'évapotranspiration potentielle et actuelle, la dernière résultant de la relation entre la teneur en eau du sol et la résistance de surface totale.

L'équation fait référence aux plantes à surfaces foliaires sèches ; en cas de surfaces foliaires mouillées (le contenu du réservoir d'interception est supérieur à zéro), l'évaporation de l'eau interceptée est prise en compte comme facteur supplémentaire. Comme certains paramètres de l'équation ne peuvent pas directement être mesurés, on se sert, pour le paramétrage, du schéma de calcul MORECS (Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation System) du service météorologique britannique (THOMPSON et al. 1981). Sauf indication contraire, les approches de calcul présentées dans les sous-chapitres suivants correspondent au schéma MORECS.

L'application de la méthode de Penman-Monteith nécessite la disponibilité de plusieurs paramètres météorologiques. Cependant, pour permettre l'utilisation de LARSIM même en cas de disponibilité restreinte de données météorologiques, une méthode alternative selon OUDIN et al. (2005) a été implémentée pour calculer l'évaporation de manière simplifiée. Les principes de base de cette méthode sont précisés à la fin du présent chapitre.

3.6.1 EQUATION DE BASE DE CALCUL DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION SELON PEN-MAN-MONTEITH

L'équation de base selon Penman-Monteith prend la relation suivante comme point de départ (THOMPSON et al. 1981: 17) :

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_{NE} - G) + \rho c_p (e_s - e) / r_a C}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a) C}$$
(3.109)

Les formules suivantes s'appliquent :

$$C = 1 + \frac{b'r_a}{\rho c_p}$$
(3.110)

b' = 4
$$\varepsilon \sigma (273, 15 + T_{\rm scr})^3 \approx 6 \frac{W}{m^2 K}$$
 (3.111)

| où : | | |
|------------------|----------------------|--|
| λ | [J/kg] | énergie d'évaporation latente (= 2 465 000 J/kg) |
| Е | $[kg/(m^2 s)]$ | taux d'évaporation de l'eau ("rate of water loss") |
| Δ | [hPa/ºC] | pente de la courbe de pression de vapeur d'eau saturante |
| R _{NE} | $[W/m^2]$ | rayonnement net agissant sur la surface du sol avec T _{scr} |
| G | $[W/m^2]$ | flux de chaleur dans le sol |
| ρ | [kg/m ³] | masse volumique de l'air (à 2 m au-dessus du sol) |
| Cp | [J /(kg °K)] | capacité thermique massique à pression constante |
| | | (=1005 J /(kg °K)) |
| es | [hPa] | pression de vapeur d'eau saturante par température de l'air |
| | | (à 2 m au-dessus du sol) |
| е | [hPa] | pression de vapeur d'eau (à 2 m au-dessus du sol) |
| Y | [hPa/°C] | constante psychrométrique (= 0,66 pour les températures expri- |
| | | mées en °C) |
| r _s | [s/m] | résistance de surface totale |
| r _a | [s/m] | résistance aérodynamique agissant sur le transport de chaleur et |
| | | de vapeur d'eau |
| 3 | [-] | émissivité de la surface |
| σ | $[W/(m^2 K^4)]$ |] constante de Stefan-Boltzmann (= 5,67·10 ⁻⁸ W/(m ² K ⁴)) |
| T _{scr} | [°C] | température de l'air (à 2 m au-dessus du sol) |

Dans LARSIM, la masse volumique de l'air p prise en compte dans la formule (3.109 est calculée selon les relations entre la pression atmosphérique et le rapport de mélange entre la vapeur d'eau et l'air sèche telles qu'elles ont été décrites par le service météorologique allemand (DWD 1987). L'évapotranspiration actuelle résulte de la formule (3.109 où :

$$E_a = \frac{E \cdot FR_u}{\rho_w}$$
(3.112)

où :

| Ea | [mm/d] | évapotranspiration réelle |
|---------|----------------------|--|
| E | $[kg/(m^2 s)]$ | Taux d'évaporation de l'eau ("rate of water loss") |
| Fu | [s/d] | facteur de conversion de [m/s] en [mm/j] (=8.64.107) |
| $ ho_w$ | [kg/m ³] | densité de l'eau (= 999.9 kg/m ³) |

3.6.2 BILAN DE RAYONNEMENT

Le bilan de rayonnement à la surface du sol est calculé comme étant la somme du bilan de rayonnement à ondes courtes et de celui à ondes longues :

$$R_{\rm NE} = R_{\rm NS} + R_{\rm NL} \tag{3.113}$$

où :

| R _{NE} | [W/m2] | bilan de rayonnement pour la surface du sol |
|-----------------|-----------|--|
| R _{NS} | $[W/m^2]$ | bilan de rayonnement à ondes courtes à la surface du sol |
| R_{NL} | [W/m²] | bilan de rayonnement à ondes longues à la surface du sol |

Bilan de rayonnement à ondes courtes :

Le bilan de rayonnement à ondes courtes est calculé comme suit :

$$R_{\rm NS} = (1 - \alpha)R_{\rm C}$$
 (3.114)

où :

| R _{NS} | [W/m²] | bilan de rayonnement à ondes courtes à la surface du sol |
|-----------------|--------|--|
| α | [-] | albédo (cf. tableau 3.5) |
| R _C | [W/m²] | Rayonnement global à la surface du sol |

Le rayonnement global à la surface du sol est soit pris en compte directement sous forme de valeur mesurée, soit calculé comme suit à partir de la durée d'ensoleillement mesurée :

$$R_{C} = R_{A} \left(\eta \left(a + \frac{b n}{N} \right) + c \left(1 - \eta \right) \right)$$
(3.115)

où :

| R _A | [Wh/m ²] | ensoleillement à la limite atmosphérique supérieure |
|----------------|----------------------|---|
| а | [-] | paramètre empirique (= 0,24) |
| b | [-] | paramètre empirique (= 0,55 en été, 0,50 en hiver) |
| n | [h] | durée d'ensoleillement mesurée pendant la journée (durée du ciel serein pendant la journée) |
| N | [h] | temps écoulé entre le lever du soleil et le coucher du soleil |
| С | [-] | paramètre empirique (= 0,15) |
| η | [-] | 0 pour les jours sans ensoleillement direct, 1 pour les autres |

L'albédo pris en compte dans le bilan de rayonnement à ondes courtes est considéré en fonction de l'occupation des sols. L'évolution saisonnière de l'albédo est également prise en compte, soit sur la base du développement phénologique de la végétation, calculé de manière dynamique, soit sur la base de valeurs à imposer mois par mois pour chaque catégorie d'occupation des sols.

Le Tableau 3.10 liste à titre d'exemple des albédos mensuels pour différentes catégories d'occupation des sols. Ces valeurs reposent sur une recherche bibliographique (THOMPSON et al. 1981, DVWK 1996, RICHTER et al. 1996, MAURER 1997) et sont utilisées avec succès par plusieurs modèles. Si disponibles, des données d'albédo alternatives peuvent être intégrées au jeu de données de système de LARSIM.

| Fableau 3.10 : Valeurs saisonnières de l'albédo exemplaires pour différentes ca- | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|
| tégories d'occupation des sols | | | | | |
| | | | | | |

| Occupation des sols | Albédo [%] pour le rayonnement à ondes courtes | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------------|--|--------|------|-------|-----|------|-------|------|-------|------|------|------|
| | Janv. | Fév. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
| Surfaces imperméabilisées | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Champs labourés* | 10 | 10 | 10 | 14 | 23 | 25 | 25 | 24 | 15 | 13 | 10 | 10 |
| Vignes | 15 | 15 | 18 | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 | 20 | 17 | 15 |
| Arboriculture intensive | 15 | 15 | 18 | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 | 20 | 17 | 15 |
| Jachère (enherbée) | 17 | 17 | 21 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 21 | 19 | 17 |
| Non imperméabilisé, nu | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 |
| Prairies intensives | 17 | 17 | 21 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 21 | 19 | 17 |
| Surfaces humides | 17 | 17 | 21 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 21 | 19 | 17 |
| Prairies extensives | 17 | 17 | 21 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 25 | 21 | 19 | 17 |
| Peuplement forestier dispa- rate | 15 | 15 | 16 | 21 | 21 | 21 | 21 | 21 | 21 | 18 | 16 | 15 |
| Forêt résineuse | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 12 |
| Forêt de feuillus | 10 | 10 | 10 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 17 | 10 | 10 |
| Forêt mixte | 14 | 14 | 14 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 15 | 14 | 14 |
| Eau | 16 | 12 | 9 | 7 | 7 | 6 | 7 | 7 | 8 | 11 | 14 | 16 |
| *valeur moyenne pour différ | entes | cultur | es | | - | | - | - | - | - | - | |

Intégré sur toute la journée, l'ensoleillement à la limite atmosphérique supérieure qui est à utiliser dans la formule (3.115 est déterminé comme suit et par analogie au schéma MORECS :

$$R_{A} = SOL\left(N\sin\delta\sin\varphi + \frac{12}{\pi}\cos\delta\cos\varphi\left(\sin\frac{\pi t_{1}}{12} - \sin\frac{\pi t_{2}}{12}\right)\right)$$
(3.116)

où :

| R. | $[M/h/m^2]$ | ensoleillement à la limite atmosphérique supérieure |
|----------------|------------------------------|---|
| | $\left[\frac{1}{m^2}\right]$ | Constanto solairo |
| SOL | | Constante solaire |
| Ν | [h] | temps écoulé entre le lever du soleil et le coucher du soleil |
| δ | [rad] | Déclinaison du soleil = 0,41 cos (2π (d-172) / 365) |
| | | d = n° du jour (1 ^{er} janvier = 1) |
| φ | [rad] | Latitude géographique |
| t ₁ | [h] | moment du lever du soleil |
| t ₂ | [h] | Moment du coucher du soleil |

Les moments du lever et du coucher du soleil ainsi que la durée de la journée sont calculés comme suit (THOMPSON et al. 1981 : 17) :

$$N = t_2 - t_1$$
 (3.117)

avec :

$$\begin{split} t_1 &= \frac{12}{\pi} \arccos\left(\tan\delta\tan\phi + \frac{0,0145}{\cos\delta\cos\phi}\right) \quad \text{et} \quad t_2 \\ &= 24h - t_1 \end{split}$$

Le bilan de rayonnement à ondes longues est lui aussi calculé par analogie au schéma MORECS en partant de la relation suivante (THOMPSON et al. 1981: 17-18) :

$$R_{\rm NL} = \sigma \, K_{\rm scr}^4 \left(1.28 \left(\frac{e_{\rm scr}}{K_{\rm scr}} \right)^{\frac{1}{7}} - \varepsilon \right) \left(0.2 + 0.8 \frac{n}{\rm N} \right) \tag{3.118}$$

où :

| R_{NL} | [W/m ²] |
|------------------|---------------------|
| e _{scr} | [hPa] |
| K_{scr} | [C] |
| 3 | [-] |

bilan de rayonnement à ondes longues à la surface du sol pression partielle de vapeur par température de l'air température de l'air mesurée (à 2 m au-dessus du sol) émissivité (= 0,95)

3.6.3 FLUX DE CHALEUR DANS LE SOL

Faute de données exactes en termes de températures mesurées à différentes profondeurs du sol et en termes de capacités thermiques des différents types pédologiques, il n'est pas possible de calculer de manière précise le flux de chaleur dans le sol. On a donc repris dans LARSIM le paramétrage de MORECS qui repose sur un calcul forfaitaire du flux de chaleur dans le sol (séparé pour le jour et la nuit) ainsi que sur un stockage thermique moyen mensuel du sol tel qu'il a été déterminé pour la Grande-Bretagne. Une erreur de détermination des heures de jour et de nuit a été corrigée avec la révision n° 827 (cf. annexe).

La formule suivante s'applique pour le flux de chaleur dans le sol pendant la journée :

$$G_{d} = C_{r} \cdot (R_{NL} + (1 - \alpha) R_{C}) \cdot \frac{t_{2} - t_{1}}{24}$$
(3.119)

où :

 G_d [W/m²] flux de chaleur dans le sol pendant les heures de jour C_r [-] flux de chaleur dans le sol pendant les heures de jour coefficient (0,3 pour les sols nus, = 0,2 pour les surfaces enherbées et 0,3 - 0,03 LAI pour les surfaces végétales)

La formule suivante s'applique pour le flux de chaleur dans le sol pendant la nuit :

$$G_{n} = \frac{P - (24 - t_{2} + t_{1}) \cdot G_{d}}{24}$$
(3.120)

où :

G_n [W/m²] Flux de chaleur dans le sol pendant la nuit
 P [Wh/m²] Stockage thermique moyen journalier dans le sol (valeurs issues du tableau MORECS : janvier à décembre : -137, -75, 30, 167, 236, 252, 213, 69, -85, -206, -256, -206)

3.6.4 RÉSISTANCE AÉRODYNAMIQUE

La résistance aérodynamique agissant sur le transport de chaleur et de vapeur d'eau est calculée en distinguant les occupations des sols selon la hauteur effective du couvert (supérieure ou inférieure à 10 m). Pour les mois pendant lesquels les feuilles ne sont pas encore complètement développées, la hauteur effective du couvert de feuillus, c'est-à-dire celle influant sur la résistance aérodynamique, est diminuée par rapport à la hauteur réelle.

Pour des hauteurs de couvert inférieures à 10 m ou des forêts de feuillus pendant la période de repos de la végétation, la résistance aérodynamique est calculée comme suit (THOMPSON et al. 1981: 20) :

$$r_{a} = \frac{6.25}{u_{m,10}} \left(\ln\left(\frac{10}{z_{0}}\right) \right)^{2}$$
(3.121)

où :

| r a | [s/m] | Résistance aérodynamique agissant sur le transport de chaleur et |
|--------------------------|-------|--|
| | | de vapeur d'eau |
| u _{m,10} | [m/s] | vitesse du vent à 10 m de hauteur |
| Z ₀ | [m] | Longueur de rugosité de la surface (= 0,1 · hauteur du couvert) |

Pour ce qui est des hauteurs du couvert supérieures à 10 m, la résistance aérodynamique est calculée sur la base de la relation suivante (THOMPSON et al. 1981 : 21) :

$$r_{a} = \frac{94}{u_{m,10}}$$
(3.122)

Les valeurs de hauteur du couvert effective à utiliser par LARSIM sont à fournir sous forme de fichier de système. Le Tableau 3.11 contient de telles valeurs de paramètre qui ont été utilisées avec succès par plusieurs modèles de bilan hydrologique LARSIM.

| | Hauteur du couvert effective (influant sur la | | | | | | | | | | | |
|---|---|-------------------------------|------|-------|-----|------|-------|------|------|------|------|------|
| | résis | résistance aérodynamique) [m] | | | | | | | | | | |
| Occupation des sols | Janv | Fév. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept | Oct. | Nov. | Déc. |
| Milieu urbain dense | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Tissu urbain discontinu | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| Champs labourés* | ,05 | ,05 | ,05 | ,20 | ,40 | ,60 | ,60 | ,40 | ,20 | ,10 | ,05 | ,05 |
| Vignes | 0,7 | 0,7 | 0,7 | 1,0 | 1,5 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,5 | 1,0 | 0,7 |
| Arboriculture intensive | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,5 | 2,5 | 3,0 | 3,0 | 3,0 | 3,0 | 2,5 | 1,0 | 1,0 |
| Jachère (enherbée) | ,15 | ,15 | ,15 | ,20 | ,35 | ,50 | ,50 | ,50 | ,50 | ,40 | ,20 | ,15 |
| Non imperméabilisé, nu | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 |
| Prairies intensives | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 |
| Surfaces humides | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 |
| Prairies extensives | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 | ,15 |
| Peuplement forestier dispa- rate | 1,0 | 1,0 | 1,5 | 1,5 | 3,5 | 6,0 | 6,0 | 6,0 | 6,0 | 3,5 | 1,5 | 1,0 |
| Forêt résineuse | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Forêt de feuillus | 2 | 2 | 2 | 2 | 6 | 10 | 10 | 10 | 10 | 6 | 2 | 2 |
| Forêt mixte | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| Eau | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 | ,05 |
| *valeur moyenne pour différentes cultures | | | | | | | | | | | | |

Tableau 3.11 :Valeurs saisonnières exemplaires de la hauteur effective du
couvert pour différentes catégories d'occupation des sols

3.6.5 RÉSISTANCE DE SURFACE AVEC PRISE EN COMPTE DE L'HUMIDITÉ DU SOL

Les valeurs de résistance de surface à utiliser par LARSIM sont, elles aussi, à fournir sous forme de fichier de système. Plusieurs modèles performants ont à cet effet recours aux résistances stomatiques compilées dans le Tableau 3.12. Ces valeurs ont été reprises de THOMPSON et al. (1981) ou estimées pour les catégories d'occupation des sols qui n'y figurent pas.

La résistance de surface ne dépend non seulement de la résistance stomatique, mais également d'autres variables qui sont en partie spécifiques à une catégorie d'occupation des sols. Les paramètres les plus importants influant sur la résistance de surface sont l'humidité du sol actuelle et la durée actuelle du jour et de la nuit (valeurs journalières/nocturnes de la résistance stomatique). Pour un sol sans couverture végétale, la résistance de surface est calculée comme suit (THOMPSON et al. 1981: 29) :

$$r_{ss} = 100 \frac{s}{m} \text{ pour } W_m > 20 \text{ mm}$$
 (3.123)
 $r_{ss} = \frac{100 x_{max}}{x + 0.01 x_{max}} \text{ pour } W_m \le 20 \text{ mm}$

| où : | | |
|-----------------|-------|---|
| r _{ss} | [s/m] | résistance de surface pour les sols nus |
| Wm | [mm] | réserve utile en eau du sol |
| X max | [mm] | niveau de remplissage maximal du réservoir d'eau du sol dispo- nible |
| х | [mm] | niveau de remplissage actuel du réservoir d'eau du sol disponible |

Tableau 3.12 Résistances de surface et résistances stomatiques pour différentes catégories d'occupation des sols

| | Valeurs journalières de la résistance stomatique [s/m] en situation de bonne alimentation en eau | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---|----------|----------|---------|---------|---------|---------|------|-------|------|------|------|
| Occupation des sols | Janv. | Fév. | Mars | Avril | Mai | Juin | Juil. | Août | Sept. | Oct. | Nov. | Déc. |
| Surfaces imperméabilisées | (résist | ance | de surf | ace 50 | 0 tout | e l'ann | ée) | | | | | |
| Champs labourés* | 40 tou | ite l'an | née | | | | | | | | | |
| Vignes | 70 tou | ite l'an | née | | | | | | | | | |
| Arboriculture intensive | 70 tou | ite l'an | née | | | | | | | | | |
| Jachère (enherbée) | 70 tou | ite l'an | née | | | | | | | | | |
| Non imperméabilisé, nu | 100, modifié selon la formule (3.123) | | | | | | | | | | | |
| Prairies intensives | 80 | 80 | 60 | 50 | 40 | 60 | 60 | 70 | 70 | 70 | 80 | 80 |
| Surfaces humides | 40 tou | ite l'an | née | | | | | | | | | |
| Prairies extensives | 80 | 80 | 60 | 50 | 40 | 60 | 60 | 70 | 70 | 70 | 80 | 80 |
| Peuplement forestier disparate | 70 toute l'année | | | | | | | | | | | |
| Forêt résineuse | 70, m | odifié s | selon le | es forn | nules (| 3.124) | et (3.1 | 125) | | | | |
| Forêt de feuillus | 80 tou | ite l'an | née | | | | | | | | | |
| Forêt mixte | 75 toute l'année | | | | | | | | | | | |
| Eau | 0 toute l'année | | | | | | | | | | | |
| *valeur moyenne pour différente | es cultu | ires | | | | | | | | | | |

Pour calculer la résistance de surface en présence de végétation, on part dans un premier temps d'une résistance de surface non influencée par l'humidité du sol (Tableau 3.12). Pour les arbres résineux, cette résistance de surface non influencée est encore corrigée par l'impact de la température de l'air (formule(3.124) et celui du déficit de pression de vapeur (formule

(3.125):

$$r_{\text{sco,résineux}} = 10^4 \frac{\text{s}}{\text{m}} \qquad T_{\text{scr}} < 5 \,^{\circ}C$$

$$r_{\text{sco,résineux}} = \frac{25 \cdot 70}{(T_{\text{scr}} + 5)} \frac{\text{s}}{\text{m}} \qquad -5^{\circ}C < T_{\text{scr}} < 20^{\circ}C \qquad (3.124)$$

$$r_{\text{sco,résineux}} = 70 \frac{\text{s}}{\text{m}} \qquad T_{\text{scr}} > 20^{\circ}C$$

où :

| r _{sco} | [s/m] | résistance de surface de la plate en situation de bonne alimenta- |
|------------------|-------|---|
| | | tion en eau |
| T _{scr} | [°C] | température de l'air mesurée (à 2 m de hauteur) |

Déterminée selon la formule (3.124, la résistance de surface des arbres résineux est ensuite modifiée pour prendre en compte le déficit de pression de vapeur de l'air :

$$r_{\text{sco,résineux}} = \frac{r_{\text{sco,résineux}}(\delta e = 0)}{(1 - 0.05 \,\delta e)} \qquad \delta e < 20 \,\text{hPa}$$

$$r_{\text{sco,résineux}} = 10^4 \,\frac{\text{s}}{\text{m}} \qquad \delta e > 20 \,\text{hPa}$$

$$(3.125)$$

où :

 r_{sco} [s/m] résistance de surface de la plate en situation de bonne alimentation en eau
 δe [hPa] déficit de pression de vapeur de l'air

Pour simuler l'influence de l'humidité du sol sur la résistance de surface de la végétation, le modèle MORECS part de l'hypothèse que cette résistance de surface augmente sensiblement dès que le niveau de remplissage du réservoir de l'eau du sol tombe endessous de 60 % de la capacité totale du réservoir du sol. Ceci revient à supposer que la totalité de l'eau du sol est répartie entre deux réservoirs aux capacités suivantes :

$$Y_{max} = P_y \cdot W_m \tag{3.126}$$

$$X_{max} = (1 - P_y) \cdot W_m$$

où :

| Y _{max} P _y | [mm] [-] | niveau de remplissage maximal du réservoir d'eau du sol liée valeur seuil du pourcentage que l'eau du sol liée pour les plantes occupe dans la réserve utile en eau du sol (0.60 dans MORECS, cette valeur pouvant être fixée dans LARSIM en fonction du bas- sin considéré) |
|------------------------------------|--------------|--|
| Wm X _{max} | [mm] [mm] | quantité maximale d'eau contenue dans le réservoir total du sol niveau de remplissage maximal du réservoir d'eau du sol dispo- nible |

L'eau contenue dans le premier réservoir est librement disponible pour les plantes, alors que celle du deuxième réservoir est d'autant plus liée que le réservoir se vide. La vidange du deuxième réservoir ne s'opère qu'une fois que le premier réservoir est vide. Le remplissage actuel de chacun des deux réservoirs peut être calculé par :

$$x = \max(W_0 - Y_{\max}; 0)$$
(3.127)

et

$$y = min(W_0; Y_{max})$$

où :

| Х | [mm] | niveau de remplissage actuel du réservoir d'eau du sol disponible |
|-------|------|---|
| W_0 | [mm] | niveau de remplissage actuel du réservoir total d'eau du sol |
| у | [mm] | niveau de remplissage actuel du réservoir d'eau du sol liée |

La relation suivante traduit ensuite l'influence de l'humidité du sol sur la résistance de surface :

$$r_{scb} = r_{sco} \left(3.5 \left(1 - \frac{y}{y_{max}} \right) + \exp\left(0.2 \frac{y_{max}}{y1} \right) \right)$$
(3.128)

où :

rscb[s/m]résistance de surface de la plante avec prise en compte de l'hu-
midité du sol actuellersco[s/m]résistance de surface de la plante en situation de bonne alimenta-

tion en eau

Pour les sols occupés par la végétation, la résistance de surface totale pendant les heures de jour correspond à la somme des résistances des sols nus et celles de la végétation (GRANT 1975). La formule suivante s'applique pour la résistance de surface pendant la journée :

$$\frac{1}{r_{sT}} = \frac{(1-A)}{r_{scb}} + \frac{A}{r_{ss}}$$
(3.129)

avec :

$$A = 0,7^{LAI}$$
 (3.130)

où :

| r _{sT} | [s/m] | résistance de surface totale pendant la journée (entre le lever et le coucher du soleil) |
|-----------------|-------|---|
| A | [-] | Part du sol nu |
| LAI | [-] | leaf area index, indice pour la surface foliaire et qui depend des plantes prédominantes et de la saison |

Pendant la nuit, quand les stomates sont fermés, la corrélation est la suivante :

$$\frac{1}{r_{\rm sN}} = \frac{\rm LAI}{2\,500} + \frac{1}{r_{\rm ss}} \tag{3.131}$$

où :

r_{sN} [s/m] résistance de surface totale pendant les heures de nuit

Pour les sols recouverts de végétation, il en résulte la résistance de surface utilisée pour calculer l'évaporation :

$$\frac{1}{r_{s}} = \frac{N}{24} \frac{1}{r_{sT}} + \left(1 - \frac{N}{24}\right) \frac{1}{r_{sN}}$$
(3.132)

où :

r_s [s/m] résistance de surface totale, valeur sur 24 heures

3.6.6 CALCUL SIMPLIFIÉ DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION SELON OUDIN

Dans la mesure où les seules données de forçage météorologiques disponibles sont les précipitations et la température de l'air, l'évaporation peut être calculée dans LARSIM par l'approche simplifiée selon OUDIN et al. (2005). Quand cette approche est retenue, seul le calcul au pas de temps journalier est possible.

Selon cette approche simplifiée, on détermine dans un premier temps l'évapotranspiration potentielle à l'aide des équations suivantes :

$$E_{\rm P} = \frac{R_{\rm A}}{\lambda \cdot \rho_{\rm W}} \cdot \frac{T_{\rm scr} + 5}{100} \quad \text{pour } T_{\rm scr} > 5^{\circ}C \tag{3.133}$$

$$E_{\rm P} = 0 \qquad \qquad {\rm pour} \ T_{\rm scr} \le 5^{\circ} {\rm C} \tag{3.134}$$

où :

| Ea | [mm/d] | évapotranspiration potentielle |
|------------------|----------------------|--|
| R _A | [MJ/m²/d] | total journalier du rayonnement extraterrestre |
| λ | [MJ/kg] | énergie d'évaporation latente |
| ρ _w | [kg/m ³] | densité de l'eau |
| T _{scr} | [°C] | moyenne journalière de la température de l'air |

On peut ensuite supposer que l'évapotranspiration potentielle correspond à l'évaporation réelle (aucun manque d'eau) ou alors calculer comme suit l'évapotranspiration réelle en tenant compte de manière simplifiée de l'humidité du sol actuelle :

$$E_{A} = \frac{E_{P} \cdot W_{0}}{\eta \cdot W_{m}} \qquad \text{pour } W_{0} < \eta \cdot W_{m}$$

$$E_{A} = E_{P} \qquad \text{pour } W_{0} \ge \eta \cdot W_{m}$$
(3.135)
(3.136)

avec :

| Ea | [mm/d] | évapotranspiration réelle |
|-------|--------|--|
| η | [-] | valeur seuil pour la réduction de l'évaporation ($\eta = 0,6$) |
| Wm | [mm] | niveau de remplissage maximal du réservoir du sol |
| W_0 | [mm] | niveau de remplissage actuel du réservoir du sol |

En ce qui concerne les surfaces en eau, l'évapotranspiration réelle est considérée comme équivalente à l'évapotranspiration potentielle.

3.7 MODULES DE MODÉLIS ATION DÉDIÉS AUX SURFACES TERRESTRES PARTI-CULIÈRES

3.7.1 SURFACES EN EAU

Formation de l'écoulement :

Pour les surfaces en eau définies dans le jeu de données de système, LARSIM ne procède pas à une modélisation de la neige, ce qui signifie que l'on part toujours de surfaces non gelées qui provoquent la fonte immédiate de la neige. Par ailleurs, pour ces surfaces en eau, on ne calcule ni régime d'humidité du sol ni concentration de l'écoulement, les précipitations tombant sur l'eau contribuant ainsi directement à l'écoulement.

Évaporation :

L'évaporation s'opérant à la surface des plans d'eau est calculée dans LARSIM selon l'équation de Penman (1948). Ceci permet de combiner l'équation du bilan énergétique avec une méthode aérodynamique déduite du rapport de Bowen (DVWK 1996) :

$$E_{W} = \frac{\Delta \cdot \frac{R_{NE}}{L} + \gamma \cdot f(v) \cdot (e_{s(T_{Air})} - e)}{\Delta + \gamma}$$
(3.137)

où :

| Ew | [mm/d] | évaporation de l'eau |
|----------|-------------------------|---|
| Δ | [hPa/°C] | pente de la courbe de pression de vapeur d'eau saturante |
| R_{NE} | [W/m ²] | bilan de rayonnement à la surface de l'eau |
| L | [Wd/(m ² mm) |]évaporation_latente de l'eau pour une évaporation de 1 mm/j (= |
| | | 28,5 Wd/(m ² mm) pour une température de l'eau de 15 °C) |
| f (v) | [mm/d hPa] | fonction du vent selon la loi de Dalton, d'après DVWK (1996) : |
| | | 0,13 + 0,094*vitesse du vent [m/s] à 2 m de hauteur |
| es | [hPa] | pression de vapeur d'eau saturante par température de l'air (à |
| | | 2 m au-dessus du sol) |
| е | [hPa] | pression de vapeur d'eau (à 2 m au-dessus du sol) |
| γ | [hPa/°C] | constante psychromètre (= 0,66 pour les températures expri- |
| | | mées en °C) |

Tout comme par exemple pour les données de télédétection, il n'est pas fait de distinction, dans la catégorie « occupation des sols » du fichier de système LARSIM, entre les plans d'eau et les cours d'eau. Par conséquent, on part de l'hypothèse simplifiée que l'évaporation réduit les écoulements dans le lit fluvial de l'entité spatiale, toutes surfaces en eau confondues.

Etant donné que la plupart des jeux de données « occupation des sols » usuellement disponibles ne couvrent pas les petits cours d'eau, LARSIM propose en outre l'option permettant de prendre en compte les surfaces en eau du réseau hydrographique défini dans le jeu de données de système. Cette option de calcul permet d'identifier les surfaces en eau des tronçons de cours d'eau recensés dans le jeu de données de système et dont la largeur du lit est supérieure à 5 mètres.

LARSIM attribue ensuite à chaque entité spatiale, comme pourcentage des surfaces en eau libres, la valeur la plus élevée entre celle figurant dans le jeu de données « occupation des sols » et celle déterminée pour le tronçon considéré.

Cette méthode permet d'éviter que les cours d'eau larges soient recensés deux fois et que les surfaces des plans d'eau ne soient pas prises en compte.

Pour que les surfaces en eau soient traitées avec la méthode de calcul décrite ci-avant, il convient d'indiquer, dans le fichier de système LARSIM, le mot-clé « Wasser » pour la catégorie d'occupation des sols correspondante. Si l'on sélectionnait un autre mot-clé (p. ex. « water »), la modélisation de la neige serait également réalisée pour les parties de la surface qui sont recouvertes d'eau.

Impact de la température de l'eau sur l'évaporation :

La méthode de PENMAN (1948) considère les processus aérodynamiques se produisant pendant le transport turbulent de masse ainsi que les flux d'énergie entrant dans le bilan radiatif à ondes courtes et longues. La prise en compte du bilan radiatif permet de considérer, de manière simplifiée et implicite, la température réelle de l'eau. Cependant, pour ce qui est des cours d'eau de taille plus importante, souvent influencés par le stockage thermique et les rejets thermiques, les températures de l'eau ainsi estimées peuvent considérablement s'écarter des températures réelles et l'équation de Penman devient ainsi trop imprécise (DVWK 1996 : 30).

Dans ce cas de figure, il convient de calculer explicitement l'impact de la température de l'eau sur l'évaporation. Si la température de l'eau est connue grâce à des mesures ou à un modèle thermique, on peut renoncer dans LARSIM au calcul du bilan radiatif à ondes longues et courtes dans le cadre de la modélisation de l'évaporation, car ces flux d'énergie sont déjà compris dans la température de l'eau. La méthode de calcul est ainsi simplifiée et se limite à un terme aérodynamique. Il en résulte l'évaporation à partir des surfaces en eau qui est décrite ci-après sous le chapitre dédié au calcul des températures de l'eau (cf. chapitre 3.12.2).

3.7.2 SURFACES BÂTIES

En raison de leur taux d'imperméabilisation, les surfaces bâties sont traitées à part dans LARSIM. La méthode exacte et interne au modèle varie selon que l'on travaille avec l'option ERW. BODENPARAMETER ou que l'on ventile de manière classique le volume total du réservoir du sol en pourcentages fixes W_Z et W_B (cf. chapitre 3.5).

L'approche classique consiste à classer les surfaces bâties dans différentes catégories d'occupation des sols et à calculer ensuite le mouvement vertical de l'eau pour chacune de ces catégories. Le programme procède en interne à cette classification, suivant les mots-clés du fichier de système LARSIM :

| Milieu urbain = | 35 % de surfaces imperméabilisées, 45 % de prairies |
|-------------------------|---|
| | intensives, 20 % de forêt mixte |
| Milieu urbain dense = | 50 % de surfaces imperméabilisées, 35 % de prairies |
| | intensives, 15 % de forêt mixte |
| Tissu urbain discontinu | = 30 % de surfaces imperméabilisées, 50 % de prairies |
| | intensives, 20 % de forêt mixte imperméabilisé = 100 % de |
| | surfaces imperméabilisées |

Les pourcentages occupés par les prairies intensives et la forêt mixte sont additionnés à ces deux catégories d'occupation des sols, en utilisant les mêmes paramètres du sol. En ce qui concerne les surfaces imperméabilisées, seules l'interception et l'évaporation de l'eau interceptée sont calculées dans le cadre de la modélisation de l'évaporation. La transpiration n'est par contre pas calculée. Les précipitations restantes qui impactent les écoulements sont dirigées vers l'écoulement direct (ou l'écoulement direct rapide). Ni une modélisation d'un régime d'humidité du sol ni éventuellement une ascension capillaire des eaux souterraines vers les eaux du sol n'ont lieu.

En cas d'utilisation de paramètres du sol étendus (ERW. BODENPARAMETER), la distinction entre les surfaces bâties suivantes est faite :

| Surfaces bâties = | 75 % de surfaces imperméabilisées |
|-----------------------|------------------------------------|
| Surfaces non bâties = | 25 % de surfaces imperméabilisées |
| Industrie = | 80 % de surfaces imperméabilisées |
| Transport = | 75 % de surfaces imperméabilisées |
| Imperméabilisé = | 100 % de surfaces imperméabilisées |

Les surfaces imperméabilisées sont modélisées par analogie à l'approche classique décrite ci-dessus.

Les parties de la surface restantes et non imperméabilisées ne sont cependant pas attribuées à une autre catégorie d'occupation des sols, vu qu'une même catégorie d'occupation des sols peut être subdivisée en plusieurs compartiments pédologiques et d'occupation des sols à différents volumes de réservoir. Mais en utilisant les paramètres du sol étendus, il est nécessaire d'imposer des paramètres du sol (RU, LK) spécifiques à chacune des catégorie d'occupation des sols suivantes : « surfaces bâties », « surfaces non-bâties », « industrie » et « transport ». Pour les parties de la surface non imperméabilisées, le régime de la neige et celui d'humidité du sol sont alors modélisés en ayant recours à ces paramètres.

3.8 CONCENTRATION DE L'ÉCOULEMENT DANS LE BASSIN VERSANT

3.8.1 MODÈLE DE RÉSERVOIRS PARALLÈLES DÉDIÉ À LA CONCENTRATION DE L'ÉCOULEMENT

Les chapitres précédents ont traité du transport vertical de l'eau au sein des couches de neige, de végétation et de sol. Il a été décrit comment LARSIM calcule les quantités d'eau dégagée à partir du réservoir du sol, distinction faite entre l'écoulement direct (rapide et lent), l'écoulement de subsurface et l'écoulement souterrain (formation de l'écoulement).

La prochaine étape consiste à appréhender le transport latéral des composantes de l'écoulement au sein d'une entité spatiale (sous-bassin hydrographique ou élément raster). Ce transport latéral dans la surface est appelé concentration de l'écoulement (cf. Figure 1.1).

Différentes options de LARSIM permettent de reproduire les transports latéraux. Les applications usuelles simulent la concentration de l'écoulement suivant le modèle de réservoirs parallèles qui est décrit par la suite. Il part du principe que chacune des différentes composantes de l'écoulement issues du réservoir du sol alimente un réservoir de l'écoulement direct (éventuellement scindé en écoulement rapide et lent), de l'écoulement de subsurface et de l'écoulement de base. Ces réservoirs peuvent respectivement être interprétés comme couches du sol supérieure et profonde et comme réservoir d'eau souterraine.

Chaque réservoir est traité comme réservoir linéaire simple. La quantité d'eau dégagée par les différents réservoirs linéaires simples est proportionnelle aux volumes des réservoirs :

$$Q_{EL} = \frac{1}{RK_{EL}} \cdot V_{EL}$$
(3.138)

où :

| Q _{EL} EL | [m3/s] [-] | débit sortant du réservoir linéaire simple indice = D pour l'écoulement direct, I pour l'écoulement de subsur- face, G pour l'eau souterraine et éventuellement D2 pour l'écou- lement direct rapide |
|-------------------------------------|---------------|---|
| RK _{el} V _{el} | [s] [m³] | constante de rétention du réservoir linéaire simple volume (contenu) du réservoir linéaire simple |

L'effet de rétention du réservoir d'eau souterraine est le plus élevé, celui de l'écoulement direct (ou le ruissellement de surface) le plus faible. Afin de faire le lien entre l'effet de rétention du bassin et les caractéristiques topographiques (forme du bassin, pente), les constantes de rétention des différents réservoirs linéaires simples sont couplées dans LARSIM à un indice des temps d'écoulement constatés dans les entités spatiales (cf. ci-dessous).

La quantité d'eau dégagée par une entité spatiale et alimentant les tronçons de cours d'eau considérés par LARSIM correspond à la somme des écoulements provenant des trois réservoirs :

$$Q_{TGB} = Q_D + Q_I + Q_G$$
 (3.139)

Ou alors, en présence de quatre composantes de l'écoulement et de quatre réservoirs :

$$Q_{TGB} = Q_{D2} + Q_D + Q_I + Q_G$$
(3.140)

où :

| Q _{TGB} | [m ³ /s] | écoulement généré dans l'entité spatiale |
|------------------|---------------------|--|
| Q _{EL} | [m3/s] | débit sortant du réservoir de l'écoulement direct (lent) |
| Q _{EL} | [m3/s] | débit sortant du réservoir de l'écoulement de subsurface |
| Q _{EL} | [m3/s] | débit sortant du réservoir de l'écoulement souterrain |
| Q_{EL} | [m3/s] | Ecoulement à partir du réservoir de l'écoulement direct rapide |

3.8.2 PRISE EN COMPTE DE L'INDICE DU TEMPS D'ÉCOULEMENT DANS LA CON-CENTRATION DE L'ÉCOULEMENT

Le modèle de réservoirs parallèles décrit ci-dessus et servant à calculer la concentration de l'écoulement dans les entités spatiales requiert que soient déterminées les constantes de rétention pour les réservoirs de l'écoulement direct (lent et rapide), de l'écoulement de subsurface et de l'écoulement d'eau souterraine. Etant influencées par de multiples facteurs, ces constantes de rétention ne peuvent pas directement être calculées à partir des données de bassin.

Conformément à la méthode utilisée par FGMOD (LUDWIG 1982), LARSIM part du principe que les valeurs des constantes de rétention sont liées au temps d'écoulement dans l'entité spatiale. L'effet de rétention des entités spatiales à faible indice du temps d'écoulement (territoires abrupts, forme trapue du territoire) est donc plus faible que celui des entités spatiales à fort indice du temps d'écoulement (territoires plats, paysage linéaire).

Une relation développée par *U.S. Soil Conservation Service* (KIRPICH 1940) sert d'indice du temps d'écoulement dans une entité spatiale. Elle repose sur des données de bassin faciles à déterminer :

$$T_{ind} = u_{FR} \cdot \left(0,868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H}\right)^{0,385}$$
 (3.141)

où :

| T _{ind} | [s] | indice du temps d'écoulement dans l'entité spatiale |
|------------------|-------|--|
| UF | [s/h] | facteur de conversion heure-seconde (= 3600 s/h) |
| L | [km] | longueur moyenne des principaux cours d'eau de l'entité spatiale |
| ΔH | [m] | dénivelé moyen des principaux cours d'eau de l'entité spatiale |

Les constantes de rétention des réservoirs d'écoulement résultent de la multiplication de l'indice du temps d'écoulement avec un paramètre de calage sans dimension :

| | $RK_{D2} = E$ | $Q_{D2} \cdot T_{IND}$ |
|------------------|---------------|--|
| | $RK_D = EC$ | $Q_{\rm D} \cdot T_{\rm IND}$ |
| | $RK_I = EQ$ | $_{\rm I} \cdot {\rm T}_{\rm IND}$ (3.142) |
| | $RK_G = EG$ | $Q_{\rm G} \cdot T_{\rm IND}$ |
| où : | | |
| RK _{D2} | [s] | constante de rétention du réservoir linéaire simple de l'écoulement direct rapide |
| EQ_{D2} | [-] | paramètre de calage de la constante de rétention de l'écoulement direct rapide |
| RK_D | [S] | constante de rétention du réservoir linéaire simple de l'écoulement direct (lent) |
| EQ_D | [-] | paramètre de calage de la constante de rétention de l'écoulement direct (lent) |
| RKı | [s] | constante de rétention du réservoir linéaire simple de l'écoulement |
| EQ | [-] | paramètre de calage de la constante de rétention de l'écoulement |
| RK_G | [S] | constante de rétention du réservoir linéaire simple de l'écoulement |
| EQ_{G} | [-] | paramètre de calage de la constante de rétention de l'écoulement souterrain |

On obtient ainsi que les valeurs des paramètres de calage des différentes entités spatiales varient beaucoup moins que celles des paramètres (constantes de rétention) mêmes. Dans l'application de LARSIM, ceci permet en règle générale de conserver les mêmes paramètres de calage pour l'ensemble des entités spatiales situées dans une région à caractéristiques hydrologiques uniformes. D'un autre point de vue, les différentes caractéristiques régionales se reflètent cependant dans la concentration de l'écoulement, même si les valeurs utilisées pour les paramètres de calage sont identiques.

HOLLE & LUDWIG (1985) ont identifié la dépendance suivante entre le paramètre de calage de la constante de rétention « écoulement direct » et la surface de l'entité spatiale :

$$EQ_{\rm D} = 36 \cdot FR_{\rm T}^{0,385} \tag{3.143}$$

où :

| EQ_D | [-] | paramètre de calage de la constante de rétention « écoulement di- |
|--------|--------------------|---|
| | 0 | rect » |
| F⊤ | [km ²] | surface de l'entité spatiale |

Cependant, la composante de l'écoulement direct étudiée par Holle et Ludwig se réfère à des modélisations PQ de crue qui reposent sur des intervalles de discrétisation horaires.

Or, les modèles de bilan hydrologique à résolution journalière ne reproduisent pas en détail ces composantes réactives de l'écoulement, mais ils en calculent une moyenne temporelle. Il convient donc de vérifier au cas par cas si la valeur EQ_D calculée via la formule(3.143) peut également être utilisée pour la modélisation de bilan hydrologique ou pour d'autres pas de temps.

A signaler finalement les travaux de SCHWARZE et al. (1997) qui établissent une correspondance entre la constante de rétention du réservoir d'eau souterraine et la structure géologique. Se limitant pour l'instant aux bassins des massifs moyens à roches dures du Paléozoïque et du Mésozoïque, cette approche n'a cependant pas encore été intégrée dans LARSIM. A l'heure actuelle, elle ne peut pas être transposée sur d'autres bassins hydrographiques, voire à l'ensemble du territoire.

3.8.3 PRISE EN COMPTE, DANS LA CONCENTRATION DE L'ÉCOULEMENT, D'UN RÉ-SERVOIR D'EAU SOUTERRAINE LIMITÉ

Pour calculer la concentration de l'écoulement, on part en règle générale de l'hypothèse que les volumes des réservoirs utilisés sont illimités. Dans des cas particuliers, le volume du réservoir d'eau souterraine peut cependant être limité, par exemple parce que le niveau de la nappe atteint la surface du terrain. Le régime hydrologique du bassin change par conséquent abruptement dès que le réservoir d'eau souterraine est rempli au maximum, et tout apport d'eau supplémentaire s'écoule rapidement sous forme de SOF (STAHL et al. 2012).

De tels phénomènes se produisent par exemple lorsque les vallées alpines fermées par un déversoir noyé sont remplies d'éboulis bien perméables. Les masses de graviers absorbent la quasi-totalité des ressources en eau jusqu'à l'atteinte d'une valeur seuil et les restituent avec un retard très important sous forme d'écoulement souterrain. Mais dès que les masses de graviers atteignent leur degré de remplissage maximal, elles ne peuvent plus stocker les apports supplémentaires en eau. Si tel est le cas, la quantité d'eau disponible s'écoule directement dans les eaux de surface, sans stockage intermédiaire, ce qui, dans la plupart des cas, fait abruptement augmenter les débits (BAY. LFU 2011; STAHL et al. 2012).

Pour simuler ce type de phénomène, LARSIM a été conçu de telle manière qu'il soit possible de limiter dans certaines entités spatiales le réservoir de l'écoulement souterrain. Dès que le contenu d'un réservoir d'écoulement souterrain d'une entité spatiale atteint son maximum, l'eau excédentaire est considérée comme écoulement direct. Cette eau excédentaire s'écoule donc dans les eaux de surface avec un effet de rétention beaucoup plus faible que celui du réservoir de l'écoulement souterrain (BAY. LFU 2011).

A noter qu'un réservoir d'eau souterraine limité ne peut être utilisé qu'en combinaison avec l'approche basée sur une valeur seuil pour quatre composantes de l'écoulement telle qu'elle est décrite dans le chapitre 3.5.3. Conformément à la prescription faite pour le paramètre de calage A2, l'écoulement direct est ventilé en une composante rapide et une composante lente. En cas d'augmentation très abrupte du contenu du réservoir de l'écoulement souterrain, il est en outre possible d'attribuer une partie de l'eau s'écoulant vers le réservoir directement au réservoir de l'écoulement direct rapide (BAY. LFU (2011). LFU 2011). L'activation du module du réservoir d'eau souterraine limité permet d'améliorer sensiblement la simulation des régions alpines soumises à l'effet des masses de graviers décrites ci-dessus (STAHL et al. 2012). 2012).

3.9 PROPAGATION DE L'ONDE DANS LE LIT

3.9.1 PROPAGATION DE L'ONDE SELON WILLIAMS AVEC DES PROFILS TRAPÉ-ZOÏDAUX

Après avoir considéré en tant que processus surfacique le transport latéral de l'eau à partir de la surface jusqu'au lit mineur du cours d'eau, le modèle de bilan hydrologique doit décrire le transport de l'eau dans le lit fluvial même. Ce faisant, LARSIM prend en compte la translation due au temps de parcours de l'eau dans le lit mineur aussi bien que la rétention due aux débordements. Pour certains tronçons de rivière sélectionnés, il permet aussi de tenir compte des interactions entre le lit fluvial et la masse d'eau souterraine (voir plus bas).

Pour calculer la translation et la rétention dans le lit fluvial, LARSIM propose différentes méthodes hydrologiques dont seule la plus couramment utilisée dans les applications LARSIM sera décrite par la suite, à savoir celle de WILLIAMS (1969). Selon cette méthode, le calcul de la translation et de la rétention dans le lit fluvial est effectué en fonction de la géométrie du lit et des rugosités dans le lit, afin d'éviter de devoir introduire des paramètres de calage supplémentaires dans le modèle. Afin de limiter la complexité des calculs, la méthode hydrologique utilisée par LARSIM part de certaines hypothèses simplificatrices. Ainsi, l'on part de conditions géométriques uniformes sur le tronçon de cours d'eau considéré. Ces conditions sont décrites à l'aide d'un profil trapézoïdal double ou triple.

Pour le calcul de la relation hauteur-débit, on part par ailleurs de l'hypothèse d'un débit stationnaire uniforme. Le comportement hydrologique du tronçon peut être décrit à l'aide d'un réservoir linéaire simple dont la constante de stockage (variable) dépend du niveau d'eau actuel et du débit et de la vitesse d'écoulement dans le profil. La constante de stockage du tronçon peut être interprétée comme temps de parcours d'une onde de crue. WILLIAMS (1969) donne une équation de travail permettant de calculer la constante de stockage en fonction du débit et de la hauteur d'eau :

$$RK_{i} = \frac{L \cdot A_{n,i}}{3\ 600} \cdot \frac{3}{QZ_{i-1} + QZ_{i} + QA_{i-1}}$$
(3.144)

sachant que n résulte de

$$Q_{n} \leq \frac{QZ_{i-1} + QZ_{i} + QA_{i-1}}{3} \leq Q_{n+1}$$
(3.145)

où :

| RK | [h] | constante de stockage du tronçon de cours d'eau |
|----|---------------------|---|
| i | [-] | indice du pas de temps de calcul |
| L | [m] | longueur du tronçon de cours d'eau |
| А | [m²] | section mouillée du profil |
| n | [-] | indice de la hauteur d'eau dans le profil |
| QA | [m³/s] | débit sortant du tronçon |
| QZ | [m ³ /s] | débit entrant dans le tronçon |

La section mouillée du profil de rivière est décrite comme suit en partant de l'hypothèse que le débit du tronçon est stationnaire et uniforme selon la relation de Manning-Strickler et selon la géométrie d'un profil trapézoïdal double ou triple :

$$Q = A \cdot EK \cdot K_{S} \cdot \left(\frac{A}{U}\right)^{2/3} \cdot I^{1/2}$$
(3.146)

où :

| Q | [m ³ /s] | débit stationnaire uniforme selon Manning-Strickler |
|----|-----------------------|---|
| А | [m ²] | section mouillée du profil |
| EK | [-] | paramètre de calage potentiel dans LARSIM permettant de modi- |
| | | fier les coefficients de vitesse |
| Ks | [m ^{1/3} /s] | coefficient de vitesse selon Manning-Strickler |
| U | [m] | périmètre mouillé du profil |
| I | [-] | pente du tronçon |

A noter que LARSIM permet de fixer des coefficients de Strickler différents pour le lit mineur et le lit majeur. Ceci permet de mieux simuler l'effet de rétention suite aux débordements.

Conformément au programme FGMOD, la relation suivante sert d'équation de travail pour calculer la déformation de l'écoulement à l'aide d'un réservoir linéaire simple :

$$QA_{i} = QZ_{i} \cdot \left(1 - \frac{RK_{i}}{TA} \cdot \left(1 - e^{-\frac{TA}{RK_{i}}}\right)\right)$$
$$+ QZ_{i-1} \cdot \left(\frac{RK_{i}}{TA} \cdot \left(1 - e^{-\frac{TA}{RK_{i}}}\right) - e^{-\frac{TA}{RK_{i}}}\right)$$
$$+ QA_{i-1} \cdot e^{-\frac{TA}{RK_{i}}}$$
(3.147)

où :

| QA | [m ³ /s] | débit sortant du tronçon |
|----|---------------------|---|
| i | [-] | indice du pas de temps de calcul |
| QZ | [m ³ /s] | débit entrant dans le tronçon |
| RK | [h] | constante de stockage du tronçon de cours d'eau |
| TA | [h] | pas de temps de calcul |

méthode dV/dQ:

Dans l'approche hydrologique décrite ci-dessus, la constante de stockage du tronçon de cours d'eau résulte du rapport entre volume et débit (formule 3.144). Une alternative consiste à déterminer la constante de stockage dans LARSIM à travers le gradient dV/dQ du débit actuel :

$$RK_{i} = \frac{dV}{dQ}$$
(3.148)

L'utilisation du gradient au lieu du simple rapport entre volume et débit aboutit souvent à une meilleure simulation de la propagation de l'onde.

3.9.2 INTÉGRATION DIRECTE DE PROFILS MESURÉS

Il convient de préciser ici qu'il est également possible d'intégrer les paramètres de débit directement à partir des profils mesurés via le fichier Profile.dat (cela ne vaut pas pour les profils trapézoïdaux, option PROFILE EXTERN).

3.9.3 INTERACTIONS ENTRE LE LIT FLUVIAL ET LES EAUX SOUTERRAINES

L'approche décrite ci-dessus tient compte de la déformation de l'onde courante induite par la propagation de l'onde dans le lit mineur et dans le lit majeur. Pour ce qui est notamment des masses de graviers très perméables, l'interaction de l'onde courante avec la masse d'eau souterraine adjacente peut en outre sensiblement contribuer à la rétention des eaux.

Sur le cours aval de l'Isar par exemple, en phase de crue ascendante, l'eau du lit mineur s'infiltre ainsi dans les eaux souterraines par surverse des digues ou par débordement dans le lit majeur. En phase de crue descendante, elle rejoint le lit mineur. Ce processus se traduit par une montée et une chute rapides des niveaux piézométriques derrière les digues. Dans le lit mineur, cette interaction avec les eaux souterraines se traduit par une diminution du débit de pointe et par une retardation de la propagation de l'onde (STAHL et al., 2012).

Dans LARSIM, de telles interactions peuvent être simulées de manière simplifiée pour des tronçons à définir, en suivant l'approche de la nappe d'accompagnement (BAY. LFU 2011). Le principe de la nappe d'accompagnement est présenté dans le schéma en Figure **3-15**. Ce schéma illustre que le modèle fait circonscrire le réservoir que constitue le lit fluvial par un deuxième réservoir, celui de la nappe d'accompagnement. Par souci de simplification, on admet que le niveau inférieur de ce réservoir correspond au niveau du fond du lit.



Figure 3-15 : Schéma de fonctionnement de la nappe d'accompagnement.

Quand le niveau d'eau du réservoir constitué par le lit fluvial dépasse celui du réservoir de la nappe d'accompagnement, de l'eau s'exfiltre du lit mineur vers la nappe d'accompagnement. Ce processus est décrit à l'aide de l'équation suivante :

$$Q_{exf} = (WST_{gts} - WST_{gwb}) \cdot L_{gts} \cdot Leak_{exf}$$
(3.149)

où :

| Q _{exf} [m ³ / | s] exfiltration à partir du lit mineur vers la nappe d'accompagnement |
|------------------------------------|---|
| WST _{ats} [m] | niveau d'eau dans le lit mineur |
| WST _{gwb} [m] | niveau d'eau dans la nappe d'accompagnement |
| L [m] | longueur du tronçon considéré |
| Leak _{exf} [m/s | facteur de drainance pour l'exfiltration |

Quand le niveau d'eau du réservoir de la nappe d'accompagnement dépasse celui du réservoir constitué par le lit fluvial, de l'eau s'infiltre en sens inverse, c'est-à-dire de la nappe phréatique vers le cours d'eau :

$$Q_{inf} = (WST_{gwb} - WST_{gts}) \cdot L_{gts} \cdot Leak_{inf}$$
(3.150)

où :

Q_{inf}[m³/s]infiltration à partir de la nappe d'accompagnement vers le lit mineurLeak_{exf}[m/s]facteur de drainance pour l'infiltration

Le niveau d'eau du lit mineur est déterminé par le programme sur la base des données de profil et du débit actuel. Le niveau d'eau de la nappe d'accompagnement est calculé comme suit :

$$WST_{gwb} = \frac{V_{gwb}}{L_{gts} \cdot B_{gwb}}$$
(3.151)

où :

V_{gwb} [m³] B_{gwb} [m/s] volume actuel du réservoir de la nappe d'accompagnement largeur effective du réservoir de la nappe d'accompagnement (avec prise en compte implicite du volume poreux)

L'application de la méthode a montré qu'il était utile de prévoir des facteurs de drainance distincts pour l'infiltration et pour l'exfiltration. Le facteur de drainance pour l'exfiltration peut en outre varier en fonction d'une relation débit-drainance dépendant de l'écoulement dans le lit mineur. Au même titre, il est possible de faire varier la largeur effective du réservoir de la nappe d'accompagnement en fonction du niveau d'eau présent dans ce dernier (BAY. LFU 2011).

Sur le cours aval de l'Isar, l'application du module de la nappe d'accompagnement a permis d'améliorer considérablement le calcul de la propagation de l'onde de crue (STAHL et al., 2012).

3.9.4 RELATIONS EXTERNES VOLUME/DÉBIT

L'approche décrite dans le paragraphe 3.9.1 et appliquée pour calculer la propagation de l'onde impose, pour chaque tronçon, des profils caractéristiques du lit mineur et calcule pour le débit actuel la relation volume-débit ou le gradient dV/dQ sur la base des données du lit mineur. La relation V/Q ou dV/dQ ainsi déterminée sert ensuite à calculer la constante de stockage actuelle.

A titre alternatif, LARSIM permet également de recourir aux tableaux V-Q externes pour les tronçons de cours d'eau à définir au préalable. De tels tableaux V-Q externes ne peuvent être utilisés qu'en combinaison avec la méthode dV/dQ selon WILLIAMS. Dans ce cas, on estime d'abord le débit actuel du tronçon considéré :

$$Q_{i} = \frac{QZ_{i-1} + QZ_{i} + QA_{i-1}}{3}$$
(3.152)

A l'aide du tableau externe V-Q, on détermine ensuite le gradient dV/dQ associé à ce débit pour calculer ensuite la constante de stockage actuelle à l'aide de la formule (3.166.

Les tableaux externes V-Q peuvent par exemple être dérivés à partir des résultats de calculs hydrauliques. Ceci est particulièrement avantageux pour le calcul de la propagation de l'onde lorsque l'une des hypothèses simplificatrices décrites sous le paragraphe 3.9.1 et permettant d'appliquer l'équation de Strickler, notamment celle d'un écoulement uniforme, n'est pas vraie (cf. LUBW 2010).

3.9.5 PROPAGATION DE L'ONDE AVEC LA MÉTHODE TRANSLATION/RÉTENTION

Pour le calcul de la propagation de l'onde dans LARSIM, une alternative à la méthode de WILLIAMS est celle dite de « translation-rétention ». Cette dernière se caractérise par une analyse séparée de la translation et de la rétention, ce qui paraît particulièrement approprié pour la simulation de la propagation de l'onde dans les régions alpines.

Tout comme la méthode de WILLIAMS, celle dite de « translation-rétention » calcule ces deux phénomènes dans le lit fluvial en fonction d'une géométrie simplifiée de ce lit (profil trapézoïdal double ou triple) ainsi qu'en fonction de la rugosité du lit, en supposant en même temps une hydraulicité uniforme et stationnaire.

Le calcul de la propagation de l'onde selon la méthode de translation-rétention se fait en trois étapes :

- Calcul de la durée de translation
- Translation de l'hydrogramme des débits entrants
- Rétention de l'hydrogramme des débits entrants avec décalage de la durée de translation

Il peut s'avérer nécessaire au cours du calcul de découper le tronçon de rivière en plusieurs parties. Les trois étapes de calcul sont effectuées pour chacun de ces tronçons partiels.

Calcul de la durée de translation :

Pour les débits entrant dans un tronçon de rivière, on détermine le temps de translation pour chaque pas de temps de calcul. Cette durée de translation dépend de la profondeur d'eau. Dans une première étape, il est calculé pour des hauteurs d'eau discrètes avec un intervalle de discrétisation de 0,10 m :

$$VER_{n} = \frac{DIST}{v_{n} \cdot 3.6 \cdot TA}$$
(3.153)

où :

| VER | [-] | durée de translation pour le tronçon de cours d'eau |
|------|-------|---|
| n | [-] | indice de l'intervalle de discrétisation de la profondeur d'eau |
| DIST | [km] | longueur d'un tronçon |
| v | [m/s] | vitesse moyenne en fonction de la profondeur d'eau |
| ТА | [h] | pas de temps de calcul |

La longueur d'un tronçon de cours d'eau étant calculée comme suit :

$$DIST = \frac{DKM}{ID}$$
(3.154)

où :

| DKM | [km] | Longueur restante du tronçon partiel |
|-----|------|--------------------------------------|
| ID | [-] | facteur de découpage |

En première approximation, on part du principe que la longueur restante du tronçon partiel est égale à la longueur totale du tronçon et on fixe donc le facteur de découpage ID = 1.

Pour les hauteurs d'eau discrètes, la vitesse d'écoulement nécessaire pour déterminer le temps de translation est calculée selon Manning-Strickler :

$$v_n = EK \cdot K_s \cdot I^{1/2} \cdot \left(\frac{A_n}{U_n}\right)^{2/3}$$
 (3.155)

pour le débit supérieur au débit de plein bord

$$v_n = \frac{Q_n}{A_n}$$
(3.156)

pour le débit inférieur au débit de plein bord

où :

| ΕK | [-] | paramètre de calage permettant de modifier les coefficients de vi- |
|----|-----------------------|--|
| | | tesse |
| Ks | [m ^{1/3} /s] | coefficient de vitesse selon Manning-Strickler |
| I | [-] | pente du tronçon partiel |
| А | [m ²] | section mouillée en fonction de la profondeur d'eau |
| | | - 101 - |
Pour le calcul du temps de translation, une alternative à la formule (3.153) et à la méthode de Manning Strickler reposant sur la vitesse d'écoulement consiste à se baser sur la vitesse de propagation de petites ondes :

$$VER_{n} = \frac{DIST}{3.6 \cdot TA \cdot \sqrt{9.81 \cdot n \cdot 0.1}}$$
(3.157)

Calculés à partir des hauteurs d'eau discrètes avec un intervalle de discrétisation de 0,10 m, les durées de translation d'un tronçon de cours d'eau font l'objet d'une interpolation linéaire pour aboutir aux temps de translation des débits entrants actuels :

$$VERQ_{i} = \left(VER_{n} + (VER_{n+1} - VER_{n}) \cdot \frac{QZ_{i} - QY_{n}}{QY_{n+1} - QY_{n}}\right) \cdot Trafak \qquad (3.158)$$
pour
$$QY_{n} \le QZ_{i} < QY_{n+1}$$

où :

VERQ[-]durée de translation des débits entrant dans le tronçon de rivièrei[-]indice du pas de temps de calculQZ[m³/s]débits entrant dans le tronçon de rivièreTrafak[-]facteur de translation (paramètre de calage)

Si la durée de translation calculée pour les débits entrants actuels est inférieure à celle déterminée pour le pas de temps précédent, c'est-à-dire si la translation décalerait les débits entrants du pas de temps i-1 après le pas de temps i, le tronçon de rivière est découpé :

Nouvelle_{ID} = Ancienne_{ID} + 1 (3.159)
pour
$$VERQ_i + 1 \le VERQ_{i-1}$$

Pour le premier tronçon de rivière ainsi identifié, le calcul est effectué à partir de la formule (3.153) ou de la formule (3.157) et ce, jusqu'à ce que tous les pas de temps de calcul répondent à la condition suivante :

$$VERQ_i + 1 > VERQ_{i-1}$$

Translation de l'hydrogramme des débits entrants :

L'hydrogramme des débits entrant dans le tronçon de rivière est décalé en fonction des temps de translation calculés avec la formule (3.158) :

$$QZV_i = QZ_1$$
 (3.160)
pour $i = 1, ..., VERQ_1 + 1$

$$QZV_{i} = QZ_{r-1} + (QZ_{r} - QZ_{r-1}) \cdot \frac{i - (VERQ_{r-1} + r - 1)}{(VERQ_{r} + r) - (VERQ_{r-1} + r - 1)}$$
(3.161)

pour

 $\label{eq:eq:constraint} \begin{array}{ll} i = VERQ_1 + 2, \ldots, nt \\ pour & VERQ_{r-1} + r - 1 < i \leq VERQ_{r+r} \\ pour & r = 2, \ldots, i \end{array}$

où :

QZV[m³/s]débits entrants décalés par la translationnt[-]Nombre der pas de temps de calcul

Rétention de l'hydrogramme des débits entrants décalé

Pour calculer la rétention, il est utilisé un réservoir linéaire simple à constante de rétention. Le paramètre de rétention, c'est-à-dire la constante de stockage pour le pas de temps de calcul actuel, est déterminé à l'aide de la durée de translation calculée selon la formule (3.153) ou (3.157) pour les hauteurs d'eau discrètes :

$$RK_{i} = VER_{n} \cdot TA$$

$$QY_{n+1} \le QA_{i-1} < QY_{n}$$
(3.162)

où :

für

RK[h]constante de stockage pour le tronçon de rivièreQA[m³/s]débit sortant du tronçon

En tenant compte de la constante de stockage, le débit sortant du tronçon de rivière est calculé comme suit :

$$QA_{i} = QZV_{i} \cdot \left(1 - \frac{RK_{i}}{T2} \cdot \left(1 - e^{-\frac{T2}{RK_{i}}}\right)\right)$$
$$+H1 \cdot \left(\frac{RK_{i}}{T2} \cdot \left(1 - e^{-\frac{T2}{RK_{i}}}\right) - e^{-\frac{T2}{RK_{i}}}\right)$$
$$+H3 \cdot e^{-\frac{T2}{RK_{i}}}$$
(3.163)

où

 $H1 = QZV_{i-1}$ $H3 = QA_{i-1}$ T2 = TA

où :

T2 [h] pas de temps partiel pour le calcul de la rétention

En cas de modification du paramètre de rétention dans le pas de temps actuel ($QA_i > QY_n$ ou $QA_i < QY_{n-1}$), le pas de temps est subdivisé de telle manière que le pas de temps partiel prenne fin dès que le débit $QA = QY_n$ ou $QA = QY_{n-1}$. Pour la première segmentation :

$$TTA = 0$$

Par ailleurs, la formule suivante est vraie :

Ainsi, la longueur du pas de temps partiel est la suivante par rapport au début du pas de temps de calcul :

$$TT = \sqrt{\left(\frac{TA \cdot (2 \cdot QVZ_{i-1} - H3 - QY_m)}{2 \cdot (QZV_i - QZV_{i-1})} + TTA\right)^2} + \frac{2 \cdot TA \cdot RK \cdot (QY_m - H3)}{QZ_i - QZ_{i-1}}}{QZ_i - QZ_{i-1}} - \frac{TA \cdot (2 \cdot QZV_{i-1} - H3 - QY_m)}{2 \cdot (QZV_i - QZV_{i-1})} - TTA}$$
(3.164)

Sous l'hypothèse des valeurs suivantes, une nouvelle valeur de débit sortant du tronçon de rivière est calculée à l'aide de la formule (3.163) :

$$TTA_{neu} = TT + TTA_{alt}$$

$$H1 = (QZV_i - QVZ_{i-1}) \cdot \frac{TTA_{neu}}{TA} + QVZ_{i-1}$$

$$H3 = QY_m$$

$$T2 = TA - TTA$$

$$n = k$$

$$RK_i = RK_k$$

Le pas de temps est découpé jusqu'à ce que la condition suivante soit remplie : $QY_n \leq QA_i + QY_{n-1}$

Quand le tronçon de rivière a été découpé (ID > 1) et que le calcul de la translationrétention n'a pas été effectué pour tous les tronçons partiels, la longueur restante du tronçon est calculée :

Nouvelle_{DKM} = Ancienne_{DKM}
$$-\frac{DKM_{alt}}{ID}$$
 (3.165)

En commençant par la formule (3.153) ou(3.157), le calcul est effectué pour la section suivante en imposant ID = 1. Ce calcul est refait jusqu'à ce que DKM = 0. Le débit entrant dans un tronçon de rivière est celui qui provient du tronçon amont et qui est calculé à l'aide de la formule (3.163).

3.9.6 COUPLAGE DE LARSIM AVEC DES MODÈLES HYDRAULIQUES

De par l'intégration des relations dV/DQ externes, LARSIM permet de reprendre des informations issues des résultats de calculs d'un modèle hydraulique.

Alternativement, LARSIM peut être utilisé afin de mettre à disposition du modèle hydraulique les débits entrant dans les tronçons de cours d'eau. Pour certains tronçons (sur le cours amont par exemple), LARSIM applique alors les méthodes hydrologiques pour calculer la translation et la rétention, alors que pour d'autres tronçons (sur le cours aval par exemple), les résultats calculés par LARSIM sont injectés dans le modèle hydraulique pour calculer la propagation de l'onde (flood routing). Le couplage de LARSIM avec un modèle hydraulique est intéressant sur les secteurs de cours d'eau aux faciès d'écoulement non-stationnaires qui résultent par exemple de zones inondables étendues.

Un couplage de modèles LARSIM opérationnels avec des modèles hydrauliques est d'ores et déjà effectué, tant pour les modèles de bilan hydrologique que pour les modèles pluie-débit (par exemple en Bavière).

Il s'agit d'un couplage unidirectionnel, et les résultats de calcul de LARSIM sont injectés au modèle hydraulique sous la forme d'hydrogrammes des débits entrants. Un couplage en retour du modèle hydraulique vers LARSIM n'a pas lieu. De tels modèles rétroactifs ne sont pas encore appliqués en opérationnel parce que l'effort de programmation est immense pour élaborer et faire tourner un modèle couplant les éléments hydrologiques et hydrauliques.

3.10 LACS, BARRAGES DE VALLÉE ET BASSINS DE RÉTENTION

3.10.1 RÉTENTION DANS DES LACS NON RÉGULÉS

La méthode de calcul appliquée par LARSIM pour la rétention dans les lacs repose sur l'équation de continuité sous la forme suivante :

$$V_{s(t+1)} = \frac{\Delta t}{2} \cdot \left(QZ_{s(t)} + QZ_{s(t+1)} - QA_{s(t)} - QA_{s(t+1)} \right) + V_{s(t)}$$
(3.166)

où :

| Vs | [m ³] | Volume contenu dans le lac (ou dans le lac de barrage) |
|-----------------|---------------------|--|
| QZ _S | [m ³ /s] | Débit entrant dans le lac |
| QAs | [m ³ /s] | Débit sortant du lac |
| Δt | [s] | Durée d'intervalle du pas de temps de calcul |

S'il existe une courbe de relation volume-débit pour le lac ou le lac de barrage, cette relation permet de calculer de manière itérative les courbes du volume et du débit sortant à partir de l'hydrogramme du débit entrant.

3.10.2 BASSINS DE RÉTENTION

Un bassin de rétention à débit régulé constant est calculé sur la base des paramètres suivants qui sont à indiquer dans le jeu de données de système de LARSIM.

- la cote de retenue normale
- débit régulé constant (jusqu'à l'atteinte du volume de retenue normale)
- courbe de relation volume-débit de l'évacuateur de crue

Pourvu que le fichier de commande contienne les dispositions correspondantes et tant qu'il reste encore suffisamment de réservoir de rétention usuel, le débit sortant du bassin de rétention est réduit à un débit régulé constant. Ce n'est qu'après dépassement de la cote de retenue normale qu'une partie supplémentaire des eaux est évacuée via le déversoir du bassin. La rétention dans l'espace de rétention des crues extraordinaire est calculée de manière itérative en ayant recours à la procédure retenue pour la rétention dans les lacs.

Dans le cadre de la prévision opérationnelle des débits, il est en outre possible d'emmagasiner des données de mesure du contenu du réservoir et du débit sortant du réservoir. Les données emmagasinées se substituent alors aux résultats calculés sur la base des paramètres définis dans le jeu de données de système. Au cas où seul un des deux paramètres mesurés serait pris en compte, le second paramètre sera calculé sur cette base et à l'aide de l'équation de continuité, en tenant compte du débit entrant calculé et du volume contenu dans le réservoir pendant le pas de temps précédent.

3.10.3 BARRAGES DE VALLÉE

Pour simuler la gestion d'un barrage de vallée dans LARSIM, il convient d'indiquer les caractéristiques suivantes du barrage dans le jeu de données de système : Données de système :

- Ligne d'eau du barrage de vallée : Niveau d'eau [m+NN], Contenu du barrageréservoir [1000 m³]
- Courbe d'évacuation des eaux de crue : Niveau d'eau [m+NN], débit évacué via le déversoir [m³/s]

Prescriptions d'exploitation :

- Contenu en dessous du déversoir
- Vitesse d'abaissement maximale admissible par jour [cm/jour]
- Variation saisonnière de la courbe nominale de gestion (contenu nominal du réservoir par jour calendrier)
- Débit sortant maximal admissible (débit par jour calendrier)
- Débit sortant minimal (débit par jour calendrier)

En première priorité, le débit sortant minimal provient du barrage et peut également avoir pour conséquence que l'on se situe en-deçà de la courbe nominale de gestion. En deuxième priorité, on tend ensuite à asservir la courbe saisonnière nominale de gestion tant que cela ne conduit pas à dépasser le débit sortant maximal admissible.

Dans la mesure où cet asservissement de la courbe nominale de gestion prédéfinie en fonction des saisons conduirait à un dépassement du débit sortant maximal admissible, la part du débit entrant qui correspond à ce dépassement est mise en retenue dans le barrage. La courbe nominale de gestion est ainsi dépassée.

En cas de dépassement du seuil du déversoir de crue, une partie supplémentaire des eaux est évacuée via le déversoir. Les eaux retenues dans l'espace extraordinaire de rétention des crues du barrage sont prises en compte en ayant recours à la procédure retenue pour la rétention dans les lacs.

Si, suite à une crue, le contenu du réservoir se situe encore au-dessus de la courbe nominale de gestion, le niveau d'eau est abaissé à vitesse maximale admissible jusqu'à regagner la courbe nominale de gestion.

Cette gestion de base du barrage peut en outre être légèrement modifiée à l'aide d'une fourchette imposée de la courbe nominale de gestion.

En ce qui concerne le volume du réservoir et/ou le débit sortant, il est par ailleurs possible, en mode opérationnel, de prendre en compte des données mesurées et prévues (planifiées). Cela garantit que les barrages de vallée et leur impact sur les débits soient correctement pris en compte dans les simulations et prévisions et ce, même si la gestion actuelle s'écarte de la prescription d'exploitation indiquée.

3.10.4 LACS RÉGULÉS

Outre les lacs non régulés pour lesquels seule la rétention est effective, il est également possible de prendre en compte les règles de gestion des lacs régulés. L'exemple du schéma Figure 3-16 montre qu'il est possible de préétablir des régulations détaillées dans le temps.



Figure 3-16 Exemple de régulation saisonnière d'un lac

Pour prendre en compte la régulation d'un lac, il convient d'indiquer les caractéristiques suivantes dans le jeu de données de système :

Données de système :

• Courbe du volume d'eau contenu dans le lac Niveau d'eau [m+NN], Contenu du lac [1000 m³]

Règles de régulation :

- Débit nominal [m³/s] sortant du lac pour un niveau d'eau donné (relation hauteurdébit), sur toute l'année ou pour différentes périodes
- Vitesse d'abaissement maximale admissible [m/jour]

Dans la mesure où l'asservissement du débit sortant nominal conduirait à un dépassement de l'abaissement maximal admissible, le lâcher d'eau est freiné.

Tant pour les lacs régulés que pour les lacs non régulés, différentes méthodes permettent de corriger le niveau d'eau calculé sur la base de courbes de niveau mesurées.

3.10.5 GESTION DES RÉSERVOIRS ET POLDERS

Gestion des réservoirs et polders avec le module SPEMO

Pour simuler et optimiser la gestion des réservoirs et polders, LARSIM est doté du module SPEMO.

Les réservoirs sont définis ici comme des espaces de rétention permanents directement situés dans le cours d'eau et dont le volume de rétention peut être augmenté par un abaissement préalable. Les polders sont par contre définis comme des espaces de rétention vides en temps normal, placés à côté du cours d'eau (annexes hydrauliques) et qui ne sont remplis que pour retenir les crues.

Le module est principalement conçu pour la gestion d'un réservoir ou d'un système de réservoirs ou alors pour l'inondation d'un polder ou d'un système de polders en situation de crue. Une optimisation de la gestion peut être effectuée pendant toute la période de crue pour répondre à un impératif de dimensionnement fixé ou uniquement pendant la période sur laquelle s'étend la prévision opérationnelle.

Pour un même modèle de bilan hydrologique, plusieurs systèmes de réservoirs fermés peuvent être définis et gérés indépendamment. Au sein d'un même système de réservoirs, il est en principe possible de tenir simultanément compte d'un nombre quelconque de réservoirs et/ou de polders couplés en série ou en parallèle.

A chaque réservoir ou polder, on peut attribuer un nombre illimité de sections de gestion. Ces sections de gestion sont placées à l'aval d'un réservoir ou d'un polder et servent à contrôler la gestion. Elles sont donc le lieu d'évaluation des effets des mesures de gestion sur le cours d'eau pendant une phase d'optimisation.

Afin de minimiser le temps de calcul notamment en vue de la prévision opérationnelle des crues, le programme détermine tout d'abord tous les éléments du modèle nécessaires au calcul du système de réservoirs, en commençant par le premier réservoir ou polder jusqu'à la dernière section de gestion. Sont calculés ensuite, pour l'ensemble de ces éléments pertinents, tous les apports d'eau amont et latéraux au système de réservoirs ainsi que la concentration de l'écoulement dans la surface. Au cours d'une optimisation de la gestion des réservoirs et/ou polders, le seul paramètre recalculé est donc l'écoulement dans le lit fluvial des éléments du modèle pertinents pour le système de réservoirs. Après avoir terminé le calcul d'un système de réservoirs, on peut interrompre le déroulement habituel du programme LARSIM afin de visualiser et éventuellement adapter les résultats provisoires pour la modélisation des réservoirs.

Dans le cadre de la prévision opérationnelle des débits, l'intervalle de calcul des réservoirs est scindé en un intervalle de simulation et un intervalle de gestion, ce dernier correspondant en règle générale au délai de prévision. En ce qui concerne l'intervalle de simulation, deux scénarios sont possibles: soit on impose une gestion sous forme de courbe de débit sortant du réservoir ou sous forme de courbe de débit entrant au polder, soit on suppose que le réservoir ou polder n'est pas utilisé, ce qui revient à dire que le débit sortant du réservoir correspond au débit entrant ou que le polder n'est pas mis en eau.

En ce qui concerne l'intervalle de gestion, le débit sortant du réservoir ou le débit entrant dans le polder peut être soit calculé selon une règle de fonctionnement prédéfinie, soit saisi sous forme de courbe (planification) ou alors optimisé. Les deux méthodes suivantes sont disponibles pour optimiser la gestion :

- Méthode garantissant le respect de valeurs nominales au droit des sections de gestion
- Méthode permettant de minimiser les dégâts totaux dans la zone modélisée

La méthode garantissant le respect de fonctions nominales au droit des sections de gestion est réservée à la gestion des réservoirs et ne peut pas être appliquée aux polders. Elle consiste à constituer une fonction-objectif à partir de trois fonctions partielles. A l'aide d'une fonction nominale, la première fonction partielle évalue le débit au droit des sections de gestion en fonction du contenu du réservoir qui leur est attribué. La deuxième fonction partielle prend en compte le dépassement d'un contenu maximal ou minimal admissible. S'il s'agit d'optimiser plusieurs réservoirs au sein d'un même système, une troisième fonction partielle permet de générer une répartition égale de la charge des différents réservoirs.

La variation des débits sortant du réservoir se produit pour tous les intervalles de la gestion (multiple de l'intervalle de calcul) sur la base de l'algorithme de Gauß-Newton modifié selon MARQUARDT. Pour tous les pas de temps de calcul de l'intervalle de gestion, la fonction-objectif est calculée individuellement pour tous les réservoirs à optimiser. Dans le cadre de l'optimisation, les paramètres sont modifiés de sorte à minimiser la variance.

La méthode de minimisation des dégâts totaux permet d'optimiser tant la gestion d'un réservoir que la mise en eau d'un polder. Effectuée selon cette méthode, l'optimisation consiste à accumuler, pour chaque pas de temps de calcul de l'intervalle de gestion, tous les dégâts qui se produisent sur tous les réservoirs, polders et sections de gestion. Dans ce contexte, les dégâts sont déterminés à l'aide de fonctions de dommages préétablies et dépendant du volume ou du débit. Là encore, les débits sortant du réservoir varient pour tous les intervalles de la gestion (multiple de l'intervalle de calcul) sur la base de l'algorithme de Gauß-Newton modifié selon MARQUARDT, ce qui minimise le dégât total.

Gestion d'un bassin de rétention, ciblée sur une station limnimétrique aval

Pour simuler une telle gestion avec LARSIM, il faut que les débits du bassin tributaire se situant entre le bassin de rétention et la station visée soient disponibles sous forme sauvegardée. Ces débits doivent d'abord être calculés dans un premier tour de simulation. Un deuxième tour permettra ensuite de simuler la gestion souhaitée, le bassin de rétention étant géré de sorte que la somme du débit sortant du bassin de rétention et des courbes cumulées de variation des débits entre le bassin et la station ciblée ne dépasse pas le débit régulé au droit de la station.

Est simulée ainsi une gestion à débit régulé constant sur une station située à l'aval du bassin de rétention. A noter que dans la pratique, une telle gestion va de pair avec des pertes de régulation qui sont dues aux propagations des ondes, aux incertitudes de mesure ainsi qu'aux atténuations au niveau des systèmes électroniques de régulation. La gestion calculée par LARSIM est donc une gestion idéalisée.

3.11 RAMIFICATIONS, REJETS ET PRÉLÈVEMENTS

3.11.1 RAMIFICATION

Il est possible d'intégrer des ramifications dans un modèle de bilan hydrologique afin d'illustrer les transferts d'eau destinés à la compensation régionale, les transferts d'eau vers les usines hydroélectriques ou encore les ramifications fluviales.

Pour simuler une ramification simplifiée, on indique un débit seuil à l'entrée de la dérivation. En cas de dépassement de ce seuil, un pourcentage prédéfini de la part dépassant le débit seuil est dérivé et réinjecté plus à l'aval.

A titre alternatif, il est également possible de définir une relation entre le débit du lit fluvial et celui du canal de dérivation, relation qui s'appuie sur un nombre quelconque de points. Entre les points d'appui de cette relation, le débit à dériver est déterminé par interpolation linéaire.

Lorsque l'on dispose d'une courbe de variation de débits mesurés ou planifiés, on a en outre la possibilité de saisir cette courbe et de la reprendre en tant que dérivation.

Le début et la fin de la période de validité peuvent être imposés pour la prise en compte temporaire d'une ramification.

3.11.2 REJETEURS ET PRÉLÈVEMENTS

Un modèle de bilan hydrologique comme LARSIM simule le circuit d'eau fermé d'un bassin versant. Dans la pratique, les apports d'eaux parasites peuvent constituer une part non négligeable du bilan hydrologique tel que cela est par exemple le cas dans le bassin du Neckar suite à l'alimentation en eau à distance. C'est pourquoi LARSIM permet de prendre en compte de tels rejets d'eau pour chaque nœud du modèle. En règle générale, ces rejets sont imposés sous forme de valeurs constantes ou de valeurs annuelles. En optant pour certains formats de saisie des données, il est également possible d'entrer des données de rejet disponibles sous forme de courbes.

Les valeurs de rejet peuvent être négatives, ce qui permet de simuler des prélèvements d'eau. A titre alternatif, ces sorties d'eau d'un bassin hydrographique peuvent être prises en compte en prévoyant une ramification s'étendant du point de prélèvement jusqu'à la fin du modèle.

3.12 TEMPÉRATURES DE L'EAU

3.12.1 LES BASES DU MODULE « TEMPÉRATURE DE L'EAU »

Le modèle de bilan hydrologique LARSIM a été complété par des modules de calcul permettant de simuler et de prévoir la température de l'eau. Ces modules complémentaires sont appelés « modèle thermique » (MT) et le modèle complet est appelé « modèle de bilan hydrologique et thermique » (MBHT). Le MBHT fonctionne soit en offline, soit en opérationnel et ce, à différents pas de temps de calcul (HAAG et al. 2005, Haag & Luce 2008).

Figure 3-17 montre le schéma du modèle LARSIM étendu au régime thermique des eaux. D'une manière générale, le régime hydrologique constitue la base pour la simulation de la température de l'eau. Sont simulés dans ce contexte et à l'aide de modules inchangés du MBH la formation des couches neigeuses et leur fonte, l'interception et l'évapotranspiration ainsi que le régime d'humidité du sol sans que la température de l'eau soit calculée en même temps.



Figure 3-17 Schéma du modèle LARSIM en tant que modèle de bilan hydrologique et thermique (MBHT)

La température de l'eau est par contre calculée lors de la simulation des trois ou quatre réservoirs d'écoulement (concentration de l'écoulement) et de la propagation de l'onde dans les tronçons de cours d'eau. Peuvent être pris en compte, outre les facteurs d'impact climatiques, les sources de chaleur ponctuelles (sous la forme de puissance thermique perdue ou de rejets thermiques à température connue) ainsi que les prélèvements d'eau. On obtient comme résultat d'une simulation MBHT les débits et les températures de l'eau des cours d'eau situés dans le bassin simulé (HAAG et al. 2005, HAAG & LUCE 2008).

3.12.2 CALCUL PHYSIQUE DU BILAN THERMIQUE

Par défaut, le calcul de la température de l'eau se base sur les approches physicomathématiques des principaux processus d'échange thermique. Les températures de l'eau des composantes de l'écoulement provenant des réservoirs de l'écoulement direct (éventuellement scindé en écoulement rapide et lent), de l'écoulement de subsurface et de l'écoulement de base s'expriment dans un premier temps comme des fonctions linéaires de la température de l'air actuelle (HAAG & LUCE 2008) :

$$Tw_{GS} = MIN \begin{cases} MAX \begin{cases} Y0TW_{GS} + B1TW_{GS} \cdot (T_L - Y0TW_{GS}) \\ 0 \\ TW_{max} \end{cases} \end{cases}$$
(3.167)

où :

| Tw _{GS} [°C] Y0Tw _{GS} [°C] | température de l'eau du réservoir d'écoulement ordonnée à l'origine de l'équation de régression (paramètre de ca- lage) |
|---|--|
| B1Tw _{GS} [-] T _L [°C] Tw _{max} [°C] | pente de l'équation de régression (paramètre de calage) température de l'air actuelle température de l'eau maximale admissible pour le réservoir d'écoulement |

Dans ces relations, la pente et l'ordonnée à l'origine permettent de prendre en compte le fait que la température de l'écoulement issu des eaux souterraines correspond grosso modo à la moyenne pluriannuelle de la température de l'air alors que l'écoulement direct - en raison de sa courte durée de séjour dans le bassin - dépend beaucoup plus de la température de l'air actuelle. L'écoulement de subsurface se situe entre les deux (cf. HAAG 2009). Les fonctions tiennent également compte du fait que la température de l'eau ne peut pas tomber en-dessous de 0°C et qu'elle est plafonnée par une valeur maximale (cf. MOHSENI & STEFAN 1999). Fortement simplificatrice, cette approche de calcul est néanmoins admissible, vu que la température de l'eau des rivières est rapidement masquée par les processus d'échange thermique avec l'atmosphère et avec le lit mineur (cf. HAAG 2009).

Le transport dans les tronçons de rivière est calculée à l'aide de l'équation unidimensionnelle de dispersion-convection (HAAG & LUCE 2008) :

$$\frac{\partial T_{W}}{\partial t} + u \cdot \frac{\partial T_{W}}{\partial x} = E_{x} \cdot \frac{\partial^{2} T_{W}}{\partial x^{2}} \pm S$$
(3.168)

| où : | | |
|------|--------|--|
| Τw | [°C] | température de l'eau dans le cours d'eau |
| u | [m/s] | vitesse d'écoulement |
| Ex | [m²/s] | coefficient de dispersion longitudinale |
| S | [°C/s] | terme sources/puits |

La vitesse d'écoulement résulte du débit calculé à l'aide du MBH et de la section mouillée. Le coefficient de dispersion longitudinal est estimé à l'aide d'une équation empirique proposée par Fischer (FISCHER et al. 1979). Le terme sources/puits comprend la somme des processus d'échange thermique pertinents avec l'atmosphère et avec le lit mineur, tout en tenant également compte de sources locales telles que les rejets thermiques des centrales thermiques.

En ce qui concerne la modification de la température induite par l'échange thermique avec le milieu environnant, le terme sources/puits tient compte des processus représentés dans la Figure 3-18. Le taux de modification de la température de l'eau induite par les processus d'échange thermique sur le tronçon de rivière repose donc sur l'équation suivante (HAAG & LUCE 2008) :

$$\frac{dT_W}{dt} = \frac{R_K + R_L + H_{FR} + H_L + R_{Sed}}{c_p \cdot \rho_W \cdot h}$$
(3.169)

où :

| 4 . | | |
|----------------|---------------------|---|
| Rκ | [W/m ²] | bilan de rayonnement à ondes courtes |
| R∟ | [W/m ²] | bilan de rayonnement à ondes longues |
| H _R | [W/m ²] | flux de chaleur sensible |
| H∟ | [W/m ²] | flux de chaleur latente (évaporation, condensation) |
| R_{Sed} | [W/m ²] | échange thermique avec le lit mineur |
| h | [m] | profondeur moyenne du tronçon de cours d'eau |
| | | |

La profondeur du cours d'eau s'exprime comme une fonction du débit calculé, alors que la capacité thermique (c_p) et la densité (ρ_W) de l'eau sont décrites par les constantes expliquées plus haut.



Figure 3-18 Processus d'échange pris en compte dans le calcul physique du bilan thermique dans LARSIM

Dans le cadre du calcul de l'évapotranspiration terrestre, le bilan de rayonnement à ondes courtes (R_K) est déterminé par analogie au calcul du bilan de rayonnement et ce, en tenant compte de l'albédo saisonnier de l'eau tel qu'il figure dans le jeu de données de système. En complément, un facteur d'ombrage (F_{schatt}) sert de paramètre de calage éventuel. Ce facteur englobe l'ombrage du cours d'eau par la végétation rivulaire et par l'horizon (HAAG & LUCE 2008) :

$$R_{K} = FR_{SCHATT} \cdot (1 - \alpha) \cdot R_{C}$$
(3.170)

où :

F_{SCHATT}[-]

 facteur d'ombrage du cours d'eau (0 – 1 en fonction de l'ombrage par l'horizon et la végétation rivulaire ; paramètre de calage éventuel)

Contrairement à la simulation de l'évapotranspiration terrestre, l'on dispose - pour le calcul du bilan thermique des cours d'eau - du paramètre « température superficielle » (température de l'eau), et le rayonnement thermique du cours d'eau peut ainsi être calculé selon la loi de Stefan-Boltzmann. Le rayonnement inverse atmosphérique à ondes longues est calculé en combinant les approches de BRUTSAERT (1975) et de MEIER (2002) et en tenant compte de la température de l'air, de l'humidité de l'air ainsi que du degré de nébulosité. Le bilan de rayonnement à ondes longues se calcule donc comme suit (HAAG & LUCE 2008) :

$$R_{L} = FR_{Ratm} \cdot \sigma \cdot K^{4} \cdot \left(\frac{e}{K}\right)^{1/7} \cdot \left(1 + c \cdot \left(1 - \frac{n}{N}\right)^{2}\right) - \varepsilon \cdot \sigma$$

$$\cdot (Tw + 273, 15)^{4}$$
(3.171)

où :

| F _{Ratm} | [-] | facteur empirique (par défaut : 1,28 ; paramètre de calage éventuel) |
|-------------------|-------|---|
| K | [K] | température de l'air (à 2 m au-dessus du sol) |
| е | [hPa] | pression de vapeur d'eau actuelle (à 2 m au-dessus du sol) |
| С | [-] | facteur dépendant du type de nuages (en moyenne = 0,22; MEIER 2002 : 91) |
| Tw | [°C] | température de l'eau actuelle |
| Ν | [h] | durée astronomique possible d'insolation de la journée |
| n | [h] | durée d'insolation effective de la journée |

La température de l'eau étant connue ou représentant le paramètre à calculer, elle peut également être prise en compte dans le calcul de l'évaporation (contrairement au calcul de l'évapotranspiration terrestre). L'évaporation (ou la condensation) à la surface de l'eau et le flux de chaleur latente qui en résulte (H_L) peuvent par conséquent être calculés à l'aide de modèles aérodynamiques diverses (approches de Dalton) :

$$\mathbf{E} = \mathbf{K}_{\mathrm{L}} \cdot \left(\mathbf{e}_{\mathrm{s,Tw}} - \mathbf{e} \right) \tag{3.172}$$

où :

E [mm/d] taux d'évaporation

K_L [mm/d/hPa] coefficient d'échange turbulent pour la vapeur d'eau

e_{s,Tw} [hPa] pression de vapeur saturante à la surface de l'eau (avec Tw pour T)

Par défaut, le MBHT utilise la formule proposée par RINSHA et DOMSCHENKO (citée dans LAWA 1991) et qui a fait ses preuves en particulier sur les cours d'eau plus importants tels que le Neckar (ATV 1998, HAAG & WESTRICH 2002).

En plus, un facteur d'abrivent tient compte du fait que les mesures du vent au niveau des stations climatologiques ne sont souvent pas représentatives des vitesses du vent rencontrées proches des cours d'eau (cf. SINOKROT & STEFAN 1993). Par conséquent, le coefficient d'échange turbulent pour la vapeur d'eau s'exprime comme suit (HAAG & LUCE 2008) :

$$K_{\rm L} = 0.211 + 0.103 \cdot v \cdot FR_{\rm vent}$$
(3.173)

où :

v [m/s]vitesse du vent (à 10 m au-dessus du sol)Fwind[-] facteur d'abrivent (~1; paramètre de calage éventuel)

Le flux de chaleur latente (H_L) résultant de l'évaporation (ou de la condensation) à la surface de l'eau découle ainsi de l'équation suivante (HAAG & LUCE 2008) :

$$H_{\rm L} = \rho_{\rm w} \cdot \frac{E \cdot L}{86400 \cdot 10^3}$$
(3.174)

où :

L [J/kg] énergie d'évaporation de l'eau $(LAWA 1991 : (2500 - 2,39Tw) 10^3)$

Pour la simulation du flux de chaleur sensible (H_F), on part du principe que le terme d'échange turbulent pour la température est égal à celui pour la vapeur d'eau. Le débit massique turbulent de chaleur sensible est par conséquent calculé en tenant compte du rapport de Bowen (ARYA 1988) et par analogie à l'évaporation (HAAG & LUCE 2008) :

$$H_{FR} = \gamma \cdot \frac{P_{akt}}{1013} \cdot K_{L} \cdot L \cdot \frac{T_{W} - T_{L}}{86400 \cdot 10^{3}} \cdot \rho_{w}$$
(3.175)

où :

 $\begin{array}{ll} \gamma & [hPa/^{\circ}C] & constante psychrométrique à pression normale (0,655 hPa/^{\circ}C) \\ P_{akt} & [hPa] & pression atmosphérique \end{array}$

La température du lit mineur et l'échange thermique avec la masse d'eau qui en dépend sont simulés par un modèle de sédiment à simple couche (cf. DITORO 2001, HAAG et al. 2006). Le flux de chaleur à l'interface résulte du gradient de température dans le lit du cours d'eau, à proximité du fond. La température à l'interface lit-eau peut être considérée comme égale à la température de l'eau (de la masse d'eau superposée, mélangée de façon homogène). La formule suivante s'applique par conséquent (HAAG & LUCE 2008) :

$$R_{sed} = -K_{sed} \cdot (T_W - T_{sed})$$
(3.176)

où :

K_{sed} [J/m²/s/°C] coefficient de transfert thermique au fond du cours d'eau (paramètre de calage)

T_{sed} [°C] température effective du lit de la rivière (à proximité de l'interface)

 T_{sed} est appelé température effective du lit de la rivière, parce qu'elle ne correspond pas à une température réellement mesurable à une certaine profondeur du lit. Il s'agit plutôt de la température dont la différence avec T_w reflète bien le gradient de température à proximité du lit.

L'évolution temporelle de la température effective du lit de la rivière T_{sed} doit de ce fait également faire partie de la simulation. Comme cette température n'est assujettie à aucun transport, la formule suivante s'applique (HAAG & LUCE 2008) :

$$\frac{T_{sed}}{dt} = \frac{R_{sed}}{CZ_{sed}} \cdot (T_W - T_{sed})$$

 $CZ_{sed} = cp_{sed} \cdot \rho_{sed} \cdot \Delta z_{sed}$ (3.177) $K_{sed} = \lambda_{sed} \cdot \frac{\Delta z_{sed}}{2}$

où :

où :

 $\begin{array}{lll} CZ_{sed} & [J/m^2/^{\circ}C] & capacité thermique effective du lit de la rivière (paramètre de ca$ $lage) \\ cp_{sed} & [J/kg/^{\circ}C] & capacité thermique massique du lit de la rivière \\ \rho_{sed} & [kg/m^3] & compacité du lit de la rivière \\ \Delta z_{sed} & [m] & épaisseur effective du lit de la rivière \\ \lambda sed & [J/m/s/^{\circ}C] & conductivité thermique du lit de la rivière \end{array}$

D'une manière formelle, le coefficient de transfert thermique K_{sed} s'exprime comme produit de la conductivité thermique du lit de la rivière et de la moitié de l'épaisseur de la couche du lit qui participe effectivement au processus d'échange thermique. CZ_{sed}, le deuxième paramètre (effectif) de regroupement, revêt lui aussi une importance physique formelle : il peut être interprété comme le produit de la capacité thermique massique, de la compacité du lit et de l'épaisseur de la couche du lit qui participe effectivement au processus d'échange thermique.

Les deux paramètres (K_{sed} et CZ_{sed}) s'expliquent comme étant le résultat de paramètres physiques généralement inconnus. En outre, ils sont cependant impactés par le rayonnement potentiel agissant sur le fond de la rivière et - dans une moindre mesure - par la géométrie du lit fluvial. Bien que ces deux paramètres soient physiquement interprétables, ils doivent donc a priori être considérés comme paramètres de calage.

K_{sed} détermine l'intensité des échanges thermiques entre le lit de la rivière et la masse d'eau. Le paramètre CZ_{sed} indique notamment la capacité thermique du lit de la rivière. Le MBHT ne peut non seulement prendre en compte les processus d'échange thermique se produisant le long du linéaire du cours d'eau, mais aussi les sources thermiques locales telles que les rejets thermiques des centrales thermiques ou les effluents de stations d'épuration. Les calculs peuvent être effectués soit à partir de la puissance thermique [MG] d'un rejet, soit à partir de la température et du débit d'un rejet. A l'aval d'un point de rejet, on continue à calculer avec la température arithmétique mixte.

3.12.3 MODÈLES DE RÉGRESSION POUR LE CALCUL PONCTUEL DE LA TEMPÉRATURE DE L'EAU

En règle générale, la simulation à base physique telle que décrite ci-avant est en bonne corrélation avec les valeurs mesurées. Notamment pour les petits cours d'eau peu profonds, le calage physique peut néanmoins s'avérer laborieux en raison de l'ombrage et de l'effet d'abrivent variables dans le temps et dans l'espace. Dans la mesure où les cours d'eau ne sont pas soumis à l'influence de rejets thermiques ou de barrages de vallée (prélèvements d'eau en profondeur!), la température ponctuelle de l'eau peut également être calculée à l'aide de modèles de régression (cf. HAAG 2009). A noter que ces modèles de régression ne fournissent que des résultats ponctuels et ne permettent pas d'informations sur le bassin hydrographique à l'amont du point considéré.

En tenant compte de températures mesurées de l'eau et de l'air et éventuellement de débits mesurés, les relations de régression peuvent être automatisées et calées à l'aide d'algorithmes d'adaptation. Elles sont donc particulièrement appropriées pour formuler facilement des conditions thermiques aux limites pour le calcul physique d'un tronçon de cours d'eau (LFU 2005, LUBW 2006).

La forme générale des modèles de régression multiples et non-linéaires a été développée sur la base de connaissances fondamentales sur les interdépendances entre température de l'air et de l'eau (cf. MOHSENI & STEFAN 1999) et sur la base de réflexions théoriques plus poussées sur l'influence du débit, de la morphologie du lit et de la variation journalière de la température de l'eau. Les modèles de régression reposent donc sur des processus physiques (cf. LUBW 2006). Fort de ce constat, il a été possible de démontrer que la meilleure simulation de la température de l'eau est celle qui repose sur les seuls prédicteurs de la température de l'air et du débit.

LARSIM propose d'une part une approche de régression simplifiée qui ne tient pas compte du débit (HAAG & LUCE 2008) :

$$T_{W,i} = \frac{\alpha}{1 + \exp\left(\gamma \cdot \left(\beta - \frac{\sum_{j=i-m}^{i} T_{L,j}}{m}\right)\right)} + b_{1TL} \cdot \left(T_{L,i} - \log - \frac{\sum_{j=i-lag-m}^{i} T_{L,j}}{m}\right)$$
(3.178)

où :

- T_{W,i} [°C] température de l'eau à l'instant actuel i
- T_{L,i} [°C] température de l'air à l'instant actuel i
- m [h] nombre d'intervalles horaires pour moyenner la température de l'air
- lag [h] nombre d'intervalles horaires pour décaler la différence de la température de l'air
- α [-] température de l'eau maximale à attendre
- β [-] température de l'eau au point de pivot de la relation température de l'air / température de l'eau
- γ [-] paramètre pour le gradient de la relation température de l'air / température de l'eau

b_{1TL} [-] paramètre permettant de prendre en compte les variations journalières de la température de l'eau

A condition que l'on dispose, pour le point considéré, non seulement de valeurs de mesure de la température de l'eau, mais également de débits mesurés, on peut également avoir recours au modèle de régression étendu suivant (HAAG & LUCE 2008) :

$$\begin{split} T_{W,i} &= b_{IQ} \cdot \log_{10} \left(\frac{Q_i}{MQ} \right) + \frac{\alpha}{1 + \exp \left(\gamma \cdot \left(\beta - \frac{\sum_{j=i-m}^{i} T_{L,j}}{m} \right) \right)} \\ &+ \left(b_{2Q} \cdot \log_{10} \left(\frac{Q_i}{MQ} \right) + b_{1TL} \right) \cdot \left(T_{L,i} - \log - \frac{\sum_{j=i-lag-m}^{i} T_{L,j}}{m} \right) \end{split}$$
(3.179)

où :

Q_i [m³/s] débit à l'instant actuel i

MQ [m³/s] débit moyen pluriannuel

- b_{1Q} [-] paramètre permettant de prendre en compte l'impact du débit sur la température moyenne de l'eau
- b_{1Q} [-] paramètre permettant de prendre en compte l'impact du débit sur les variations rapides de la température de l'eau

4 L'ETABLISSEMENT DE MODÈLES DE BILAN HYDROLOGIQUE LARSIM

4.1 L'ÉTABLISSEMENT DE FICHIERS DE BASSIN

4.1.1 APERÇU DES DONNÉES DE BASSIN DE LARSIM

Les modélisations du régime hydrologique décrites dans le chapitre précédent reposent sur des données de base relatives au bassin concerné. Ces données sont appelées « données de bassin ». Avant d'établir un nouveau modèle de bilan hydrologique pour un bassin hydrographique, il convient d'identifier ces données de bassin et de les traiter en vue de leur utilisation par LARSIM.

Le Tableau 4.1donne un aperçu des données de bassin utilisées par LARSIM, en faisant également état de leur affectation géographique et de leur fonction principale. A noter que le degré de détail des données de bassin utilisées peut être sélectionné en fonction de leur disponibilité et de l'objectif poursuivi. Par ailleurs, de multiples informations supplémentaires peuvent être utilisées en option et ce, en fonction des besoins et de leur disponibilité.

Les données de base les plus importantes d'un modèle LARSIM ont trait à la subdivision du bassin versant en entités spatiales (TGB) et les réseaux d'écoulement reliant ces derniers. La sectorisation en entités spatiales peut se faire soit en suivant les sousbassins hydrographiques réels, soit en procédant par rastérisation (cf. chapitre 3.1). En établissant un fichier de bassin, il convient d'abord de délimiter les entités spatiales et de les assortir d'informations de base relatives à la superficie, la situation géographique et l'altitude. Il existe également une option permettant d'organiser une entité spatiale en couches d'altitude. La prochaine étape consiste à définir le réseau d'écoulement en spécifiant l'entité spatiale réceptrice des eaux de ladite entité. Les données de base relatives à la situation géographique et l'altitude des entités sont en outre utilisées aux fins de l'interpolation spatiale des données de forçage météorologiques.

Les entités (ainsi que, le cas échéant, leurs zones d'altitude) sont à leur tour subdivisées en compartiments pédologiques et d'occupation des sols (LBK) à réaction hydrologique similaire et pouvant de ce fait être interprétés comme Hydrological Response Units (cf. BEVEN2012). A cet effet, on requiert des données sur l'occupation des sols et sur la capacité de rétention des sols. L'ajout d'informations supplémentaires relatives au sol, à la géologie et à la formation de l'écoulement est optionnel.

Pour calculer la concentration de l'écoulement par entité spatiale, il convient de déterminer la longueur d'écoulement moyenne entre chaque point de l'entité spatiale et le cours d'eau principal ainsi que la pente moyenne de ces voies d'écoulement. Ces informations viennent compléter les données de bassin.

La totalité des données de bassin mentionnées jusqu'ici sont des informations surfaciques. La manière de les déduire est précisée sous le paragraphe 4.1.2.

Des informations linéaires sur les lits fluviaux sont nécessaires pour calculer la translation et la rétention dans les rivières et ruisseaux. En règle générale, c'est le cours d'eau principal d'une entité spatiale qui sert de tronçon partiel. A titre alternatif, il est possible de regrouper les cours d'eau principaux de plusieurs entités spatiales en un tronçon partiel (plus long). Les données de bassin de LARSIM comprennent la longueur et la pente moyenne des différents tronçons partiels. La calcul du « floodrouting » à l'aide de méthodes hydrologiques requiert en outre des données sur la section et le périmètre mouillés par rapport à la hauteur d'eau (géométrie du lit) ainsi que sur la rugosité du lit mineur et majeur. Au lieu des données sur le lit fluvial et la rugosité, il est également possible de fournir les relations volume-débit (issues par exemple de calculs hydrauliques) des tronçons partiels. Lorsque la température de l'eau fait aussi l'objet des simulations, cette information sert également à calculer le transport de la chaleur contenue et l'échange énergétique avec l'atmosphère. A noter dans ce cas que la surface de l'eau doit être disponible sous forme de fonction du débit ou qu'elle doit pouvoir être calculée à partir de la géométrie du lit fluvial.

| Référence | Données de bassin | Fonction princi- pale |
|---|--|--|
| Entités spatiales et réseaux d'écoulement | Coordonnées géographiques de l'entité spatiale Altitude du secteur Tranches d'altitude au sein de l'entité spatiale (option) Surface de l'entité spatiale Réseaux d'écoulement entre les entités spatiales | Données de base et Interpolation de données mé- téorologiques |
| | Longueur d'écoulement moyenne jusqu'au tronçon par- tiel de l'entité spatiale Pente moyenne des affluents | Concentration de l'écoulement |
| Compartiments pédologiques et d'occupation des sols | Pourcentage de la surface totale par type d'occupation des sols Volume poreux du sol par type d'occupation des sols Différenciation du volume poreux en <i>réserve utile en</i> <i>eau du sol</i> (RU) et <i>capacité en air</i> (LK) (option) Indice de la capacité d'infiltration verticale (option) Type de processus d'écoulement prédominant (option) | Formation de l'écoulement : Interception, neige, évaporation, régime d'humi- dité du sol |
| Données rela- tives au lit fluvial | Longueur du tronçon partiel Pente du tronçon partiel Géométrie du tronçon partiel (y compris le lit majeur) Rugosité du tronçon partiel (y compris le lit majeur) Relation volume-débit par tronçon partiel (option) Relation débit-surface par tronçon partiel (option) | Translation et rétention (ainsi que transport et échange ther- mique en op- tion) |
| Données ponc- tuelles relatives aux réservoirs, ramifications, dérivations et rejeteurs | Situation géographique et relation volume-débit des lacs (option) Situation géographique et gestion des barrages (option) Situation géographique et gestion des bassins de réten- tion (option) Rejets et prélèvements ponctuels (option) Transferts d'eau et ramifications (option) Rejets de chaleur résiduelle (option) | Option : Sources et cuvettes ponc- tuelles; réten- tion par stock- age |

| Tableau 4.1 : Tableau synoptique des données de bassin de LARSI | I, de leur référence |
|---|----------------------|
| géographique et de leur utilisation principale | |

Le paragraphe 4.1.3 décrit plus en détail la méthode de détermination des données linéiques du lit fluvial.

A titre optionnel, il est également possible d'intégrer différentes informations ponctuelles variées dans les fichiers de bassin de LARSIM. Cela permet de prendre en compte dans la modélisation les réservoirs (lacs naturels, lacs de barrage et bassins de rétention, qu'ils soient régulés ou non), les apports d'eau et thermiques, les prélèvements et les transferts d'eau. Ces aspects sont précisés sous le paragraphe 4.1.4.

4.1.2 LES GÉODONNÉES SURFACIQUES ET LES RÉSEAUX D'ÉCOULEMENT

En vue de sectoriser la surface, d'identifier les données de base des entités spatiales en résultant, de paramétrer les compartiments pédologiques et d'occupation des sols et mettre en réseau les écoulements d'un modèle LARSIM, il convient en règle générale de relier les géoinformations suivantes (cf. HAAG & BREMICKER 2010) :

- Modèle numérique de terrain (MNT)
- Carte numérique d'occupation des sols
- Carte numérique des sols
- Réseau hydrographique numérique

Si souhaité ou nécessaire, d'autres cartes numériques ou d'autres informations peuvent être utilisées (voir ci-dessous).

Désignation des entités spatiales et réseaux d'écoulement

Sont désignées dans une première phase, les surfaces des différentes entités spatiales. Au cas où la sectorisation repose sur des rasters, les arêtes sont parallèles à un système de coordonnées donné (tel que Gauss-Krüger ou coordonnées géographiques). Les arêtes ne suivent donc pas les limites réelles du bassin hydrographique concerné. Ainsi, les cellules du raster qui se situent à plus de 50 % à l'intérieur du bassin versant sont rattachées à la zone de modélisation.

Lorsque la sectorisation se fait en fonction des sous-bassins réels, elle suit en règle générale les lignes de partage des eaux de surface qui peuvent être déduites du MNT. La sectorisation est faite au niveau de la confluence de deux cours d'eau (du réseau hydrographique numérique). La taille moyenne des entités spatiales résulte donc indirectement de la densité du réseau hydrographique numérique utilisé.

Les entités spatiales sont mises en réseau (réseaux d'écoulement) en recoupant leurs surfaces avec le réseau hydrographique numérique (Figure 4-1). Il faut veiller à ce qu'il n'y ait qu'un seul cours d'eau principal par entité spatiale. Les modèles établis pour des sous-bassins versants répondent déjà à cette exigence de par la désignation des entités (sous-bassins). Dans le cas des modèles raster par contre, deux ou plusieurs cours d'eau peuvent éventuellement se situer dans un même raster du réseau hydrographique numérique. En règle générale, sera alors à considérer pour le raster le cours d'eau dont le bassin est le plus important (Figure 4-1).





Figure 4-1 : La déduction du réseau d'écoulement (à droite) à partir du recoupement des entités spatiales (raster) avec le réseau hydrographique numérique (à gauche)

Les données spécifiques aux entités spatiales

Les coordonnées géographiques et la surface de chacune des entités spatiales sont déterminées et sauvegardées dans le fichier de bassin. Ce sont en règle générale les centres de gravité des secteurs (correspondant, dans le cas des rasters, au centre) qui servent de coordonnées géographiques. En recoupant les entités avec le MNT, on détermine l'altitude de chaque entité comme information de base supplémentaire. A titre optionnel, il est également possible de déterminer pour chaque entité spatiale la part de la surface occupée par les différents niveaux d'altitude ainsi que l'épaisseur de ces derniers (à définir par le modélisateur) et de sauvegarder ces informations avec les données de bassin. Ceci permet de simuler de manière différenciée la dynamique de la neige au sein des différentes entités spatiales et en fonction des niveaux d'altitude.

Afin de paramétrer la concentration de l'écoulement, on détermine pour chaque entité spatiale le linéaire d'écoulement moyen jusqu'au cours d'eau principal. A cet effet, on se sert des géométries des entités et de la situation géographique des cours d'eau principaux. Ensuite, on détermine la pente moyenne des affluents vers le cours d'eau principal en recoupant ces informations avec le MNT.

Si les tronçons partiels correspondent aux cours d'eau principaux des entités spatiales, le recoupement entre le secteur, le réseau hydrographique numérique et le MNT permet également de déduire la longueur des tronçons partiels et la pente moyenne de ces derniers (cf. paragraphe 4.1.3).

Compartiments pédologiques et d'occupation des sols

Dans LARSIM, la formation de l'écoulement au sein des entités spatiales, y compris ses processus partiels (interception, dynamique de la neige, évapotranspiration et régime d'humidité du sol) est calculée pour chaque compartiment pédologique et d'occupation des sols. Ces compartiments sont désignés et paramétrés en recoupant les entités spatiales avec les cartes d'occupation des sols et les cartes des sols (Figure 4-2).



Figure 4-2 : Le principe du recoupement des géodonnées surfaciques pour les fichiers de bassin

Une des deux possibilités pour désigner les compartiments d'occupation des sols consiste à considérer que l'occupation des sols constitue le facteur d'influence prédominant. Dans ce cas, on détermine dans un premier temps le pourcentage de la surface des différentes entités spatiales qui est occupée par les catégories d'occupation des sols. Le volume moyen du réservoir du sol des différentes catégories d'occupation des sols au sein d'une entité est identifié dans un second temps. Le pourcentage de la surface d'une entité spatiale qui est occupée par les différentes catégories d'occupation des sols ainsi que les volumes moyens des réservoirs du sol afférents à chacune de ces portions d'entité feront alors partie des données de bassin.

A titre alternatif, il est également possible de traiter à parité les données relatives à l'occupation des sols et celles relatives au sol. Dans ce cas, la même catégorie d'occupation des sols au sein d'une entité spatiale peut présenter des volumes de réservoirs du sol différents. Dans la pratique, il s'agit d'abord de classifier les données surfaciques relatives au volume des réservoirs du sol. Puis, ces classes du sol sont recoupées avec les données sur l'occupation des sols pour être ensuite agrégées et regroupées en classes d'occupation des sols à caractéristiques pédologiques homogènes. Les surfaces de ces dernières sont ensuite déterminées et affectées aux différentes entités spatiales. Ainsi, une entité spatiale peut dans ce cas comprendre plusieurs compartiments pédologiques d'occupation des sols à occupation identique, mais à pédologie différente.

En ce qui concerne le sol, LARSIM propose deux approches différentes : Soit le volume du réservoir du sol est dicté par le modèle. Dans ce cas, le réservoir total du sol est compartimenté en milieux fortement poreux et facilement drainables et en milieux à porosité moyenne (eau disponible aux plantes, mais milieux à drainage lent) et ce, sur la base de valeurs seuils de la teneur relative en eau du sol. Il est alternativement possible de prédéfinir des volumes fixes pour la réserve utile en eau du sol (RU = pores de taille moyenne) et pour la capacité en air (LK = pores grossières). Dans ce cas, la somme des deux valeurs correspond au volume du réservoir total du sol (cf. paragraphe 3.5). Une option consiste à ce que les LBK contiennent, au-delà des données relatives à l'occupation des sols et à la pédologie, des informations supplémentaires sur l'ascension capillaire et/ou sur le processus prédominant de formation de l'écoulement en cas de crue (cf. paragraphe 3.5; HAAG et al. 2016). Dans ce cas, trois ou quatre couches de données sont recoupées par entité spatiale, de manière à en déduire les LBK homogènes.

Les données de base

En fonction du degré de détail du modèle à établir et de la disponibilité des données, il est possible voire obligatoire de recourir à des sources de données différentes. Un MNT constitue en tout cas la base élémentaire de chaque modèle. Des modèles numériques de terrain de base, à résolution relativement grossière, sont librement disponibles pour la quasi-totalité de la planète (p. ex. SRTM). Faute de données plus détaillées, de tels MNT librement disponibles à résolution horizontale et verticale relativement grossière peuvent servir de base aux fichiers de bassin des modèles LARSIM simples à résolution spatiale grossière.

Les modèles LARSIM plus détaillés à haute résolution tels qu'ils sont utilisés dans la prévision opérationnelle (cf. BREMICKER et al. 2013) requièrent des MNT plus précis.

En Allemagne, de tels MNT à haute résolution spatiale (résolution horizontale de quelques mètres et résolution verticale d'un centimètre ou d'un décimètre) sont en règle générale disponibles auprès des Offices du cadastre des länder.

Des données numériques sur l'occupation des sols sont également disponibles à différents degrés de précision. A l'échelle mondiale, il existe ainsi également des cartes numériques librement disponibles sur l'occupation des sols ; ces cartes permettent a minima une classification grossière des terrains en catégories d'occupation des sols (p. ex. Global Land Cover Map de l'ASE). Ces jeux de données disponibles pour toute la planète peuvent être utilisés pour les modèles LARSIM grossiers à grande échelle ou par manque de données plus détaillées.

Des informations sur l'occupation des sols beaucoup plus précises sont par exemple fournies par les données satellitaires Landsat-RM, les systèmes officiels d'informations topographiques et cartographiques (ATKIS) ou les cartes CORINE-Land-Cover qui ont déjà toutes été utilisées avec succès pour l'établissement de modèles LARSIM à haute résolution. Les données CORINE sur l'occupation des sols sont par exemple disponibles pour l'ensemble de l'Union Européenne ainsi que pour de nombreux autres Etats européens tels que la Suisse et ce, pour différents moments et dans des degrés de classification différents (p. ex. DLR 2014). De cette manière, on dispose pour l'ensemble du territoire européen de données sur l'occupation des sols qui peuvent être utilisées afin d'établir des modèles LARSIM détaillés à haute résolution.

LARSIM utilise ces différentes catégories d'occupation des sols essentiellement pour différencier la simulation de l'évaporation, de l'interception et de la dynamique nivale. A cet effet, les différentes catégories d'occupation des sols doivent être paramétrées en les différenciant par saison et en fonction de leur indice foliaire, leur albédo, la hauteur effective de leur couvert et la résistivité de leur surface. De tels paramétrages existent pour les classifications à partir des sources de données évoquées plus haut. Pour d'autres classifications de l'occupation des sols, ces paramétrages peuvent être modifiés ou développés.

D'après les expériences acquises jusqu'à présent avec LARSIM, ce modèle se montre en principe robuste face aux diverses méthodes de détermination du volume du réservoir du sol. En fonction de la disponibilité des données, tant la réserve utile en eau du sol (RU) que la somme de cette dernière et de la capacité en air (RU + LK) ont ainsi servi, avec succès, de réservoir du sol dans le fichier de bassin. Afin de simuler d'une manière réaliste la capacité de ruissellement des sols, il est cependant essentiel que les données de système du module du sol soient disponibles dans un ordre de grandeur plausible et adéquat (BREMICKER et al. 2011).

La réserve utile en eau du sol (RU) (de la couche supérieure du sol épaisse d'un mètre ou alors de la zone perméable aux racines) constitue la valeur minimale admissible du volume du réservoir du sol et doit de ce fait être respectée; sinon, le modèle ne réussit plus à simuler correctement le régime d'humidité du sol et l'effet tampon du sol pour les précipitations.

Si les informations sur le volume du réservoir du sol font défaut, ce dernier peut par exemple être déduit à partir de relations simples avec l'altitude et la pente (MNT) et/ou l'occupation des sols. Pour mettre au point des modèles LARSIM détaillés à haute résolution, il est du moins en Allemagne possible de déduire les données relatives à la réserve utile en eau du sol (RU) et à la capacité en air (LK) à partir de cartes numériques de l'occupation des sols (telles que la BÜK 200).

En règle générale, on peut avoir recours, en Allemagne et dans toute l'Europe, à des réseaux hydrographiques numériques plus ou moins fins. Or, pour mettre en réseau les écoulements, ces réseaux hydrographiques existants nécessitent souvent d'être traités. A défaut d'un réseau hydrographique numérique, il est également possible de générer un réseau fluvial virtuel à partir du MNT. A noter néanmoins, notamment en ce qui concerne les modèles détaillés, les différences potentielles considérables entre le réseau fluvial virtuel et réel; en cas de doute, un réseau (réel) numérique est donc préférable.

4.1.3 LES DONNÉES RELATIVES AU LIT FLUVIAL

Le calcul de la translation et de la rétention dans les tronçons partiels s'effectue dans LARSIM soit à l'aide de méthodes de « floodrouting » hydrologiques, soit en s'appuyant sur des relations volume-débit déterminés en externe. Dans les deux cas de figure, les données relatives aux différents tronçons partiels concernés doivent être tenues à disposition (cf. explication ci-dessous). A titre alternatif, LARSIM peut être couplé, pour certains tronçons de rivière sélectionnés, à des modèles hydrodynamiques externes, ce qui évite de devoir tenir à disposition, dans LARSIM, les données pour les tronçons partiels concernés (cf. paragraphe 3.9).

La longueur et la pente des tronçons partiels (GTS)

Généralement, les tronçons partiels (GTS) pour lesquels la translation et la rétention dans le lit fluvial sont calculées correspondent aux tronçons des cours d'eau principaux situés à l'intérieur des entités spatiales. Par conséquent, la longueur d'un tronçon partiel correspond au tronçon de rivière du réseau numérique qui est situé à l'intérieur de l'entité spatiale donnée.

Les pentes des tronçons partiels sont normalement considérées comme équivalentes à la pente du thalweg, c'est-à-dire qu'on fait abstraction de l'effet réducteur de pente qu'ont les chutes ou des barrages. Pour déterminer la pente, on peut donc identifier les points d'intersection des entrées et sorties du cours d'eau principal avec les bords des entités spatiales ainsi que les altitudes y afférentes. La pente du tronçon partiel résulte ensuite de la différence d'altitude et de la longueur du tronçon partiel.

A noter qu'aucune translation ni rétention ne sont en règle générale calculées pour les entités de source (où naissent les cours d'eau) ; la longueur des tronçons partiels est ici virtuellement fixée à un mètre.

Les profils trapézoïdaux idéalisés

Pour autant que la rétention et la translation soient calculées à l'aide de méthodes de « floodrouting » hydrologiques, les données de bassin LARSIM doivent contenir des informations sur la géométrie du lit des différents tronçons partiels (y compris les lits majeurs); ces dernières permettent de déterminer la section mouillée et le périmètre mouillé en fonction du tirant d'eau. Dans la plupart des cas, on y aboutit via la prédéfinition de profils trapézoïdaux idéalisés doubles ou triples. Le lit principal est représenté par un profil trapézoïdal. Les lits majeurs et les berges sont abstraits par un deuxième et éventuellement un troisième trapèze. Les paramètres décisifs dans ce contexte sont la largeur et la profondeur du lit mineur, la pente de sa berge ainsi que la largeur et la pente du lit majeur. Les profils idéalisés peuvent être déduits à partir de levées de profils, à condition que les données disponibles soient d'une qualité suffisante. Il faut savoir qu'un seul profil représentatif peut être utilisé par tronçon partiel. Une alternative consiste à estimer les profils idéalisés sur le terrain.

Les géométries du lit de nombreux petits cours d'eau sont cependant indispensables, notamment pour les modèles LARSIM à haute résolution. Pour ces petits cours d'eau, il n'existe souvent pas de profils mesurés, et il serait trop laborieux d'estimer les profils sur le terrain. Pour ces tronçons partiels, des méthodes automatisées d'estimation permettent de déduire les géométries du lit.

L'approche morphologique selon LEOPOLD & MADDOCK (1953) et ZELLER (1965), présentée par BREMICKER (2000), consiste à estimer la géométrie du lit mineur sur la base du débit morphologique (HQ₂). Le HQ₂ quant à lui peut être estimé à partir de la surface du bassin versant via une relation de régression. Servant de base à cette méthode, les surfaces totales des différentes entités spatiales doivent par conséquent être connues. Elles peuvent être déterminées à partir des réseaux d'écoulement et de la surface de toutes les entités spatiales amont.

Afin d'utiliser l'estimateur du lit présenté par BREMICKER (2000), il convient ainsi d'établir, dans une première étape, une relation de régression entre les valeurs HQ₂ connues sur certaines stations et les surfaces de bassin y afférentes. La deuxième étape consiste à appliquer cette relation de régression aux surfaces des bassins des différents tronçons partiels afin d'estimer les valeurs HQ₂ y afférentes. Les valeurs HQ₂ ainsi déduites permettent ensuite de calculer les profils trapézoïdaux des différents tronçons partiels à l'aide de la méthode morphologique.

Les coefficients de rugosité

Le « floodrouting » hydrologique de LARSIM repose sur l'équation de Manning-Strickler. Les coefficients de rugosité (« coefficients de Strickler ») sont de ce fait requis. Dans LARSIM, ces coefficients peuvent être indiqués séparément pour le lit mineur ainsi que pour les lits majeurs gauche et droite. Ces coefficients de Strickler peuvent par exemple être déduits de données relatives à la qualité du lit mineur et à la végétation du lit majeur, de visites de terrain ou de photographies ou alors être repris d'hydrauliques 1D.

Une estimation simple et forfaitaire des coefficients de rugosité est en règle générale suffisante notamment pour les petits ruisseaux ramifiés dont la géométrie est, dans la plupart des cas, déterminée à l'aide d'un estimateur du lit. Ainsi, en ce qui concerne le lit mineur des plus petits cours d'eau plutôt naturels et à charriage moyen, des coefficients de Strickler de 30 m^{1/3}/s se sont avérés avantageux. En ce qui concerne le lit majeur, on peut retenir un forfait estimatif de 20 m^{1/3}/s (BREMICKER 2000).

Au lieu d'estimer les coefficients de Strickler d'une manière forfaitaire, il est également possible d'avoir recours à une méthode plus développée que KRAUTER (2005) a déduite de la méthode d'estimation décrite ci-dessus. En appliquant la méthode de Krauter, les coefficients de Strickler du lit mineur sont déterminés dans le cadre de l'estimation de la géométrie du lit. Le coefficient de Strickler du lit mineur résulte de la condition que le débit de plein bord (pour une géométrie et une pente connues) doit correspondre au débit morphologique HQ₂. En ce qui concerne par contre le lit majeur, une estimation des coefficients de Strickler reste nécessaire également avec cette méthode.

Relations externes volume/débit

Le floodrouting, un processus que LARSIM applique par défaut, repose sur l'hypothèse simplifiée que les débits sont stationnaires et uniformes et que la pente du fond corresponde à celle de la ligne d'eau et à celle de la ligne d'énergie. Les goulots d'étranglement, les seuils et notamment la canalisation rendent l'hydraulicité irrégulière. C'est en particulier dans les tronçons fortement aménagés que le floodrouting hydrologique risque de ce fait d'occasionner des erreurs d'estimation.

A titre d'alternative au floodrouting hydrologique basé sur l'équation de Manning-Strickler, il est ainsi également possible de prédéfinir, pour les tronçons partiels, des tableaux volume-débit déterminés en externe. Ces tableaux V-Q ne peuvent être utilisés qu'en combinaison avec la méthode dV/dQ selon Williams - c'est pourquoi il est souvent question de relations dV/dQ externes (cf. paragraphe 3.9).

En règle générale, les tableaux V-Q sont dérivés à partir de calculs hydrauliques stationnaires. Ces calculs hydrauliques doivent être disponibles pour différents débits (stationnaires) et couvrir si possible toute la plage de débits comprise entre les étiages et les crues. Les résultats permettront ensuite de déterminer, pour les différents débits, le volume d'eau contenu dans le tronçon partiel concerné.

Les relations V-Q externes dérivées des calculs hydrauliques permettent de tenir compte des impacts de débits irréguliers. Cela permet d'éliminer les erreurs qui se produisent suite à une hydraulicité irrégulière au niveau du floodrouting hydrologique effectué à l'aide de l'équation de Manning-Strickler. C'est ainsi notamment dans les tronçons de rivière fortement aménagés que la prise en compte de relations V-Q externes améliore sensiblement les calculs de la translation et de la rétention. A noter cependant que les relations V-Q externes ne permettent pas d'éviter les erreurs dues au caractère instationnaire du débit.

Dans la mesure où le modèle LARSIM à élaborer a également vocation à calculer les températures de l'eau, les débits doivent être affectés non seulement de volumes, mais également de surfaces d'eau. Ces dernières sont nécessaires au calcul de l'échange énergétique avec l'atmosphère. Dans ce cas, on a donc besoin des relations volume-surface-débit. Les surfaces d'eau requises peuvent elles aussi être dérivées à partir des résultats de calculs hydrauliques.

4.1.4 DONNÉES PONCTUELLES RELATIVES AUX RÉSERVOIRS, REJETEURS ET RA-MIFICATIONS

En fonction du bassin versant, de la résolution spatiale du modèle et de la question posée, le débit simulé peut sensiblement être influencé par les lacs, les lacs de barrage, les bassins de rétention (réservoirs), les ramifications à l'intérieur du modèle ou les apports d'eau à la zone modélisée voire les transferts d'eau vers d'autres zones. En ce qui concerne la simulation de la température de l'eau, les valeurs calculées peuvent en outre être influencées par les rejets de chaleur résiduelle.

Avant de pouvoir prendre en compte l'effet de rétention des réservoirs, il convient d'intégrer ces derniers au bon endroit à l'intérieur du réseau d'écoulement. La technique du modèle permet ensuite de tenir compte du réservoir comme suit, sachant que la complexité de cette prise en compte dépend de la disponibilité, voire de la pertinence des données de système et règles de gestion supplémentaires relatives à ce réservoir (pour plus de détails, cf. paragraphe 3.10) :

- lac non régulé (relation volume-débit)
- lac régulé (variation saisonnière de la relation volume-débit)
- bassin de rétention (débit régulé jusqu'à l'atteinte de l'espace habituel de rétention des crues, relation hauteur d'eau-volume-débit dans le secteur de l'ouvrage d'évacuation des crues)
- Lac de barrage (courbe nominale saisonnière du contenu, débit minimal réservé, débit maximal admissible, vitesse d'abaissement maximale admissible, évacuation des crues)

Les données de système et de gestion requises pour la modélisation sont en règle générale disponibles auprès de l'administration de la gestion des eaux compétente voire auprès de l'exploitant.

La localisation correcte des points de prélèvement et de rejet au sein du réseau d'écoulement est également indispensable pour pouvoir prendre en compte les prélèvements et rejets d'eau, les rejets thermiques et les ramifications présentes dans la zone. Après avoir identifié les entités spatiales concernées, les rejets, prélèvements ou ramifications peuvent être pris en compte soit à travers des règles, soit à travers des hydrogrammes connus (cf. paragraphe 3.11). Normalement, les informations nécessaires à cet effet sont également accessibles auprès de l'administration de la gestion de l'eau.

4.2 CALAGE ET VALIDATION

4.2.1 CALAGE DU MODÈLE

Principes de base

Vu que la méthode de calage des modèles (opérationnels) de bilan hydrologique LAR-SIM est décrite en détail dans HAAG et al. (2016) et LUWG (2013), on se contente dans ce qui suit de donner un aperçu sur les aspects principaux.

L'objectif du calage d'un modèle de bilan hydrologique LARSIM consiste à obtenir la meilleure concordance possible entre les débits calculés par le modèle de bilan hydrologique et les valeurs mesurées sur les limnimètres. A cet effet, le calage doit viser à déterminer un jeu de paramètres optimal (pour chacune des zones de contrôle limnimétrique),

en prenant en règle générale en compte toute la plage des débits (de l'étiage jusqu'à la crue). Il est recommandé de considérer séparément les différentes composantes simulées de l'écoulement. En fonction du but recherché avec le modèle LARSIM, une attention particulière doit être accordée à différentes plages des hydrogrammes. Dans le cas des modèles destinés à la prévision opérationnelle des crues, le choix du jeu optimal de paramètres priorisera par exemple la meilleure représentation possible de la plage des débits de crue au détriment des autres plages de débit. Pour les modèles de prévision des crues, une autre importance particulière revient à une représentation optimale de la pente et de la chronologie des phases ascendantes d'une crue.

Outre le débit cumulé du bassin, d'autres données de mesure hydrologique, qu'elles soient ponctuelles ou surfaciques, peuvent également être utilisées aux fins de calage (de processus partiels) dans certains cas rares. Entrent par exemple en ligne de compte les données de mesure relatives à l'équivalent en eau de la neige ou à l'humidité du sol.

Avant le calage, il convient de s'assurer de la qualité suffisante du modèle (non calé), c'est-à-dire de la structure du modèle, du fichier de bassin, des données du lit mineur ainsi que des réservoirs, ramifications, captages et rejets pris en compte. Il va de soi que les débits mesurés doivent également présenter une qualité suffisante.

Outre les données de débits mesurées, les données de forçage suivantes sont requises pour le calage (cf. paragraphie 3.2):

- Les précipitations
- La température de l'air
- L'humidité de l'air et/ou la température du point de rosée
- La vitesse du vent
- Le rayonnement global et/ou la durée de l'ensoleillement
- La pression atmosphérique

Les données météorologiques doivent être disponibles avec la même résolution temporelle que celle utilisée par le modèle et présenter une densité spatiale suffisante et une bonne qualité.

Les jeux de paramètres sont en règle générale identifiés par zone de contrôle limnimétrique, c'est-à-dire que toutes les entités spatiales comprises dans une zone de contrôle limnimétrique sont dotées du même jeu de paramètres. En ce qui concerne les stations aval, leurs zones de contrôle limnimétrique n'englobent pas la totalité du bassin, mais seulement le bassin hydrographique intermédiaire depuis les stations amont. Le débit simulé sur une station aval dépend donc non seulement des paramètres de sa propre zone de contrôle limnimétrique, mais également de ceux des stations amont.

Il convient pour cette raison de veiller à la cohérence spatiale des mesures de débit effectuées aux stations amont et aval. Sinon, en cas d'incohérence entre les stations amont et aval, les valeurs des paramètres pour les zones de contrôle limnimétrique des stations aval risquent d'être peu plausibles du point de vue de la physique. Une méthode appropriée pour veiller à cette cohérence est décrite dans LUWG (2013).

Le calage d'un modèle de bilan hydrologique LARSIM devrait se baser sur une période aussi longue que possible (plusieurs années) et reflétant une large gamme de débits avec des années sèches et humides et avec des périodes d'étiage et de crue aussi extrêmes que possible. On peut éventuellement renoncer à une période de validation séparée (cf. paragraphe suivant) au bénéfice d'une période de calage aussi longue que possible et d'une gamme de débits aussi large que possible.

Paramètres à caler

Etant donné la configuration modulaire de LARSIM, le type et le nombre des paramètres disponibles ou utilisés pour le calage varient en fonction de l'approche de modélisation retenue. Par ailleurs, le type et le nombre des paramètres utilisés pour le calage peuvent dépendre de l'objectif poursuivi avec la modélisation, des exigences en termes de précision et des processus prépondérant dans le bassin hydrographique considéré.

Les paramètres utilisés par la plupart des modèles de bilan hydrologique LARSIM opérationnels et à haute résolution sont les suivants : le réservoir du sol à quatre composantes d'écoulement (chapitre 3.5.3), la percolation profonde exponentielle (chapitre 3.5.4) et, pour calculer la dynamique nivale, le bilan énergétique complet en relation avec la méthode Bertle (chapitre 3.4.5). Tableau 4.2 donne un aperçu sur les paramètres les plus fréquemment utilisés pour caler ces modèles (cf. HAAG et al. 2016).

En ce qui concerne les modèles LARSIM dont les données de bassin prennent en compte de manière différenciée les types de processus d'écoulement prédominants (cf. chapitre 3.5.5), les paramètres de la relation entre l'humidité du sol et les surfaces de saturation (b) et la distinction entre écoulement direct lent et rapide (A2) ne sont pas nécessaires. D'autres paramètres peuvent être calés à leur place : ceux du module d'infiltration (f_{Imax}, f_{Imin}, f_{binf}), ceux de la « preferential-flow-function » de l'écoulement souterrain latéral et rapide (b_{PFF}) et ceux du drainage latéral vers le réservoir de l'écoulement de subsurface (LUWG 2013).

Mais il existe également de nombreux modèles plus simples et moins exigeants en termes de précision. Ceux-ci peuvent être calés à l'aide d'un nombre moins élevé de paramètres. Si l'on a par exemple besoin d'un modèle à base de valeurs horaires et à trois composantes de l'écoulement juste pour estimer les volumes de débit mensuels, il est suffisant d'adapter grossièrement quelques paramètres sensibles. A cet effet, il est en règle générale utile d'optimiser des paramètres β , EQB, r_dmax, EQI et EQD, tous les autres paramètres pouvant être réinitialisés aux valeurs par défaut.

Pour ce qui concerne les modèles opérationnels, il est également souvent possible de renoncer à adapter certains paramètres (tels que r_dmin, EKM, EKL, EKR) sans que la précision en souffre trop.

Le choix des paramètres à caler dépend bien évidemment non seulement de la configuration du modèle et des exigences en termes de précision, mais également des processus prédominant dans le bassin considéré. En zone karstique, où les pertes d'eau sont difficiles à appréhender, il est par exemple recommandé d'avoir recours à un facteur de correction des ressources en eau plutôt qu'à KD.

Dans bon nombre de bassins hydrographiques à régime pluvial, où la dynamique nivale revêt peu d'importance pour le régime des écoulements, il est souvent suffisant de caler le paramètre T_{Gr} pour adapter le module de neige. En revanche, les bassins alpins à régime nival nécessitent souvent une adaptation non seulement des paramètres de la neige listés dans Tableau 4.2, mais également des coefficients de transfert de chaleur sensible et latente (a₀ et a₁, chapitre 3.4.4).

De nombreux paramètres supplémentaires peuvent être adaptés si cela se révèle nécessaire pour des situations bien particulières ou des questions spécifiques (cf. chapitre 3, HAAG et al. 2016, LUWG 2013).

| | Paramètre | Désignation |
|---------------|--------------------|--|
| | KG | Facteur de correction de la lame d'eau précipitée (chapitre 3.2.2) : |
| Etiage | β | Indice de drainage pour la percolation profonde (chapitres 3.5.2, 3.5.4) |
| | f_{β} | Facteur d'augmentation de la percolation profonde en milieu macroporeux (chapitre 3.5.4) |
| | EQB | Facteur de calage de la constante de rétention du réservoir de l'écoulement de base (chapitre 3.8) |
| Moyennes eaux | r_dmax | Indice de drainage latéral vers le réservoir de l'écoulement de subsurface en milieu macroporeux (chapitre 3.5.2) |
| | r_dmin | Indice de drainage latéral vers le réservoir de l'écoulement de subsurface jusqu'à l'atteinte de la capacité au champ (chapitre 3.5.2) |
| | EQI | Facteur de calage de la constante de rétention du réservoir de l'écoulement de subsurface (chapitre 3.8) |
| | A2 | Valeur seuil pour la ventilation de l'écoulement direct (chapitre 3.5.3) |
| | b | Paramètre de forme de la BSF (chapitre 3.5.2) |
| Crues | EQD | Facteur de calage de la constante de rétention du réservoir de l'écoulement direct et lent (chapitre 3.8) |
| | EQD2 | Facteur de calage de la constante de rétention du réservoir de l'écoulement direct et rapide (chapitre 3.8) |
| | EKM | Facteur de calage du coefficient de rugosité dans le lit mineur (chapitre 3.9.2) |
| | EKL / EKR | Facteurs de calage des coefficients de rugosité dans le lit ma- jeur (chapitre 3.9.2) |
| Neige | 3 | Coefficient d'absorption du rayonnement à ondes courtes par la neige (chapitre 3.4.4) |
| | T _{Grenz} | Température limite pluie/neige (chapitre 3.4.2) |
| | S _{Ret} | Coefficient de rétention de l'eau liquide à l'intérieur du manteau neigeux (chapitre 3.4.5) |

 Tableau 4.2: Paramètres fréquemment utilisés pour caler les modèles opérationnels de bilan hydrologique LARSIM

4.2.2 MÉTHODES D'ÉVALUATION DE LA QUALITÉ DU MODÈLE

En ce qui concerne l'évaluation des simulations du régime hydrologique, on vise, dans la mesure du possible, une description objective, rapide (simple et clairement interprétable) et intégrée (pour toutes sortes d'erreur, de plages temporelles et de plages de débit) (cf. HAAG & DEMUTH 2014). La qualité des modèles est évaluée à la fois dans le cadre du calage des modèles et aux fins de leur validation.

Pour atteindre ces objectifs, de nombreuses méthodes numériques, graphiques et qualitatives ont été développées et appliquées à des modèles hydrologiques (p. ex. AITKEN 1973, EHRET & ZEHE 2011, BENNETT et al. 2013). Seront brièvement présentées et discutées ci-après les méthodes courantes qui ont fréquemment été utilisées dans le passé pour caler et valider les modèles LARSIM. Une mesure statistique supplémentaire qui mérite d'être prise en compte à l'avenir sera également présentée. L'évaluation de ces différentes méthodes ressort des expériences acquises à travers le calage et la validation des modèles de bilan hydrologique LARSIM ainsi que des essais numériques effectués par HAAG & DEMUTH (2014).

Coefficient de détermination de Bravais-Pearson:

$$r^{2} = \frac{\left[\sum_{i=1}^{n} (Q_{\text{gem},i} - MQ_{\text{gem}})(Q_{\text{ber},i} - MQ_{\text{ber}})\right]^{2}}{\sum_{i=1}^{n} (Q_{\text{gem},i} - MQ_{\text{gem}})^{2} \sum_{i=1}^{n} (Q_{\text{ber},i} - MQ_{\text{ber}})^{2}}$$
(4.1)

où :

 $\begin{array}{ll} r^2 & [-] & \mbox{coefficient de détermination de Bravais-Pearson, plage de valeurs : } 0 \leq r^2 \leq 1 \\ i & [-] & \mbox{indice de l'intervalle de calcul} \\ 1, n & [-] & \mbox{indice du premier / du dernier intervalle de calcul} \\ Q_{gem,i} & [m^3/s] & \mbox{débit mesuré, pas de temps i} \\ MQ_{gem} & [m^3/s] & \mbox{Moyenne du débit mesuré, calculée sur tous les pas de temps considérés} \\ Q_{ber,i} & [m^3/s] & \mbox{débit calculé, pas de temps i} \\ MQ_{gem} & [m^3/s] & \mbox{Moyenne du débit calculé sur tous les pas de temps considérés} \\ \end{array}$

Le coefficient de détermination exprime la part de la variance observée qui s'explique par une régression linéaire entre les débits mesurés et calculés. La valeur de 1,0 indique la meilleure concordance possible.

Les deux graphiques supérieurs de la Figure 4-3 illustrent que cet indice ne permet pas de repérer les erreurs systématiques. En raison de la formule au carré, les débits importants sont par ailleurs plus fortement pondérés que les débits faibles. Le coefficient de détermination est de ce fait peu approprié pour l'évaluation objective et intégrée de modèles hydrologiques. Efficacité du modèle selon NASH & SUTCLIFFE (1970) :

$$E_{Q} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (Q_{ber,i} - Q_{gem,i})^{2}}{\sum_{i=1}^{n} (MQ_{gem} - Q_{gem,i})^{2}}$$
(4.2)

où :

 E_Q [-] efficacité du modèle selon NASH & SUTCLIFFE (1970), plage de valeurs : E < 1

i [-] indice de l'intervalle de calcul

1, n [-] indice du premier / du dernier intervalle de calcul

L'efficacité du modèle est définie par le rapport entre les écarts carrés et la variance des mesures, la moyenne des valeurs mesurées (au cours de la période considérée) servant de benchmark. La valeur de 1 indique la meilleure concordance possible entre simulation et mesure. Les valeurs inférieures à zéro signifient que la moyenne caractérise mieux les mesures que le fait la simulation.

Contrairement au coefficient de détermination, l'efficacité du modèle est certes sujette aux erreurs systématiques, mais elle ne répond pas de manière sensible aux erreurs additives et constantes (Figure 4-3, 2^e graphique). En raison de la prise en compte des erreurs au carré, les débits importants sont nettement plus fortement pondérés que les débits faibles. Un autre aspect à critiquer dans l'efficacité du modèle est son extrême dépendance de la dynamique hydrologique : Caractérisés par une forte variance des débits, les pas de temps dynamiques sont généralement mieux évalués par cet indice que les périodes à hydraulicité plutôt stationnaire.

Efficacité du modèle selon NASH & SUTCLIFFE (1970) pour les débits logarithmisés :

$$E_{\ln Q} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (\ln Q_{\text{ber},i} - \ln Q_{\text{gem},i})^{2}}{\sum_{i=1}^{n} (M \ln Q_{\text{gem}} - \ln Q_{\text{gem},i})^{2}}$$
(4.3)

où :

 $\begin{array}{ll} E_{lnQ} & [-] & efficacité du modèle pour les débits logarithmisés, plage de valeurs : \\ E_{lnQ} < 1 & & \\ i & [-] & indice de l'intervalle de calcul \\ 1, n & [-] & indice du premier / du dernier intervalle de calcul \\ MInQ_{gem} & [m^3/s] & Moyenne du débit mesuré logarithmisé, calculée sur tous les pas de temps considérés \\ \end{array}$

Cet indice de qualité est calculé par analogie à l'efficacité du modèle, tout en utilisant des débits logarithmisés. Ceci permet une pondération plus forte des écarts en situation d'étiage. Néanmoins, l'efficacité du modèle pour les débits logarithmisés dépend, elle aussi, fortement de la dynamique hydrologique. La transformation logarithmique rend par ailleurs plus difficile l'interprétation des résultats.



Figure 4-3 Hydrogramme mesuré et simulation basée sur l'hydrogramme mesuré et manipulé et les indices de qualité associés (tirée deHAAG& DEMUTH 2014)

Efficacité volumétrique selon CRISS & WINSTON (2008)

$$VE_{Q} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} |Q_{ber,i} - Q_{gem,i}|}{\sum_{i=1}^{n} Q_{gem,i}}$$
(4.4)

où :

 VE_Q [-] efficacité volumétrique, plage de valeurs : $VE_Q < 1$

Vu les déficits notamment du coefficient de détermination, mais également de l'efficacité du modèle, CRISS & WINSTON (2008) ont proposé comme alternative l'efficacité volumétrique en tant qu'indice de qualité simple. VE_Q peut être interprété comme indice d'erreur relatif. Cet indice est constitué à partir du rapport entre les écarts et les valeurs mesurées. La pondération est la même, qu'il s'agisse de débits forts ou de débits faibles. La valeur de 1 indique une concordance parfaite entre mesure et simulation. Les valeurs inférieures à zéro signifient que les écarts sont en moyenne supérieures aux valeurs mesurées.

La Figure 4-3 montre que VE_Q repère de manière appropriée les erreurs systématiques et répond de manière sensible à d'autres erreurs fréquentes telles que les décalages temporels (lag) et la mauvaise représentation de la dynamique hydrologique. En outre, cet indice est indépendant de la variabilité des résultats de mesure.

VE_Q apparaît de ce fait comme indice de qualité objectif, intégré et facile à interpréter. Cela ressort non seulement des réflexions théoriques et des essais numériques présentés ci-avant, mais est également confirmé par les premières expériences faites dans le cadre du calage et de la validation d'un modèle LARSIM pour la Nahe (HAAG & DEMUTH 2014, LUWG 2013).

Au vu des connaissances acquises jusqu'ici, il semble recommandé que les futures évaluations de modèles se basent sur l'efficacité volumétrique et non sur le coefficient de détermination. Il convient néanmoins de continuer à déterminer l'efficacité du modèle et l'efficacité du modèle à la base des débits logarithmisés au même titre qu'une pure comparaison de bilan.

Comparaison visuelle

Tout comme la plupart des indices de qualité, ceux qui viennent d'être présentés ne permettent pas ou que de manière insatisfaisante de traduire les aspects extrêmement importants pour la prévision des crues, tels que le décalage temporel entre la simulation et la mesure ou alors les différences au niveau du gradient de la hausse des débits. Les indices de qualité (objectifs et intégrés) ne peuvent donc pas se substituer à la comparaison visuelle.

Pour évaluer la qualité d'un modèle et notamment celle d'un modèle de prévision utilisé en opérationnel, il est en tout cas recommandé de procéder à une comparaison visuelle et détaillée entre hydrogramme simulé et hydrogramme mesuré. En ce qui concerne en particulier les modèles de prévision opérationnels, il est recommandé de privilégier la comparaison visuelle entre simulation et mesure par rapport aux paramètres statistiques.

Il est néanmoins souhaitable d'objectiver la comparaison visuelle. La « series distance » proposée par EHRET & ZEHE (2011) essaie de faire une telle objectivation des critères visuels et paraît en ce sens prometteuse. Ce paramètre reste cependant à expérimenter dans la pratique.
4.2.3 MÉTHODES DE VALIDATION DU MODÈLE

Différentes approches de validation peuvent s'avérer utiles en fonction de l'objectif poursuivi avec le modèle. Dans le cas de figure le plus simple et fréquent, la période pour laquelle l'on dispose des données de forçage nécessaires est scindée en une période de calage et une période de validation. En ce qui concerne notamment les modèles de prévision opérationnels, il paraît plus judicieux de les valider par le biais de tests de prévision. Pour l'examen de questions spécifiques, d'autres méthodes de validation peuvent par ailleurs s'avérer utiles, par exemples celles vérifiant la simulation correcte des paramètres hydrologiques (MNQ, MHQ, etc.) ou la plausibilité des résultats surfaciques. Les différentes approches sont illustrées par la suite à l'aide d'exemples.

Distinction entre période de calage et période de validation

La période pour laquelle l'on dispose des données de forçage hydrométéorologiques est souvent scindée en une période de calage et une période de validation. Dans ce cas de figure, seule la période de calage est utilisée pour adapter les paramètres du modèle. La période de validation sert ensuite à vérifier si les paramètres calés sont également valables pour d'autres périodes (et éventuellement situations) hydrologiques (cf. p. ex. BREMICKER 2000).

Tout comme dans le cadre du calage, la validation consiste à comparer, station par station, les hydrogrammes simulés et mesurés. D'une part, une comparaison visuelle entre simulation et mesure peut être effectuée individuellement pour la période de calage et pour la période de validation. La Fig. **4-5** montre à titre d'exemple une telle comparaison effectuée à la station de Rockenau pour un modèle LARSIM du bassin du Neckar, modèle de bilan hydrologique qui repose sur des valeurs journalières. Cet exemple illustre que sur la station de Rockenau, la qualité du modèle au cours de la période de calage est comparable à celle au cours de la période de validation ; les simulations de cette station peuvent donc être considérées comme étant valides pour des périodes différentes.

D'autre part, les indices de qualité intégrés permettent de comparer de manière efficace la qualité de simulation de différentes stations faisant partie d'un même modèle, qu'il s'agisse de la période de validation ou de la période de calage. Si une station affiche des détériorations significatives au cours de la période de validation, il est nécessaire d'en élucider les causes dans le cadre de la validation ou éventuellement de classifier cette station comme non valide. La Fig. **4-4** montre un tel exemple de station appartenant à un modèle de bilan hydrologique LARSIM basé sur des valeurs journalières et développé pour le bassin du Neckar. Dans la plupart des cas, l'efficacité du modèle des débits logarithmisés pour la période de validation se situe dans le même ordre de grandeur que celle calculée pour la période de calage. Mais sur certaines stations, l'indice de qualité est nettement moins performant pour la période de validation que celui pour la période de calage. Ces stations doivent par conséquent faire l'objet d'une nouvelle analyse plus approfondie.

Il est fréquent que la base de données soit plus exhaustive pour les années récentes que pour les années plus lointaines. Il paraît donc opportun d'utiliser les années plus récentes pour le calage et de se servir des périodes plus lointaines (où la base de données est moins satisfaisante) pour la validation.



Fig. 4-5 : Comparaison des débits simulés et mesurés, station Rockenau/Neckar, dans la période de calage et dans la période de validation (tirée de BRE-MICKER 2000)



Fig. 4-4 : E_{InQ} des stations d'un modèle LARSIM du Neckar, représentée séparément pour la période de calage et pour la période de validation (tirée de BREMICKER 2000)

Vérification des paramètres hydrologiques

Les modèles de bilan hydrologique LARSIM sont souvent développés pour répondre à des questions bien spécifiques qui aspirent également à une forme de validation spécifique. Les tests de prévision sont par exemple appropriés pour la validation de modèles opérationnels. Cet aspect sera développé plus en détail ci-dessous. Des paramètres hydrologiques spécifiques sont souvent utiles pour valider notamment les modèles utilisés pour étudier les conséquences du changement climatique. Etant donné que le calage vise directement les débits mesurés et non ces paramètres hydrologiques statistiques, ces derniers sont à considérer comme critère de vérification supplémentaire également pour la période de calage.

Dans le cadre d'études climatiques, on analyse par exemple les modifications du régime hydrologique susceptibles de se produire fréquemment. Un modèle capable de répondre à une telle question doit donc être en mesure de reproduire correctement le régime hydrologique actuel. A titre d'exemple, la Figure 4-6 montre, pour la station de Rockenau/Neckar, une comparaison entre les débits moyens mensuels (MoMQ) déterminés à l'aide du modèle et à partir de mesures hydrologiques. Ce type de validation fait ressortir que le modèle reproduit bien à la fois le régime hydrologique moyen et la variabilité des MoMQ. Le modèle se prête par conséquent à l'étude d'éventuelles modifications du régime hydrologique (cf. GERLINGER & MEUSER 2013).



Par analogie, d'autres paramètres hydrologiques (tels que MQ, MHQ, MNQ, MoMHQ, MoMNQ, HQ_x etc.) déterminés pour les différentes stations peuvent être utilisés pour valider un modèle par rapport à des questions spécifiques. A titre d'exemple, la Figure 4-6 montre la comparaison entre les valeurs MQ et MNQ déterminés à l'aide du modèle et à partir de mesures hydrologiques. Cette évaluation était destinée à tester l'aptitude du modèle à régionaliser les paramètres hydrologiques MQ et MNQ et à étudier les modifications de ces derniers (cf. KRUMM et al. 2014, VARGA & HAAG 2013).



- Figure 4-6 : Comparaison des MoMQ déterminés à partir de mesures et de simulations ainsi que de leurs écarts-types / station de Rockenau/Neckar (tirée de Ludwig & BREMICKER 2006)
- Figure 4-7 : Comparaison des MQ et MNQ déterminés à partir de données mesurées et de simulations sur les stations du bassin Rems-Murr (tirée de KRUMM et al. 2014).

Il est bien entendu également possible de valider les modèles existants, initialement conçus pour répondre à d'autres tâches, à l'aide de paramètres hydrologiques pour documenter leur aptitude à répondre à une question spécifique. Sur la base de cette validation, on pourra ensuite décider si le modèle peut être utilisé tel quel ou s'il faudra éventuellement l'adapter pour qu'il réponde à la nouvelle tâche.

Tests de prévision

C'est notamment pour les modèles destinés à la prévision opérationnelle que les événements extrêmes qui ne se produisent que très rarement revêtent un intérêt particulier. Il est de ce fait très souhaitable que la période de calage de ce type de modèles soit aussi longue que possible et comprenne le plus grand nombre possible d'événements extrêmes et rares. Ceci étant, il n'est souvent pas souhaitable de faire une distinction entre période de calage et période de validation. S'y ajoute que, pour les modèles opérationnels, le critère décisif de leur qualité est la qualité des prévisions. Des tests de prévision se prêtent donc à la validation de modèles opérationnels. Ils permettent d'une part, de profiter de toute la période disponible pour effectuer le calage et d'autre part, d'évaluer directement la qualité des prévisions décisive pour la validation.

Dans le cadre de tests de prévision, le modèle est utilisé en mode opérationnel (cf. chapitre 5) pour examiner la capacité du modèle à reproduire des événements passés. On part pour ce faire de conditions quasi-opérationnelles, ce qui signifie par exemple que les routines d'optimisation opérationnelles sont activées et que l'on fait semblant de ne disposer de valeurs de mesures hydrologiques que jusqu'à l'instant de la prévision.

Les résultats des tests de prévision renseignent ainsi directement sur la qualité des prévisions opérationnelles et se prêtent donc mieux à l'évaluation d'un modèle de prévision que les pures simulations (LUCE et al. 2006, HAAG et al. 2013).

Afin d'évaluer la fiabilité de la chaîne de modélisation « modèle de prévision météorologique - LARSIM », les valeurs de mesure météorologiques ne sont utilisées que jusqu'à l'instant de prévision alors que pour la période de prévision, ce sont les prévisions météorologiques numériques qui servent de conditions aux limites.

Si l'on souhaite par contre seulement étudier la fiabilité du modèle hydrologique, on peut également utiliser les paramètres météorologiques mesurés au cours de la période de prévision. De tels tests de prévision reposant sur des données de mesure météorologiques se prêtent également à la validation de modèles opérationnels de bilan hydrologique LASRIM (LUCE et al. 2006).

Les prévisions établies dans le cadre des tests peuvent être comparées avec les débits mesurés (déjà disponibles pour les événements passés). Dans le cas le plus simple, les différentes prévisions peuvent être représentées avec les valeurs mesurées. A titre alternatif, il est possible de bâtir une nouvelle courbe en regroupant toutes les valeurs de prévision d'un certain délai de prévision (p. ex. toutes les prévisions sur 24 heures) et de comparer ces valeurs avec les valeurs mesurées(Figure 4-8). Les courbes de prévision ainsi constituées pour différents délais de prévision ne font non seulement l'objet d'une comparaison visuelle, mais peuvent également être évaluées à l'aide des indices de qualité statistiques présentés dans le chapitre précédent.

L'exemple de la Figure 4-8 illustre que la qualité de prévision atteinte pour un délai de trois heures était très bonne mais qu'il y a eu des surestimations considérables pour un délai de prévision de 24 heures. Dans cet exemple, les prévisions sur trois heures peuvent donc être considérées comme fiables alors que les prévisions sur 24 heures ne présentent pas le degré de fiabilité requis.

Au-delà de la comparaison visuelle, il est possible d'effectuer de nombreuses autres évaluations statistiques des prévisions, par exemple à l'aide du programme ProFoUnD. Ce dernier permet par exemple d'évaluer la qualité de prévision d'un modèle LARSIM en ce qui concerne la survenance de certains événements ou encore le rapport entre incertitude moyenne du modèle et délai de prévision (pour plus de détails, cf. HAAG et al. 2013).

Si la validation effectuée à l'aide des tests de prévision fournit des résultats insatisfaisants pour une station, il convient d'en élucider les causes. Il se peut que le calage ne soit pas approprié à la prévision opérationnelle et nécessite d'être retouché en tenant compte des conditions opérationnelles. Cependant, il y a également d'autres facteurs qui peuvent être à l'origine d'un mauvais résultat obtenu sur une station, p. ex. les incohérences entre les mesures effectuées sur différentes stations. On peut y remédier en configurant le modèle opérationnel en fonction.



Figure 4-8 Exemple de visualisation de prévisions composées pour les délais de prévision de 3 h et de 24 h en comparaison avec la courbe mesurée (tiré de HAAG et al. 2013)

Composantes surfaciques du régime hydrologique

Les modèles de bilan hydrologique sont également utilisés pour évaluer les aspects surfaciques du régime hydrologique terrestre tels que la hauteur de neige, la teneur en eau du sol ou la recharge naturelle des nappes phréatiques. Comme le calage se base en règle générale sur le débit au niveau de la station, il est recommandé, aux fins de ces évaluations surfaciques, de procéder d'abord à une validation spécifique des modèles en comparant les résultats surfaciques par exemple avec d'autres modèles ou à des mesures interpolées ou a minima en vérifiant leur plausibilité.

A titre d'exemple d'une telle validation surfacique, la Figure 4-9 compare une couverture neigeuse calculée à l'aide d'un modèle de bilan hydrologique LARSIM avec une carte de la couverture neigeuse éditée par l'Institut suisse pour l'étude de la neige et des avalanches (SLF) pour le bassin suisse du Rhin. Les zones jaunes sont couvertes de neige à la fois dans le modèle et sur la carte. Les deux outils ne font pas apparaître de neige dans les zones en bleu clair. Pour ce qui est des zones rouges, le modèle les considère comme étant couvertes de neige alors qu'il n'y a pas de neige selon la carte. L'inverse est vrai pour les zones en bleu foncé. Il ressort de cette comparaison que le modèle LARSIM surestime l'étendue de la couverture neigeuse à la date considérée.

Effectuées pour de nombreuses dates, ce type d'évaluations et d'autres comparaisons surfaciques des équivalents en eau de la neige ont permis de valider le module de neige dans LARSIM (Hohmann 2013).



Couverture neigeuse

Figure 4-9 Comparaison de la couverture neigeuse simulée par LARSIM avec les cartes de la couverture neigeuse du SLF (tirée de HOHMANN 2013)

La Figure 4-10 montre un autre exemple de validation surfacique : la quantité moyenne d'eau d'infiltration en mm par an, calculée avec un modèle de bilan hydrologique LAR-SIM. Pour évaluer sa plausibilité, l'image spatiale a été comparée avec les résultats d'un modèle spécifique de la recharge naturelle des nappes phréatiques. Partant de ces constats, on a considéré que le modèle LARSIM était approprié pour étudier les modifications éventuelles de la recharge naturelle des nappes phréatiques suite au changement climatique (WENDEL et al. 2013).



Figure 4-10 Exemple de validation d'un modèle à l'aide de la simulation de la percolation profonde (tiré de WENDEL et al. 2013)

5 LES MODÈLES DE BILAN HYDROLOGIQUE LARSIM DANS LA PRÉVISION OPÉRATIONNELLE

5.1 APERÇU DES MODÈLES LARSIM UTILISÉS DANS LA PRÉVISION OPÉRATION-NELLE

Les modèles de bilan hydrologique à haute résolution sont utilisés majoritairement pour la prévision opérationnelle. Ils sont d'une part caractérisés par le fait que les entités spatiales sont relativement petites : Dans les modèles raster utilisés à cette fin, la résolution des entités spatiales est le plus souvent de 1 x 1 km². Les surfaces des entités spatiales des modèles basés sur les bassins se situent principalement dans un domaine de quelques kilomètres carré. D'autre part, les modèles à haute résolution sont caractérisés par une répartition des entités spatiales en compartiments pédologiques et d'occupation des sols qui se fonde sur des informations relatives à l'occupation des sols détaillées. Dans des entités spatiales avec une forte structuration altimétrique un zonage altimétrique lors du calcul de l'accumulation et l'ablation de la neige peuvent en outre être pris en compte. Ces modèles constituent donc la base idéale pour une modélisation hydrologique à distribution spatiale, différenciée en fonction des surfaces et offrant de multiples possibilités d'utilisation (LUCA et al. 2006; HAAG & BREMICKER 2010).

Le tableau 5-1 dresse la liste des services qui disposent de modèles de bilan hydrauliques LARSIM à haute résolution et qui les utilisent par défaut au niveau opérationnel. Il en ressort que LARSIM est non seulement utilisés par les Länder de l'Allemagne méridionale, mais également par les pays voisins (Autriche, France, Luxembourg). Au-delà des services indiqués, les modèles sont utilisés dans certains cas par d'autres services du land pour répondre à des questions spécifiques (par ex. *Regierungspräsidien, Landratsämter* etc.).

La Figure 5-1 illustre la localisation et la répartition des modèles qui sont actuellement appliqués en routine (état 2014). Les territoires du Bade-Wurtemberg, de la Hesse, de la Rhénanie-Palatinat et du Land de Sarre sont entièrement couverts. En outre, des MBH LARSIM sont disponibles pour la quasi-totalité du territoire de la Bavière et du Vorarlberg, des bassins versants suisse et français du Rhin supérieur ainsi que pour les bassins transfrontaliers de la Moselle, de la Sarre et de la Sieg.

Au total, 34 modèles de bilan hydrologique LARSIM sont en service opérationnel au sein de 15 services (état 2014). Le modèle pour la Moselle et la Sarre est utilisé et perfectionné par plusieurs services en France, au Luxembourg et en Allemagne. Certains services ne font tourner que des parties du modèle global, parties qui comprennent le bassin versant respectif situé dans leur domaine de compétence.

Le premier modèle de bilan hydrologique LARSIM à haute résolution a été élaboré en 1999 pour le Neckar alors que de nouveaux modèles sont en cours d'élaboration par ex. pour la Meuse. Ces derniers ne figurent pas encore dans la présente vue synoptique. Tous les modèles sont maintenus et améliorés en continu, de sorte que les modèles anciens tiennent à la fois compte des données nouvellement acquises et des perfectionnements intervenus dans la technique de modélisation.

Au Bade-Wurtemberg, au Vorarlberg et dans le bassin de la Moselle, on utilise des modèles rasters avec un maillage de 1 km x 1 km. Il en va de même pour la plupart des modèles bavarois. Avec une arête de 0,5 km, seuls les modèles raster du Chiemsee avec la Tiroler Achen et, à partir du Chiemsee, l'Alz avec son affluent, la Traun, présentent une résolution spatiale plus fine. Le modèle bavarois de bilan hydrologique de l'Isar est divisé en bassins hydrologiques, tout comme les modèles pour la Hesse, la Rhénanie-Palatinat et l'Alsace.

Les différents modèles couvrent des surfaces comprises entre 80 km² et près de 30 000 km² ; le nombre de nœuds de calcul varie en conséquence. Au total, les modèles englobent une superficie totale de plus de 200 000 km² et couvrent la totalité du bassin versant du Rhin jusqu'à Bonn, l'essentiel du bassin versant du Danube allemand ainsi que la partie hessoise du bassin de la Weser (Figure 5-1). Près de 900 stations limnimétriques ainsi qu'un grand nombre de retenues, de lacs, de barrages de vallée, de mesures de rétention, d'apports et de transferts d'eau sont pris en compte. Selon l'utilisation, les modèles sont forcés par différentes mesures, prévisions et pronostiques météorologiques. Tous les modèles disponibles sont équipés de jeux de paramètres pour la simulation en résolution horaire. Par ailleurs, beaucoup de modèles disposent également d'un jeux de paramètres pour une simulation sur base de valeurs journa-lières (BREMICKER et al. 2013).

Tableau 5.1Vue d'ensemble des services qui ont systématiquement recours à
des modèles de bilan hydrologiques opérationnels LARSIM à haute
résolution

| Etat | Land fédé- ral | Service | Abréviation |
|------------|-------------------------------------|--|-------------------|
| Allemagne | Bade- Wurtemberg | Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz, Centre de prévision des crues | LUBW |
| | Bavière | Bayerisches Landesamt für Umwelt Centre de prévision des crues Danube, Inn, Main | BLfU |
| | | Wasserwirtschaftsamt Kempten Centre de prévision des crues Iller / Lech | WWA Kempten |
| | | <i>Wasserwirtschaftsamt</i> Weilheim Centre de prévision des crues Isar | WWA Weil- heim |
| | Hesse | Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie | HLUG |
| | | Regierungspräsidium Gießen | RP Gießen |
| | Rhénanie- du-Nord- Westphalie | Bezirksregierung Cologne | BR Cologne |
| | Rhénanie- Palatinat | Landesamt für Umwelt de la Rhénanie- Palatinat | LUWG |
| | Land de Sarre | Landesamt für Umwelt und Arbeits- schutz | LUA |
| France | Lorraine | Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Lor- raine | DREAL Lorraine |
| | Alsace | Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Al- sace | DREAL Alsace |
| Luxembourg | | Administration de la Gestion de l'Eau | AGE |
| | | Service de la navigation Grevenmacher | SNG |
| Autriche | Tyrol | Hydrographischer Dienst du Tyrol | HDT |
| | Vorarlberg | Amt der Vorarlberger Landesregierung | AVLR |



Figure 5-1 Vue d'ensemble des MBH LARSIM appliqués de manière systématique et des services les exploitant (mi-2013)

Domaines d'application des MBH LARSIM à haute résolution :

Tableau 5-2donne un aperçu des principaux domaines d'application du modèle au sein des différents services. Il en ressort que la prévision des crues constitue l'élément central de l'intervention opérationnelle au sein de tous les services et qu'en de nombreux endroits, les modèles sont aussi utilisés pour la prévision des étiages en routine (BRE-MICKER et al. 2004; BRAHMER 2009; HOLLE 2009; LAURENT et al. 2010; BREMICKER & VARGA 2014). Les services des länder élaborent en outre des alertes précoces des inondations spécifiques à la région ou à la circonscription. Ceci permet, également sur les petits cours d'eau, de mettre la population en garde contre une crue potentielle à un stade précoce (BREMICKER et al. 2006; BRAHMER 2009; BREMICKER & VARGA 2014). Les prévisions hydrologiques en continu servent aussi à optimiser les débits sortants par rapport aux objectifs poursuivis plus en aval et à planifier la production d'énergie par les centrales au fil de l'eau. Sur plusieurs rivières, les modèles LARSIM permettent par ailleurs la simulation et la prévision opérationnelles de la température de l'eau (HAAG et al. 2005; KREMER & BRAHMER 2013).

| | Utilisation opérationnelle | | | | Applications hors ligne | | | | |
|---------------------|----------------------------|-----------------------------------|--------------------------|--|--|---------------------------------|--------------------------------|------------------------------|---|
| Service | Prévisions des crues | Alerte précoce des inondations | Prévision des étiages | Prévision de la température de l'eau | Optimisation du débit sortant du réservoir | séquences du changement cli- | Tâches de dimen- sionnement | Plans de charge thermique | Schémas direc- teurs de la ges- tion des eaux |
| LUBW | Х | Х | Х | Х | | Х | Х | Х | Х |
| BLfU | Х | Х | Х | | | | Х | | |
| WWA Kempten | Х | Х | Х | | Х | | Х | | |
| WWA Weilheim | Х | Х | Х | | Х | | Х | | |
| HLUG | Х | Х | Х | Х | | Х | | Х | Х |
| RP Gießen | Х | | Х | | | | Х | | Х |
| BR Cologne | Х | | | | | | | | |
| LUWG | Х | Х | Х | Х | | Х | Х | Х | Х |
| LUA | Х | Х* | | | | Х | | | |
| DREAL Lor- raine | Х | | | | | Х | | | |
| DREAL Alsace | Х | | | | | | | | |
| AGE | Х | Х* | | | | Х | Х | | Х |
| SNG | Х | | | | | | | | |
| HDT | Х | | Х | | | | | | |
| AVLR | Х | | Х | | | | | | |

 Tableau 5-2
 Aperçu des principaux domaines d'application des modèles de bilan hydrologique LARSIM à haute résolution au sein des différents services.

* au LUA et à l'AGE, la mise en application de l'alerte précoce des inondations est prévue en 2014

Outre les possibilités d'application opérationnelle mentionnées dans le Tableau 5-2, certains services utilisent LARSIM pour d'autres prévisions opérationnelles. Au Bade-Wurtemberg, un système d'alerte précoce des étiages est par exemple en cours d'expérimentation (VARGA & HAAG 2013).

Les modèles LARSIM primairement opérationnels peuvent également servir à diverses fins de planification. A noter ici - outre les schémas directeurs de la gestion des eaux - les analyses des impacts éventuels du changement climatique sur la gestion des eaux (par ex. GERLINGER 2004; HENNEGRIFF et al. 2008; GERLINGER & MEUSER 2013). Au-delà, les modèles sont utilisés pour des tâches de dimensionnement des ouvrages hydrau-liques. En font entre autres partie la détermination des débits de crues et d'étiage pour différentes récurrences, la mise à disposition d'hydrogrammes pour effectuer des calculs hydrauliques ainsi que la planification et l'optimisation des barrages de vallée, bassins de rétention et polders (par ex. GERLINGER 2008). Là où LARSIM est disponbile en tant que modèle de bilan hydrologique et thermique, il peut également être utilisé pour élaborer des plans de charge thermique et pour répondre à d'autres questions liées à la pression thermique sur les eaux (par ex. HAAG & LUCE 2008; BADDE et al. 2014).

Outre les tâches figurant au Tableau 5-2, les modèles LARSIM sont régulièrement utilisés pour d'autres tâches telles que la simulation et la prévision du régime d'humidité du sol et la recharge en eau souterraine ou les analyses sur l'impact des modifications de l'occupation des sols (par ex. HAAG et al. 2005; 2006; KRUMM 2011).

Perfectionnement coordonné des MBH LARSIM opérationnels :

Le perfectionnement du modèle LARSIM est concerté et coordonné par une communauté de développeurs des centres de prévision des crues au LUBW, au BlfU, au LUWG et au HLUG. Les développeurs du modèle et les informaticiens se rencontrent régulièrement et assurent ainsi un perfectionnement ciblé de LARSIM. En ce qui concerne les modèles pour la Moselle, la Sarre et le bassin versant français du Rhin supérieur, leur maintenance et leur perfectionnement sont assurés dans le cadre d'un accord de coopération entre les services français, allemands et luxembourgeois. En outre, un atelier des utilisateurs est organisé tous les ans à plus grande échelle et permet un échange d'expériences entre tous les utilisateurs de LARSIM.

De cette manière, les modèles de bilan hydrologique LARSIM à haute résolution correspondront également à l'avenir à l'état de la technique et permettront de traiter de multiples questions liées à la gestion de l'eau.

5.2 BASES DE L'EXPLOITATION OPÉRATIONNELLE DU MODÈLE

5.2.1 DÉROULEMENT DU PROGRAMME OPÉRATIONNEL

En mode de calcul opérationnel, LARSIM est généralement dimensionné pour un pas de temps de calcul d'une heure. Le programme attribue en interne les temps de référence suivants aux données événementielles : pour les données de mesure hydrométéorologiques et les prévisions des débits l'heure de l'Europe Centrale (HNEC), pour les données climatiques prévues par contre le temps de référence UTC, car celui-ci est le temps de référence le plus couramment utilisé par les modèles de prévision météorologique nationaux ou internationaux. Le programme tient compte du décalage horaire d'une heure qui en résulte entre HNEC et UTC.

Sur la base des mesures climatiques actuellement disponibles au niveau opérationnel ainsi que des prévisions météorologiques numériques, LARSIM permet de calculer et d'éditer des prévisions de débits. D'autres formats de sortie possibles sont la température de l'eau ainsi que les prévisions de l'évaporation, de l'humidité du sol, des hauteurs de neige ainsi que de la recharge en eau souterraine sur l'ensemble du territoire. Pour la prévision opérationnelle, LARSIM peut être utilisé en mode automatisé de commande séquentielle, mode qui ne demande pas d'intervention de la part de l'utilisateur. Le programme se déroule pour l'essentiel comme suit :

- L'instant de la prévision qui est interne au programme est mis à l'heure du système de l'ordinateur (heure complète).
- Saisie automatique du contenu de tous les états des réservoirs tels que sauvegardés lors de la dernière utilisation du modèle et détermination du début des calculs au moment où le modèle a été lancé la dernière fois, mais au moins 2 jours avant l'instant actuel de la prévision.
- Reconnaissance et saisie automatisées des données de mesure hydrométéorologiques actuellement disponibles pour les stations de mesure météorologiques et hydrologiques définies dans des fichiers maîtres spécifiques.
- Etablissement d'un protocole sur la base de données actuelle pour les chroniques hydrométéorologiques.
- Saisie des prévisions météorologiques actuellement disponibles du modèle de prévision météorologique pour les précipitations, le rayonnement global et/ou la durée de l'ensoleillement, la vitesse du vent, l'humidité relative de l'air et/ou la température du point de rosée, la température de l'air et la pression atmosphérique.
- Modélisation du bilan hydrologique, y compris optimisation et prévision.
- Sauvegarde du contenu de tous les états des réservoirs du modèle pour l'instant de la prévision.
- Sortie des paramètres de sortie simulées et prévues (par ex. prévision des débits, résultats surfaciques).

5.2.2 MISE À JOUR DES ÉTATS DES RÉSERVOIRS DANS LE MODÈLE

LARSIM permet de sauvegarder l'état du modèle à différents moments à définir - une condition *sine qua non* pour l'exploitation opérationnelle. Les « fichiers d'état du MBH » ainsi créés recueillent les informations sur le remplissage des réservoirs hydrologiques de toutes les entités spatiales. Pour le modèle raster LARSIM du bassin du Neckar, d'une superficie d'environ 14 000 km², il s'agit de près de 1,1 millions de données, par exemple sur le remplissage actuel des réservoirs d'écoulement par cellule raster ainsi que - en fonction de l'occupation des sols - sur le mouillage des surfaces foliaires, les hauteurs de la neige et le remplissage des réservoirs du sol.

Cet état du modèle est enregistré temporairement et sert de condition initiale pour la simulation suivante. On assure ainsi que même pour les simulations sur une courte durée, le bilan hydrologique calculé soit tenu à jour.

En mode opérationnel de prévision, la période calculée par le modèle est scindée en deux : Pendant la période de simulation (= début des calculs jusqu'au moment de la prévision), le modèle fonctionne sur la base de données de mesure météorologiques et de débits mesurés. Pendant la période de prévision qui s'ensuit, l'exploitation du modèle repose sur les prévisions établies par les services météorologiques. Différentes prévisions météorologiques (couvrant par ex. différents périmètres) peuvent être combinées.

En mode de routine, la période de simulation comprend deux jours, c.-à-d. que le fichier d'état du MBH produit deux jours avant l'instant de la prévision est saisi comme condition initiale.

5.2.3 TRAITEMENT DE LACUNES DANS LES DONNÉES D'ENTRÉE HYDROMÉTÉORO-LOGIQUES

Pour l'utilisation automatisée et opérationnelle du modèle, il est décisif que d'éventuelles lacunes dans les données d'entrée hydrométéorologiques soient reconnues et comblées par des méthodes d'interpolation adaptées. Dans le cadre de la modélisation opérationnelle du bilan hydrologique avec LARSIM, ceci est atteint comme suit : Des lacunes dans les précipitations mesurées sont comblées par une interpolation spatiale des valeurs mesurées aux stations voisines. En fonction du pas de temps, on détermine pour quelles stations voisines il existe des valeurs mesurées.

Des lacunes dans les autres données climatiques mesurées (vent, température de l'air, rayonnement global, humidité relative de l'air, pression atmosphérique) sont également comblées si possible par une interpolation des valeurs mesurées aux stations voisines. En fonction du pas de temps, on détermine pour quelles stations voisines il existe des valeurs mesurées. En l'absence de données mesurées sur d'autres stations, les lacunes sont comblées par « d'anciennes » prévisions météorologiques numériques, si disponibles. Si de telles prévisions météorologiques anciennes ne sont pas disponibles et l'option LARSIM PERSISTENZ KLIMADATEN est cochée, la valeur climatique mesurée la plus récente est utilisée pour combler la lacune.

Si les mesures de précipitation disponibles ne couvrent pas complètement la période de prévision retenue, les lacunes ainsi obtenues sont fixées à la valeur de précipitation zéro.

Au cas où les prévisions disponibles pour les autres paramètres météorologiques ne couvraient pas complètement la période de prévision retenue, il est possible d'extrapoler les valeurs climatiques les plus récentes de la période de prévision en sélectionnant l'option PERSISTENZ KLIMADATEN.

Des lacunes dans les débits mesurés peuvent en option être comblées par des débits modélisés.

5.2.4 DÉBITS, NIVEAUX D'EAU ET TEMPÉRATURES D'EAU MESURÉS

En mode opérationnel, on part du principe que, pour calculer le débit du bassin situé en aval d'une station limnimétrique, on utilise les hydrogrammes mesurés sur cette station, pourvu que ces derniers soient disponibles et de bonne qualité. Pour qualifier les hydrogrammes mesurés, le modèle évalue des jeux de données renseignant, pour chaque station limnimétrique, sur la qualité respective de la relation hauteur-débit pour l'étiage, les moyennes eaux et les crues. Ceci peut par exemple avoir pour conséquence que, pour une station limnimétrique donnée, le MBH considère que les débits mesurés en situation d'étiage ne sont pas fiables et les laisse donc de côté, mais qu'il utilise comme données d'entrée les débits mesurés en situation de moyennes eaux et de crue.

La qualité de mesure est en outre décisive pour l'utilisation ou non de la station pour l'ajustement automatisé du modèle dans les plages de débit respectives. Sur toutes les stations, cette gestion est possible pour les différentes plages de débit.

Pour les modèles LARSIM de prévision de la température de l'eau, il est de la même manière possible de transmettre à l'aval les données de température, aux fins des cal-

culs ultérieurs et de l'ajustement opérationnel des simulations. Là aussi, un fichier de commande permet à l'utilisateur de décider si la station de mesure respective est appropriée pour une transmission au sein du modèle voire pour l'ajustement du modèle.

5.2.5 PRISE EN COMPTE DE NIVEAUX D'EAU ET DE DÉBITS SORTANTS

Disponibles en opérationnel, les données de mesure relatives au contenu des réservoirs et/ou au débit sortant (bassins de rétention, barrages de vallée) peuvent être reprises en modélisation automatique. Dans ce cas également, les données à prendre en considération sont sélectionnées via un fichier de commande. Dans le cas où seules des informations sur le débit sortant sont disponibles, le remplissage correspondant est calculé en tenant compte de la règle de commande sauvegardée dans le modèle ainsi que de l'équation de continuité. A l'inverse, le débit sortant est calculé dans le cas où les seules données disponibles sont celles sur le remplissage. Il est ainsi assuré que d'éventuelles estimations erronées des taux de remplissage du réservoir ou des débits sortants peuvent être corrigées à l'aide de données mesurées au cours de la période de simulation.

A noter par ailleurs que les débits sortants ne suivent souvent pas des règles de commande rigides et clairement définies. Au contraire, on adapte fréquemment les débits sortants à la situation ou on les programme à court terme (par ex. production d'électricité, délestages préventifs etc.). Il est donc également possible de reprendre, pour la période de prévision, des hydrogrammes des débits sortants programmés (ou du taux de remplissage du réservoir) dans la prévision opérationnelle et de tenir compte, de cette manière, de la commande variable en fonction de la situation.

5.3 OPTIMIS ATION DE MODÈLES OPÉRATIONNELS

5.3.1 AJ US TEMENT AUTOMATISÉ DU MODÈLE

L'ajustement automatisé du modèle LARSIM exploite les écarts survenant au cours de la période de simulation entre les débits mesurés et les débits calculés. Si la simulation s'écarte trop de la mesure, le modèle est ajusté de manière itérative et en fonction de la station jusqu'à ce que le critère de qualité défini soit atteint. Ce n'est qu'à ce moment-là que le calcul des prévisions démarre.



Figure 5-2 Schéma de l'ajustement opérationnel du modèle.

L'ajustement automatisé du modèle se déroule selon l'arbre de décision présenté dans la Figure 5-3 : Dans un premier temps, un jeu de données prédéfini par l'utilisateur renseigne sur la question de principe de savoir si la station doit être utilisée pour l'ajustement. Dans l'affirmative, le modèle vérifie à partir de l'hydrogramme mesuré au cours

de la période de simulation si le débit actuel de la station correspond à un débit d'étiage, d'eaux moyennes ou de crue. Si, pour la plage de débits actuelle, la relation hauteur-débit a été considérée comme fiable, un ajustement est effectué à cette station. La stratégie d'ajustement utilisée varie en fonction de la plage de débits.

5.3.1.1 AJ US TEMENT DANS LA GAMME DES DÉBITS MOYENS ET DES DÉBITS D'ÉTIAGE

Dans la gamme des débits d'étiage et des eaux moyennes, les écarts dans la modélisation sont généralement analysés pour les 48 heures précédant l'instant de la prévision (période d'exploitation NQM), afin d'éviter que les fluctuations à court terme du niveau d'eau à la station ne soient surestimées. Un ajustement du modèle n'est effectué que si la différence relative constatée au cours de la période d'exploitation entre le débit mesuré et le débit calculé est supérieure à une valeur seuil prédéfinie MaxAbw (par ex. 5 %) et si les valeurs mesurées dans la gamme de débits actuellement dominante sont jugées plausibles.

Ajustement de l'apport en eau

En situation d'étiage et de moyennes eaux non-stationnaires, la première étape consiste à vérifier si une adéquation suffisante entre le débit simulé et le débit mesuré peut être atteinte dans la période d'exploitation NQM en ajustant l'apport en eau (WD). La correction maximale admissible de l'apport en eau est limitée par des facteurs de correction minimums et maximums à définir par l'utilisateur.

La correction de l'apport en eau s'avère nécessaire et judicieuse notamment dans les cas suivants : En cas de précipitations convectives à petite échelle (cellules orageuses), les précipitations risquent d'être sous-estimées ou surestimées, dépendant de la position des stations pluviométriques, ce qui peut être compensé par une correction de l'apport en eau. Une mauvaise estimation du débit est également possible en situation de fonte du manteau neigeux dont l'équivalent en eau n'est pas correctement représenté dans le modèle; elle peut être compensée en ajustant l'apport en eau.

Dans les cas décrits, un facteur de correction est déterminé et permet d'adapter l'apport en eau sur toute la période de simulation de sorte à obtenir la meilleure concordance possible entre le débit calculé au cours de la période NQM et le débit mesuré.

Ajustement des réservoirs d'écoulement

Dans de nombreux cas, le débit simulé dans la période d'exploitation NQM ne peut pas être adapté au débit mesuré par ajustement de l'apport en eau. Ceci est le cas par conditions d'écoulement (pratiquement) stationnaires ou si le caractère non-stationnaire du débit n'est pas dû aux précipitations ou à la fonte des neiges pendant la période de simulation.

Dans ce cas, la première étape consiste à vérifier si la variabilité du débit mesuré est plausible ou s'explique par des processus hydrologiques naturels.

Lorsqu'il y a des variations non plausibles qui sont dues à la technique de mesure ou à la régulation, aucun ajustement du modèle n'est effectué. A cet effet, on contrôle si, au niveau du débit mesuré, la différence relative maximale corrigée de la tendance et celle

non corrigée de la tendance sont inférieures aux valeurs seuils à spécifier. Dans le cas où elles sont inférieures aux valeurs seuils, l'ajustement est automatiquement empêché pour éviter que les états des réservoirs du MBH ne soient ajustés d'une manière inadéquate.

Par contre, en l'absence de variations du débit à court terme ou si la variabilité du débit mesuré semble plausible, le contenu actuel des réservoirs hydrologiques est ajusté de sorte à obtenir la meilleure concordance possible entre le débit calculé et les valeurs mesurées au droit de la station limnimétrique.

Pour une différenciation plus fine dans le cadre de l'ajustement des réservoirs d'écoulement, on retient comme critère la part qu'occupe l'écoulement souterrain dans le débit total simulé. Si la part de l'écoulement souterrain dépasse une valeur seuil MinQB imposée (par ex. 90 %), la situation actuelle est considérée par LARSIM comme phase d'étiage plutôt stationnaire. Dans ce cas, les remplissages de tous les réservoirs d'écoulement dans les entités spatiales de la zone de contrôle limnimétrique sont ajustés au début de la période de simulation afin d'obtenir la meilleure concordance possible entre le débit calculé dans la période NQM et le débit mesuré. A noter qu'il s'agit là principalement d'un ajustement du réservoir d'eau souterraine.

Ajustement MBH

lorsque les options WHM-HQ-NACHFUEHRUNG, WHM-MQ-Nachführung et WHM-NQ-NACH-FUEHRUNG sont activées



Figure 5-3 Arbre de décision pour l'ajustement du modèle opérationnel

Si la quote-part simulée de l'écoulement souterrain est inférieure à la valeur seuil MinQB imposée, on s'attend à une situation stationnaire de moyennes eaux ou à une courbe descendante après une augmentation du débit, et seuls les réservoirs de l'écoulement de subsurface et ceux de l'écoulement direct lent et rapide sont ajustés. On évite ainsi que des erreurs d'estimation de l'apport en eau ou de la vidange des réservoirs de l'écoulement de subsurface et de l'écoulement direct soient compensées par un ajustement du réservoir de l'écoulement souterrain.

5.3.1.2 AJ USTEMENT DANS LA GAMME DES DÉBITS DE CRUE

Comme la dynamique hydrologique est sensiblement plus élevée pour la gamme des débits de crue que pour celle des moyennes eaux et des étiages, la période d'exploitation à définir par l'utilisateur se limite en règle générale aux dernières 6 heures avant l'instant de la prévision (période d'exploitation HQ). Ceci permet de tenir compte de l'évolution des débits immédiatement avant l'instant de la prévision. Si, au droit de la station considérée, au moins un des débits mesurés au cours de la période d'exploitation HQ se situe dans la gamme des débits de crue prédéfinie, ce sont les conditions d'ajustement pour les crues qui s'appliquent. Un ajustement du modèle n'est effectué que si la mesure effectuée dans la gamme des débits de crue est fiable et que la différence relative entre le débit mesuré et le débit calculé dans la période d'exploitation HQ est supérieure à la valeur seuil imposée (MaxAbw).

Par analogie à l'ajustement des étiages et des moyennes eaux, la première étape consiste à vérifier si l'ajustement souhaité de l'hydrogramme simulé à l'hydrogramme mesuré dans la période d'exploitation HQ peut être atteint par un simple ajustement de l'apport en eau dans la période de simulation. Dans la négative, les taux de remplissage des réservoirs de l'écoulement de subsurface et des réservoirs de l'écoulement direct rapide et lent sont ajustés. En situation de crue, un ajustement du réservoir d'eau souterraine est exclu.

5.3.1.3 EFFETS DE L'AJ US TEMENT DU MODÈLE

Les graphiques suivants (Figure 5-4 à Figure 5-6) illustrent, à partir d'exemples choisis, les effets de l'ajustement automatisé du modèle pour différentes situations hydrologiques. Outre les hydrogrammes mesurés et les simulations en continu (sans ajustement du modèle), les différentes prévisions sont représentées dans ces graphiques. La méthode suivie dans le cadre de l'ajustement du modèle automatisé a été la même que pour le cas opérationnel. La mise en cohérence entre le modèle et la mesure a été effectuée à l'aide des valeurs mesurées avant l'instant de la prévision. Les valeurs mesurées après l'instant de prévision sont également représentées pour illustrer l'effet de l'ajustement sur la qualité des prévisions.

Figure 5-4 montre la comparaison entre un hydrogramme mesuré, une simulation en continu (sans ajustement du modèle) et une prévision effectuée après ajustement automatisé du modèle en situation d'étiage prononcé. Dans le cas présent, le débit d'étiage réel est sensiblement surestimé dans le cadre d'une simulation en continu. Ceci est surtout dû à une surestimation du taux de remplissage du réservoir de l'écoulement de base dans la période précédant l'événement d'étiage.

Le graphique montre que l'ajustement automatisé permet une bonne mise en cohérence entre le modèle et les mesures faites avant l'instant de prévision. Ainsi, la prévision en date du 4 août 2003 est beaucoup plus proche de l'évolution réelle des débits que la simulation en continu. Dans la présente situation d'étiage typique, la prévision a pu être améliorée grâce à un ajustement de tous les réservoirs d'écoulement (a compris celui de l'écoulement de base).



Figure 5-5 montre un exemple de l'effet de l'ajustement du modèle après une petite pointe de débit en situation d'étiage. Dans le cadre de la simulation en continu, le débit diminue trop lentement et se stabilise après l'événement à un niveau un peu trop élevé. L'ajustement du modèle permet une révision successive à la baisse du taux de remplissage des réservoirs à réaction plus rapide (réservoir de l'écoulement direct [rapide et lent] et réservoir de l'écoulement de subsurface – Interflow). Dans cette situation d'étiage non-stationnaire, le réservoir de l'écoulement de base n'est par contre pas corrigé. L'ajustement des réservoirs réactifs permet une très bonne prévision de la phase d'étiage qui suit la petite pointe de débit.

Figure 5-6 montre une prévision qui démarre avec la phase ascendante d'une crue. Dans ce cas, l'ajustement de l'apport en eau au cours de la période de simulation avant l'instant de prévision a pour effet que la prévision démarre au niveau de la valeur mesurée et que les remplissages du réservoir du sol et du réservoir d'écoulement au moment de la prévision sont bien représentés. Cela permet de bonnes prévisions de l'évolution de la crue suivante et des hauteurs d'eau.



Figure 5-5 Effets de l'ajustement du modèle sur la courbe descendante



5.3.2 CORRECTION ARIMA AUTOMATISÉE

LARSIM corrige les valeurs de prévision sur la base de la différence entre les débits mesurés et les valeurs simulées. Cette correction s'effectue au choix sur la base soit des valeurs de débit à l'instant de prévision soit des valeurs moyennées sur une plage de temps précédant le début de la prévision. Dans les deux cas, la prévision est translatée du montant de la différence entre la mesure et la simulation (correction ARIMA-010). L'utilisateur peut ajuster en détail la méthode de correction ARIMA en configurant les fichiers de commande en fonction (cf. chapitre 5.3.2.1et5.3.2.2).

Contrairement à l'ajustement du modèle qui a un impact sur l'ensemble de la zone de contrôle limnimétrique, la correction ARIMA agit exclusivement sur la station locale voire sur les entités spatiales en aval. En outre, la correction ARIMA ne produit d'effet que pendant la période de prévision et n'influe donc pas sur les états internes au modèle et leur devenir via le fichier d'état du MBH (correction des données de sortie).

5.3.2.1 CORRECTION ARIMA EFFECTUÉE SUR LA BASE DES VALEURS À L'INSTANT DE PRÉVISION

L'arbre de décision à suivre pour la correction ARIMA à l'aide du débit mesuré et du débit simulé à l'instant de prévision est représenté dans Figure 5-7. Il en ressort que, dans le cadre de la correction ARIMA, une différenciation est faite pour chaque station entre les trois plages de débits (crues, moyennes eaux et étiages) et ce, au même titre que pour l'ajustement du modèle. Cette différenciation repose sur les débits mesurés au droit des stations au cours de la période d'exploitation HQ respectivement au cours de la période d'exploitation NQM.

Dans une première étape, l'utilisateur peut choisir, parmi les trois plages de débit du modèle correspondant, celle pour laquelle il souhaite faire une correction ARIMA. Par analogie à l'ajustement du modèle, il peut ensuite sélectionner pour chacune des stations la plage de débits pour laquelle il souhaite une correction ARIMA. La fiabilité et la consistance des mesures effectuées dans la plage de débit correspondante servent de base à cette décision. Ainsi, il est par exemple possible d'arrêter la correction ARIMA pour une station donnée en situation d'étiage, car les mesures d'étiage sont peu fiables, mais d'effectuer en même temps une correction ARIMA pour les plages des moyennes eaux et des crues.

Une correction ARIMA n'est généralement effectuée que s'il existe une valeur mesurée à l'instant de la prévision. En l'absence de valeurs mesurées, une autre option consiste à imposer au programme, station par station, d'utiliser les valeurs de mesure antérieures à l'instant de la prévision pour effectuer la correction ARIMA. Quand cette option est sélectionnée, il faut disposer d'au moins une valeur mesurée au cours de la période retenue en fonction de la station et qui soit antérieure à l'instant de la prévision pour effectuer la correction ARIMA.

Dans la plage des débits de crue et des moyennes eaux, le terme de la correction ARI-MA repose sur la différence entre la valeur mesurée et la valeur simulée à l'instant de prévision. Pour effectuer la correction ARIMA, il existe en outre une option permettant d'utiliser la différence entre la valeur simulée à l'instant de prévision et la valeur de mesure moyennée sur une période définie par station avant l'instant de la prévision.

Dans la plage des débits d'étiage, le terme de la correction ARIMA repose par défaut sur la différence entre la valeur simulée à l'instant de prévision et les mesures moyennées sur les dernières 24 heures avant l'instant de la prévision (moyenne journalière). Pour ce qui est de la plage des débits d'étiage, en situation hydrologique nonstationnaire, la période sur laquelle la moyenne est calculée peut en option être prolongée en fonction de la station considérée. Ceci est particulièrement utile lorsque les débits d'étiage sont soumis à des variations sensibles qui sont dues à des mesures de gestion et qui ne sont pas conditionnées par le régime hydrologique naturel.

La façon dont le terme de correction ARIMA est calculé pour chaque horizon de prévision dépend de la question de savoir si la valeur de la prévision faisant l'objet de la translation est supérieure ou inférieure à la valeur de simulation à l'instant de la prévision :

- Lorsque la valeur de prévision à corriger est supérieure à la valeur de simulation à l'instant de prévision, on procède à une translation absolue des valeurs prévues à hauteur de la différence entre la mesure et la simulation á l'instant de la prévision.
- Dans le cas contraire, c'est-à-dire lorsque la valeur prévue est inférieure à la valeur simulée à l'instant de prévision, on procède à une translation relative. Pour effectuer cette dernière, le vecteur de translation est déterminé en divisant la différence entre la mesure et la simulation par la valeur de simulation à l'instant de la prévision. La translation de la valeur prévue s'exprime donc en pourcentage.

En imposant une valeur dans un fichier de commande, l'utilisateur peut plafonner la translation de la correction ARIMA en fonction de la gamme de débits. La dernière question qui reste à trancher par l'utilisateur pour chaque station limnimé-trique, c'est celle de savoir si la prévision corrigée par ARIMA sert uniquement à sortir les résultats à la station même ou si elle est également utilisée pour calculer les débits à l'aval.

Par ailleurs, l'utilisateur peut également prédéfinir facultativement que la correction ARIMA n'est pas appliquée à tous les pas de temps de la période de prévision. Au lieu de cela, une réduction linéaire est appliquée au terme de correction ARIMA sur un nombre précis d'heures pour le faire baisser de la valeur absolue à zéro. Dans la plage des débits de moyennes eaux et d'étiage, cette réduction linéaire du terme de correction ARIMA n'est cependant faite qu'en situation hydrologique instationnaire.



ÿ

anea



Figure 5-7 Arbre de décision pour la correction ARIMA opérationnelle sur la base des valeurs à l'instant de la prévision

5.3.2.2 CORRECTION ARIMA EFFECTUÉE 399R LA BASE DES VALEURS MOYENNES

La Figure 5-8 montre l'arbre de décision pour la correction ARIMA sur la base des valeurs moyennes des débits mesurés ou simulés. Tout comme pour la correction ARIMA basée sur les valeurs à l'instant de la prévision, une distinction est également faite ici entre les trois plages de débits suivantes : crues, moyennes eaux et étiages. La sélection d'une des trois plages de débits pour laquelle une correction ARIMA doit être effectuée systématiquement ou en fonction des stations repose sur les valeurs moyennes et ce, par analogie à la méthode des valeurs à l'instant de la prévision (pour de plus amples détails cf. chapitre précédent 5.3.2.1). La correction ARIMA sur base des valeurs moyennes n'est effectuée que s'il existe une valeur mesurée à l'instant de la prévision ou une valeur mesurée dans une période définie en option par l'utilisateur en fonction de la station.

La différence principale par rapport aux approches décrites dans le chapitre précédent 5.3.2.1 consiste dans la détermination du terme de correction ARIMA. Ici, ce terme n'est pas déterminé sur la base d'une seule valeur de simulation à l'instant de la prévision, mais en ayant recours à la différence entre une moyenne des valeurs mesurées et une moyenne des valeurs simulées. Ces deux moyennes sont calculées sur une période précédant le début de la prévision qui est imposée par l'utilisateur pour chaque plage de débits et pour chaque station.

Comme le terme de correction ARIMA déterminé sur la base des valeurs moyennes ne correspond pas à la différence entre la mesure et la simulation à l'instant de la prévision, une simple translation de la prévision entraînerait un écart net entre le débit mesuré et le débit prévu. Pour lisser cette transition, la prévision est d'abord jointe à la valeur mesurée à l'instant de la prévision. Ensuite, le modèle opère à une transition graduelle entre la dernière valeur mesurée et la valeur totale de la translation ARIMA, la période ayant été imposée par l'utilisateur en fonction des stations et pour chacune des trois plages de débit.

Par analogie à l'approche basée sur les valeurs à l'instant de prévision, l'approche basée sur les valeurs moyennes connaît, elle aussi, une translation soit absolue, soit relative pour chaque pas de temps de la prévision et ce, en fonction de la question de savoir si la valeur de la prévision faisant l'objet de la translation est supérieure ou inférieure à la valeur de simulation à l'instant de la prévision (cf. chapitre 5.3.2.1). Là encore, l'utilisateur peut plafonner la translation de la correction ARIMA en fonction de la gamme de débits en imposant une valeur (spécifique par station) dans un fichier de commande

La dernière question qui reste à trancher par l'utilisateur pour chaque station limnimétrique, c'est celle de savoir si la prévision corrigée par ARIMA sert uniquement à sortir les résultats à la station même ou si elle est également utilisée pour calculer les débits à l'aval.



Figure 5-8 Arbre de décision pour la correction ARIMA opérationnelle sur la base des valeurs moyennes

5.3.2.3 EFFETS DE LA CORRECTION ARIMA

A faire dès que les résultats des calculs expérimentaux effectués par le LUBW seront disponibles

5.3.3 OPTIMIS ATION DE LA SIMULATION DE LA NEIGE

Dans la mesure où les données disponibles le permettent, LARSIM peut simuler en détail le manteau neigeux en termes du bilan énergétique ainsi qu'en termes de la métamorphose, du compactage et de la rétention d'eau liquide. La simulation correcte de l'évolution du manteau neigeux et de son effet sur le débit dépend du choix utile de la température limite pour la transition neige-pluie (Tgr, cf. 3.4, HAAG & BREMICKER 2013). A l'exemple d'une station nivométrique, Figure 5-9 illustre que les routines implementées dans LARSIM permettent en règle générale de bien appréhender l'évolution du manteau neigeux. En l'espèce, pour une Tgr = 0°C (constante), il y a de bonnes concordances entre l'équivalent en eau de la neige simulé et mesuré, et cela se traduit ensuite également par une bonne qualité des résultats de la simulation des débits (cf. HAAG et al. 2012).

Figure 5-9 illustre par ailleurs que les résultats de la simulation sont très sensibles au choix de Tgr. Ainsi, une variation de Tgr comprise entre -1°C et +1°C a déjà un impact massif sur les résultats de la simulation. On rappellera ici qu'en réalité, Tgr en un endroit donné peut varier entre environ -2°C et +3°C. Il va en outre de soi que la température limite dépend de la situation météorologique et qu'elle peut de ce fait être soumises à des variations à court terme. Cette variabilité de Tgr dans le temps est la raison pour laquelle la qualité de la simulation du manteau neigeux basée sur une température limite constante varie d'une situation à l'autre. Dans le cas des simulations à long terme du régime des eaux, telles qu'elles sont par exemple faites dans le contexte des études du changement climatique, d'éventuelles estimations erronées se contrebalancent dans la plupart des cas en moyenne pluriannuelle, de sorte qu'il est malgré tout possible de faire des évaluations statistiquement fiables. Pour répondre à de telles questions, il est donc décisif d'imposer une température limite qui soit correcte en moyenne temporelle.



Figure 5-9 : Équivalent en eau de la neige simulé et mesuré près de Bad-Mergentheim en hiver 2010/ 2011

Pour que la prévision des crues soit fiable en hiver, il est par contre essentiel de choisir la température limite actuelle. L'exemple du début du mois de décembre 2010 donné en Figure 5-9 montre qu'il convient de décider rapidement et correctement si les précipitations tombent sous forme de neige ou de pluie : Dans le cas d'une simulation basée sur une température limite = +1 °C, environ 40 mm des précipitations auraient été entrestockés sous forme de neige entre le 7 et le 11 décembre 2010. Mais en réalité, ces précipitations sont tombées sous forme de pluie, et de cette manière, avec le manteau neigeux déjà en place, environ 50 mm se sont écoulés ce qui a été bien représenté avec Tgr = 0°C. L'estimation erronée résultant éventuellement de cette situation est exclusivement imputable au choix de Tgr (Haag et al. 2012).

Un mauvais choix de Tgr qui est dû à la situation météorologique peut aussi avoir pour conséquence une mauvaise estimation de l'évolution du manteau neigeux à long terme. Si la simulation avait été faite avec Tgr = +1°C dans l'exemple du début du mois de janvier 2011 représenté dans Figure 5-9, l'équivalent en eau de la neige se serait élevé à 110 mm (au lieu de 40 mm en réalité). Une nette surestimation de la crue consécutive à la fonte des neiges en aurait été la conséquence. Par contre, le choix d'une température limite de 0°C a permis dans ce cas une bonne simulation de la dynamique nivale à long terme.

Il convient en outre de garder à l'esprit que, pour d'autres hivers (avec d'autres situations météorologiques), la dynamique nivale a bien mieux été simulée avec Tgr = +1°C qu'avec Tgr = 0°C. Les exemples qui viennent d'être décrits mettent en relief que la simulation exacte de la dynamique nivale est limitée avant tout par la variabilité temporelle de la température limite (Haag & Bremicker 2013).

En ce qui concerne la dynamique nivale, la prévision des débits opérationnelle se heurte donc aux deux problèmes suivants : Pour un événement actuel, il convient de sélectionner la température limite de façon à estimer correctement si les précipitations tomberont sous forme de neige ou de pluie. Il est en outre nécessaire de bien simuler le manteau neigeux (avant un événement de fonte). Les approches de solution suivantes s'appliquent aux deux cas de figure.

5.3.3.1 VARIATION DE LA TEMPÉRATURE LIMITE

Calculs d'ensemble avec différentes températures limites :

Comme indiqué plus haut, la variabilité de la température limite de transition de la neige à la pluie, qui dépend de la situation météorologique, peut générer d'importantes incertitudes quant à la dynamique nivale simulée et prévue et quant à la dynamique hydrologique qui en résulte. Les incertitudes hydrologiques peuvent être estimées à l'aide de séries de calculs d'ensemble avec des Tgr variables.

Ainsi, le centre de prévision des crues du LUBW effectue en interne des calculs d'ensembles avec des températures limites variables pour estimer l'impact de l'incertitude de Tgr sur la prévision des débits. Ceci permet d'identifier en amont des situations critiques dans lesquelles la prévision correcte des crues dépend essentiellement de Tgr et permet d'en tenir compte lorsqu'il s'agit d'évaluer la situation (HAAG et al. 2012).

Figure 5-10 illustre cet exercice à l'aide d'un exemple datant de décembre 2010 pour la station limnimétrique Baden-Baden / Oosbach située dans la Forêt Noire du Nord.

Telle qu'illustrée ici, la prévision à long terme montre à quel point la prévision des débits au début du mois de décembre 2010 est sensible à une variation modérée de Tgr. En l'espèce, l'événement avec Tgr = 0°C a été bien prévu alors qu'une Tgr de + 0,5°C ou de + 1°C aurait entraîné une nette sous-estimation. Une nette surestimation de l'événement aurait par contre résulté d'une Tgr de - 1°C.

En situation opérationnelle, cette méthode ne permet cependant qu'une évaluation de l'incertitude. Pour obtenir une prévision déterministe optimale, l'hydrologue compétent doit sélectionner la température limite optimale en se basant sur des informations supplémentaires (telles que la situation météorologique actuelle, les observations faites sur place, les informations fournies par le service météorologique):



Figure 5-10: Prévisions de débits à long terme pour la station limnimétrique de Baden-Baden / Oosbach avec des Tgr variables.

Ajustement automatique de la température limite de la neige

Au lieu de varier la température limite dans différentes séries de calculs d'ensemble, le prévisionniste opérationnel a également la possibilité, avec LARSIM, d'optimiser Tgr de manière automatique et en fonction de la zone de contrôle limnimétrique. A noter dans ce contexte qu'il s'agit là d'une approche simple qui ne permet pas d'ajuster en même temps les ressources en eau ou les réservoirs d'écoulement (Luce 2012).

Dans le cadre de l'optimisation, on effectue des calculs automatiques avec des Tgr variables. On quantifie pour ces séries de calculs les différences entre les débits simulés et les débits mesurés au cours de la période de simulation (du début de la simulation jusqu'à l'instant de la prévision) (LUCE 2012) :

$$\sum_{t=1}^{tvzp} \frac{Qgem(t) - Qsim(t)}{Qgem(t)}$$
(5.1)

où :

Qgem:Débit mesuré au pas de temps tQgem:Débit simulé au pas de temps ttvzp :Pas de temps de l'instant de la prévision

La température limite retenue par LARSIM est celle de la série à l'écart le plus faible.

5.3.3.2 AJ US TEMENT DU MANTEAU NEIGEUX

En hiver, la fiabilité des prévision des débits dépend non seulement du choix correcte de Tgr, mais également d'une représentation correcte du manteau neigeux avant le début de la simulation. Des outils externes et compatibles avec LARSIM ont à cet effet été créés. Ils permettent d'ajuster le manteau neigeux en deux étapes dans le fichier d'état du MBH en fonction des valeurs nivales mesurées. Pour la première étape, on a développé HVZ_SnowRegio qui permet une interpolation spatiale des mesures ponctuelles de l'équivalent en eau de la neige. Pour la seconde étape, on a créé HVZ_SnowUpdate, un outil qui permet d'introduire les équivalents en eau de la neige surfaciques ainsi interpolées (ou disponibles ailleurs) dans les fichiers d'état de LAR-SIM.

Régionalisation des équivalents en eau de la neige à l'aide de HVZ_SnowRegio :

Le programme HVZ_SnowRegio sert à l'interpolation spatiale de valeurs de mesure ponctuelles de l'équivalent en eau. En option, il permet également d'avoir recours à des informations relatives à l'étage nival et issues d'observations satellitaires. Ce programme se sert du noyau de calcul de la *Geostatistical Software Library (GSLIB)* développé par DEUTSCH & JOURNEL (1998). A l'aide d'une méthode de krigeage *External Drift*, les données ponctuelles sont rapportées à la surface. Le cas échéant, il est également possible de tenir compte du zonage altimétrique des entités spatiales. Ces calculs peuvent être commandés en détail via un fichier de configuration (cf. HAAG & WA-GNER 2012).

Le centre de prévision du LUBW utilise HVZ_SnowRegio en routine pour interpoler et visualiser les données de mesure nivales qui sont disponibles pour l'ensemble du territoire du Land. Les données de mesure interpolées sont évaluées en comparaison avec la répartition des équivalents en eau de la neige tels qu'ils résultent de la simulation LARSIM et éventuellement en comparaison avec les étages nivaux tels qu'ils ressortent des données satellitaires. Il faut évidemment tenir compte du fait que les mesures ponctuelles et l'interpolation spatiale sont, elles aussi, affectées d'erreurs et d'incertitudes. Si des écarts plus importants se produisent et que les données de mesure interpolées sont estimées plus plausibles sur la base de toutes les informations disponibles, les états de la neige internes au modèle peuvent être ajustés dans leur totalité ou graduel-lement en utilisant les données de mesure interpolées (voir ci-dessous).

Figure 5-11 montre les équivalents en eau de la neige simulés pour le 5 janvier 2011 avec le MBH LARSIM opérationnel du Bade-Wurtemberg et ceux interpolés sur la base des données de mesure. Il s'avère que les équivalents en eau simulés avec LARSIM sont systématiquement supérieurs à ceux interpolés à partir des valeurs de mesure. Dans le cas présent, ceci a débouché sur l'ajustement du manteau neigeux dans LAR-SIM. Les effets de cet ajustement sont décrits ci-après.

Assimilation des données de neige avec HVZ_SnowUpdate :

En ce qui concerne l'équivalent en eau de la neige, le programme HVZ_SnowUpdate utilise des données externes à haute résolution pour ajuster les conditions initiales des états de neige des simulations opérationnelles (fichier d'état du MBH). Les données de neige externes doivent être disponibles dans le même raster que les modèles ou être affectées aux différentes entités spatiales via un fichier (HAAG & WAGNER 2012).
En règle générale, les données de mesure interpolées avec HVZ_SnowRegio servent de base à l'ajustement de la neige. Pour alimenter HVZ_SnowUpdate, une autre solution consiste à avoir recours à d'autres sources d'équivalents en eau, par exemple aux résultats du modèle SNOW du service météorologique allemand.



Figure 5-11 : Equivalents en eau de la neige calculés à l'aide de MBH LARSIM opérationnels et interpolés à l'aide de HVZ_SnowRegio pour le 5 janvier 2011.

Les équivalents en eau de la neige constituent le point de départ de l'assimilation. Libre à l'utilisateur de reprendre les équivalent en eau externes dans leur totalité ou graduellement. Il est en outre tenu compte du fait que les données externes sont valables pour les sites de plein air et que les états de neige peuvent être différents sous la forêt. Les différences rencontrées pour les sites forestiers sont prises en comptes dans l'ajustement. Le reste des paramètres d'état de la neige (hauteur de neige, proportion de neige sèche, compacité, teneur en énergie etc.) sont ajustés en fonction de leurs interdépendances (HAAG & WAGNER 2012).

Le centre de prévision du LUBW compare en routine les équivalents en eau de la neige avec les données interpolées et le cas échéant avec les données satellitaires. Si des divergences sensibles se produisent et que les données interpolées sont estimées fiables sur la base de toutes les informations disponibles, on procède en tant que de besoin à un ajustement à l'aide de HVZ_SnowUpdate.

Figure 5-11 montre une situation correspondante : Le 5 janvier 2011, les MBH opérationnels ont nettement et systématiquement surestimé les équivalents en eau de la neige par rapport aux données de mesure interpolées. Sur la base des informations disponibles, on a procédé à un ajustement des états du MBH à l'aide des données de mesure interpolées.

Les Figure 5-12 et Figure **5-13** montrent les effets positifs de l'ajustement de la neige à l'exemple d'une simulation pour le Oosbach près de Baden-Baden et à l'exemple d'une prévision faite pour l'Aich près d'Oberensingen. Ces exemples illustrent que l'ajustement des équivalents en eau de la neige permet bien mieux de simuler les débits de pointe réels. Figure 5-13 montre par ailleurs qu'en réduisant le manteau neigeux, on arrive à prévoir une fonte plus précoce ce qui revient à prévoir bien mieux la montée des débits au cours du temps.



Figure 5-12 : Débit simulée pour le 5 janvier 2011 à la station de Baden-Baden/Oosbach avec et sans ajustement du manteau neigeux



Figure 5-13 : Débit simulée pour le 5 janvier 2011 à la station d'Oberensingen/Aich avec et sans ajustement du manteau neigeux

Outre les données à haute résolution de l'équivalent en eau de la neige, l'ajustement des fichiers d'état du MBH dans HVZ_SnowUpdate peut aussi directement se faire sur la base de données satellitaires. Les entités spatiales caractérisées comme étant exemptes de neige sur les images satellitaires peuvent également l'être dans le fichier d'état du MBH. On peut ainsi corriger une surestimation de l'extension du manteau neigeux. En revanche, il n'est cependant pas possible de corriger les entités spatiales caractérisées comme étant couvertes de neige mais qui ne le sont pas dans la simulation, étant donné que les données satellitaires ne renseignent ni sur l'épaisseur du manteau neigeux ni sur l'équivalent en eau de ce dernier (HAAG 2012).

5.4 EXPLOITATION OPÉRATIONNELLE DU MODÈLE EN BADE-WURTEMBERG

5.4.1 APERÇU DE L'EXPLOITATION OPERATIONNELLE AU BADE-WURTEMBERG

Le centre de prévision des crues du LUBW dispose de modèles LARSIM de bilan hydrologique couvrant l'ensemble du territoire ainsi que le bassin du Rhin jusqu'à la frontière du Land près de Mannheim. La résolution spatiale de ces modèles est de 1 km x 1 km et leur pas de temps de calcul s'élève à une heure. En exploitation opérationnelle, les débits et hauteurs d'eau sont prévus pour une centaine de stations situées sur les cours d'eau du Land (p. ex. LUCE et al. 2006, BREMICKER & VARGA 2014).

En outre, le LUBW fournit des résultats de calculs détaillés pour les débits et de nombreuses autres composantes du cycle de l'eau terrestre telles que le manteau neigeux, les teneurs en eau du sol, la percolation profonde etc. Dans le bassin du Neckar et sur le Rhin supérieur, il calcule en outre des prévisions de la température de l'eau en continu.

Ainsi, les modèles LARSIM opérationnels sont entre autres utilisés aux fins de :

- la prévision des crues
- I'alerte précoce
- la prévision des étiages
- la prévision de la température de l'eau
- la mise à disposition d'informations actuelles relatives à des composantes surfaciques du régime des eaux

En mode de routine, les calculs automatiques sont effectués une fois par jour (et toutes les trois heures pour l'alerte précoce des inondations). Dans une première étape, la simulation porte sur les 53 dernières heures. Pour cette période dite de simulation, le modèle est forcé avec les données de mesure téléchargées en ligne issues du réseau hydrométrique et du réseau de mesures atmosphériques du Land, du réseau ombrométrique géré en commun par le Land et le DWD ainsi que des réseau de mesures de MétéoSuisse et de la Meteomedia AG. Il est en outre possible d'avoir recours aux hauteurs d'eau mesurées dans les bassins de rétention et les barrages de vallée ainsi qu'aux données issues des réseaux de mesure de la neige.

Pour la période de prévision qui, elle, simule le futur dans les sept jours suivants, le forçage du modèle repose sur les données téléchargées automatiquement à partir de différents modèles de prévision météorologique du DWD et de la Meteomedia AG. Jusqu'au troisième jour de la prévision, on utilise les prévisions numériques à court et à moyen terme du DWD (COSMO-DE, COSMO-EU) en combinaison avec des prévisions de la Meteomedia AG (EZMOS). Pour le quatrième au septième jour de la prévision, on a recours aux données de prévision issues du modèle GME du DWD. En tant que de besoin, la combinaison pondérée entre ces quatre modèles de prévision météorologique peut être modifiée en étroite concertation avec le conseil météorologique régional de Stuttgart.

En mode de routine, les prévisions rapportées aux stations sont publiées sur internet tous les jours vers 8 heures (HNEC) et les alertes précoces rapportées aux régions le sont toutes les trois heures (Figure 5-14). En situation de crue, les modèles tournent au pas de temps horaire et les prévisions sont, par conséquent, mises à jour plus fréquemment (LUCE et al. 2006, BREMICKER & VARGA 2014).



Figure 5-14 : Schéma simplifié du mode opérationnel de routine du SPC BW

5.4.2 PREVISION DES CRUES ET ALERTE PRECOCE

5.4.2.1 DÉFINITION DE LA PRÉVISION DES CRUES ET DE L'ALERTE PRÉCOCE

En Bade-Wurtemberg, les modèles de bilan hydrologique opérationnels servent à la fois à l'alerte précoce et à la prévision des crues. Les principales différences entre ces deux domaines d'application ressortent du tableau 5.3.

La prévision des crues a pour objectif de fournir dans les meilleurs délais des informations fiables sur l'évolution des hauteurs d'eau attendue à court terme et de les actualiser, en règle générale, toutes les heures. Elle constitue ainsi un élément central de la stratégie poursuivie par le Land de Bade-Wurtemberg en matière de protection contre les inondations (UMBW 2003, HMO 2005). Afin que les écarts entre les hauteurs d'eau prévues et réelles restent inférieure à +/- 10 centimètres, le délai de la prévision est relativement court. En fonction du bassin versant, il s'étend en Bade-Wurtemberg d'environ 4 heures pour les petites rivières à 24 heures pour les stations de prévision situées sur le Rhin supérieur (BREMICKER & VARGA 2014).

L'alerte précoce des inondations vise à informer dans les meilleurs délais les services compétents et la population concernée sur l'ordre de grandeur des hauteurs d'eau à attendre ainsi que sur l'arrivée approximative de la crue imminente. Ces informations peuvent se rapporter à la région ou à la station limnimétrique. La question centrale est de savoir si les précipitations prévues (à long terme) risquent d'entraîner un dépassement des niveaux d'eau critiques. De telles estimations à long terme permettent de mieux adapter par avance les mesures de protection à l'évènement concret pour éviter qu'un « effet de surprise » ne se produise (BREMICKER et al. 2006, BREMICKER & VARGA 2014).

| | Alerte précoce | Prévision des crues |
|----------------------------------|--|--|
| Périodes de publication | toute l'année, hors crue ou avant une crue | pendant une crue |
| Fréquence d'actualisa- tion | journalière | horaire |
| Délai de prévision | jusqu'à 7 jours | entre 4 et 24 heures (en fonction du bassin versant) |
| Précision visée | Ordre de grandeur des hauteurs d'eau (p. ex. +/- 50 cm) | +/- 10 cm |
| Possibilités d'utilisa- tion: | phase préliminaire de planification pour une crue attendue | Réalisation de mesures de protection à court terme |

Tableau 5.3: Caractéristiques sont de l'alerte précoce et de la prévision des crues

5.4.2.2 ALERTE PRÉCOCE DANS LES BASSINS VERSANTS DE PETITE TAILLE

L'alerte précoce des inondations peut être scindée en une alerte précoce spécifique aux stations et une alerte précoce régionale pour les bassins de petite taille. Dans les bassins de petite taille (< 200 km²), les inondations locales engendrées majoritairement par les cellules orageuses convectives et dont la localisation, le moment et la hauteur des précipitations ne sont souvent pas prévisibles avec une précision suffisante risquent de provoquer des dommages importants. Mais également en cas de fortes pluies géographiquement plus étendues, telles que lors de la crue de mai/juin 2013, les hauteurs de précipitation peuvent fortement varier localement. Ces variabilités ne sont souvent pas retracées par les prévisions numériques de précipitations.

Rien que pour cette raison, dans les petits bassins versants, la fiabilité des prévisions rapportées aux stations est faible. S'y ajoute qu'un bon nombre de petits cours d'eau exposés au risque d'inondation ne sont pas équipés de stations hydrométriques ou de stations avec télétransmission en ligne. Vu ces contraintes, le système d'alerte précoce des inondations utilisé dans les bassins de petite taille n'est pas le même que celui pour les bassins plus importants qui est rapporté aux stations. Pour les bassins inférieurs à 200 km², une carte régionale d'alerte précoce est élaborée ; elle classifie le risque d'inondation actuel selon différents niveaux d'alerte et ce, pour le lendemain (1-24 h) et pour le jour suivant (25-48 h). Les zones d'alerte correspondent aux circonscriptions et districts.

Pour calculer le risque d'inondation régional, LARSIM se base sur les données de mesure hydrométéorologiques ainsi que sur les prévisions de précipitation numériques et calcule toutes les trois heures les débits pour plus de 3000 nœuds du réseau hydrographique bade-wurtembergeois pour les comparer aux valeurs caractéristiques de la régionalisation des crues (LUBW 2013). On obtient ainsi les récurrences ponctuelles maximales des pointes de crue prévues, et ces récurrences sont ensuite régionalisées sur une surface plus importante. En complément des alertes d'intempéries publiées par les services météorologiques, la cartographie des alertes précoces établie par LARSIM prend donc en compte la capacité de ruissellement des bassins versants (qui, pour la même quantité de précipitations, peut fortement varier en fonction de l'humidité du sol actuelle) ainsi que l'évolution des précipitations en termes d'intensité et son effet sur l'hydrologie.

Pour illustrer le fonctionnement, la figure Figure **5-15** montre l'exemple d'une alerte précoce régionalisée pour la nuit du 31 mai 2013, alerte publiée donc deux jours avant l'arrivée, dans les petits bassins, de pointes de crue prononcées. L'alerte aux inondations qui, dans la réalité, se sont produites ultérieurement sur les plus petites rivières des districts des bassins du Neckar et du Danube et sur les affluents du Rhin supérieur s'est donc avérée fiable (cf. BREMICKER & VARGA 2014).



Figure 5-15 Exemple d'alerte précoce pour les bassins versants de petite taille

5.4.2.3 ALERTE PRÉCOCE ET PRÉVISION DES CRUES SPÉCIFIQUES AUX STATIONS

Les prévisions de débits et de niveaux d'eau qui sont rapportées aux stations sont établies en mode de routine (hors périodes de crue) une fois par jour pour une centaine de stations rhénano-palatines. Les calculs automatiques sont toujours effectués pour les sept jours suivants. Dans tous les cas de figure, le délai de prévision complet peut être utilisé aux fins de l'évaluation technique interne. Etant donné cependant que l'incertitude des résultats augmente avec le délai de prévision, les prévisions que l'on publie sur internet ne couvrent pas toujours l'ensemble du délai de prévision mais varient en fonction de la station considérée et de la situation actuelle.

Fiabilité et interprétation des prévisions publiées

Les graphiques de prévision publiées sur internet font donc une différence entre une prévision considérée comme fiable et une estimation de la tendance qui s'ensuit (Figure 5-16).

Pour les stations limnimétriques d'un bassin inférieur à 500 km², d'une manière générale, seules les estimations de tendance sont publiées et ce, en raison des incertitudes spatiales auxquelles sont soumises les prévisions de précipitations (Figure5-18). Pour tous les autres bassins, l'horizon temporel d'une prévision fiable dépend de la station et des résultats de mesure hydrologiques actuels. En situation de crue, les prévisions fiables portent sur les délais de prévision compris entre 4 heures pour les petits bassins et 24 heures pour les stations du Rhin supérieur. L'algorithme permettant de calculer la longueur du délai de prévision publié (qui varie en fonction de la situation et de la station) est paramétré sur la base de valeurs empiriques ou d'analyses statistiques, par exemple à l'aide du programme ProFoUnD (cf. HAAG et al. 2013).

Les prévisions publiées sont des prévisions de crues qui correspondent à la définition donnée ci-avant et qui peuvent être interprétées comme fiables. Ceci est illustré à titre d'exemple par la figure Figure **5-17** qui montre plusieurs prévisions consécutives (sans estimation) pour une crue de l'Argen. Les prévisions sont relativement proches des valeurs mesurées ultérieurement.

L'estimation de la tendance, représentée en pointillés, doit illustrer au public (au sens d'une alerte précoce) quelle est l'évolution vraisemblable à laquelle il faut s'attendre. L'horizon de temps couvert par la publication de l'estimation de tendance dépend de la station ainsi que du débit prévu.

En cas de moyennes eaux et d'étiage, la publication de l'estimation porte généralement sur l'ensemble des 7 jours suivants. Pour éviter toute erreur d'interprétation en situation de crue, cet horizon de temps couvert par l'estimation est cependant raccourci à l'approche d'une crue. Si HQ₂ est dépassé du troisième au septième jour de la prévision, l'estimation n'est publiée que jusqu'à l'atteinte de HQ₂ (Figure 5-16). Si HQ₂ est dépassé le premier ou le deuxième jour de la prévision, l'horizon de temps couvert par l'estimation est raccourci en fonction de la station et de la situation (pour plus de détails cf. BREMICKER & VARGA 2014).



Figure 5-16 Exemple de prévision publiée avec estimation raccourcie du niveau d'eau à l'approche d'une crue.



Figure 5-17 Plusieurs prévisions consécutives pour la station de Gießen/Argen en comparaison avec l'hydrogramme mesuré ultérieurement



Figure5-18 Exemple d'estimation publiée pour un bassin hydrographique inférieur à 500 km² dans la plage des débits de moyennes eaux et d'étiage

Alerte précoce des inondations, spécifique aux stations

La figure Figure 5-16 peut être considérée comme exemple de publication d'une alerte précoce spécifique à des stations. Il ressort de ce graphique publié sur internet qu'il faut s'attendre, dans environ deux jours à Rockenau sur le Neckar, à une crue vraisemblablement supérieure à HQ2. Pour ne pas contribuer à l'incertitude du public, aucune évaluation plus prospective ne sera publiée.

Aux fins de l'interprétation en interne par contre, l'horizon des sept jours est disponible dans son ensemble, même à l'approche d'une crue. Les prévisions sont utilisées en interne au sens d'une alerte précoce spécifique aux stations afin de permettre des mesures de précaution suffisamment en amont d'une crue.

Comme le montre la figure Figure 5-19 à l'exemple de la station de Stein/Kocher pour le mois de janvier 2005, les modèles de bilan hydrologique opérationnels permettent dans l'idéal d'avertir d'une crue plusieurs jours avant l'arrivée de celle-ci. En cas d'alerte précoce fiable, les prévisions établies à plus long terme ne changent peu d'un jour à l'autre. Il est possible d'estimer approximativement le moment de survenance et la hauteur de la crue. De telles alertes précoces stables peuvent notamment être émises en cas de précipitations à grande échelle susceptibles d'entraîner des évènements de crue à grande échelle. Ces alertes précoces stables permettent des mesures de précaution suffisamment en amont.

Les prévisions établies par modélisation météorologique pour les précipitations (le plus souvent convectives) à petite échelle sont par contre fréquemment affectées d'incertitudes importantes en termes d'abondance et de localisation. C'est pourquoi l'on a recours, dans ce cas, à l'alerte précoce régionale.



Figure 5-19 Alerte précoce spécifique à la station Stein/Kocher

Analyse des incertitudes via différentes variantes de prévision

Pour estimer l'incertitude de la prévision, on calcule et visualise – au-delà de la prévision « best guess » qui est publiée – d'autres variantes de la prévision aux fins d'une évaluation interne. A cet effet, les prévisions météorologiques disponibles sont toutes calculées sous la forme de variantes indépendantes. S'y ajoutent des variantes pour lesquelles on estime en même temps les incertitudes de la prévision des précipitations et du module de la neige (précipitation sous forme de neige ou de pluie). A côté de la prévision « best guess » publiée, sept autres variantes de prévision sont ainsi calculées et analysées (Figure 5-20).

On montre la fourchette de l'évolution potentielle des débits dans le futur. Cette méthode permet en outre de mettre en évidence si les incertitudes éventuelles sont dues aux différences au niveau de la prévision météorologique, à l'incertitude de la quantité des précipitations ou aux caractéristiques d'accumulation et de fonte des neiges. Il est ainsi plus facile d'évaluer en interne la fiabilité des prévisions actuelles et les sources d'incertitude éventuelles et de les communiquer vers l'extérieur. A l'avenir, il est prévu d'étendre cette évaluation interne des incertitudes à d'autres variantes issues des prévisions météorologiques d'ensemble.



Figure 5-20 Exemple de variantes de prévision utilisées en interne

Depuis 2014, on évalue la fourchette des prévisions pour déterminer une fourchette judicieuse, variable et situationnelle de l'évolution potentielle des hauteurs d'eau et des débits. Pour la période couverte par l'estimation, on publie non seulement l'estimation dite « best guess » qui est considérée comme étant l'évolution la plus vraisemblable, mais également cette plage d'incertitude (Figure 5-21). Ceci permet au public de juger de l'incertitude de l'évolution attendue à plus long terme.



Figure 5-21 Exemple de publication d'une prévision et d'une estimation accompagnée de la plage d'incertitude vraisemblable

5.4.3 PREVISION DES ETIAGES ET DE LA TEMPERATURE DE L'EAU

Débits et hauteurs d'eau

Les prévisions établies avec LARSIM revêtent une importance particulière également pour la gestion opérationnelle des étiages (cf. p. ex. HAAG et al. 2005, VARGA & HAAG 2013). En mode de routine, des prévisions de débits et de hauteurs d'eau sont effectuées tous les jours, pendant toute l'année et pour l'ensemble du territoire. Pour une centaine de stations au Bade-Wurtemberg, l'on dispose ainsi de prévisions des étiages en routine qui sont publiées quotidiennement selon les règles décrites pour la prévision des crues.

En mode de routine, on calcule toujours en parallèle une variante de la prévision en supposant une absence de précipitation pendant la période couverte par la prévision (scénario « no rain », cf. p. ex. Figure5-18 et Figure 5-21). Cette variante de calcul permet d'estimer l'évolution des débits et des hauteurs d'eau la plus pessimiste en termes d'étiage.

La figure Figure 5-22 montre l'exemple d'une prévision des précipitations établie en routine en novembre 2011 avec une estimation, sur les 7 jours à venir, pour la station de Schwaibach sur la Kinzig. Ce graphique ne permet pas d'identifier le scénario « no rain » comme ce dernier fournit exactement les mêmes résultats que la prévision. Une telle prévision des étiages fait clairement apparaître les éventuels dépassements de valeurs limites (légales) qui entraînent, le cas échéant, des limitations d'utilisation, par exemple lors du prélèvement d'eau de refroidissement. Les prévisions d'étiage peuvent en outre servir à améliorer la gestion de l'irrigation (anticiper l'irrigation avant les situations d'étiage critiques), la gestion des rejets (stockage intermédiaire éventuel) et la régulation des réservoirs (rehaussement du niveau d'eau pendant les périodes d'étiage) ainsi qu'à optimiser le recours au réservoirs multiusages.

Notamment sur les grands cours d'eau, les prévisions peuvent également être d'une grande utilité pour la navigation et l'optimisation de l'utilisation des centrales thermiques. Les premiers destinataires des prévisions d'étiage sont donc les autorités en charge des concessions d'eau ainsi que les rejeteurs, la navigation et le secteur de l'énergie.

Outre les prévisions en routine émises pour les 7 jours suivants, on calcule, pour des stations sélectionnées et sur les prochains 50 jours, des estimations dites du « pire des cas » de l'évolution des débits d'étiage. Dans ce contexte, le scénario « no rain » part de l'hypothèse qu'il n'y aura pas de précipitations pendant les 50 jours à venir. La figure Figure 5-23 donne un exemple de cette estimation pour la même station et le même instant de la prévision que dans la figure Figure 5-22. L'on représente non seulement l'estimation actuelle, mais également les estimations faites les jours précédents ce qui permet de juger de l'incertitude de l'estimation dite du « pire des cas ».

Ces scénarios servent à évaluer en interne la situation d'étiage. Combinés aux prévisions météorologiques à long terme, ces scénarios du pire des cas permettent de se préparer à l'avance à d'éventuels événements d'étiage extrêmes. Les estimations du pire des cas à long terme ne sont utilisées qu'en interne comme elles affichent de fortes incertitudes et doivent être interprétées avec prudence.



Figure 5-22 Exemple d'alerte précoce avec estimation

A l'échelle régionale, une alerte précoce des étiages est également prévue à l'avenir. Elle doit permettre de mettre en garde – suffisamment à l'amont – contre le dépassement de limites critiques même sur les petits cours d'eau exempts de stations (cf. Varga & Haag 2013). A cet effet, un inventaire des rejeteurs ponctuels et pertinents pour les étiages (dont notamment les stations d'épuration) est en cours d'élaboration. Il servira à revoir la régionalisation des étiages et sera pris en compte dans les modèles LARSIM.



Figure 5-23 Estimation « pire des cas » des étiages sur 50 jours

Température de l'eau

Pour le bassin du Neckar et pour le Rhin supérieur jusqu'à la frontière du Land, le SPC établit, en routine et à l'aide de LARSIM, des prévisions non seulement pour les débits et les hauteurs d'eau, mais également pour la température de l'eau; ces dernières sont utilisées en interne. Ces prévisions sont alimentées par les données de forçage hydrologiques et météorologiques d'une part et par les températures de l'eau mesurées et les informations opérationnelles sur les rejets thermiques et sur le retrait d'eau dû aux pertes des tours de refroidissement, d'autre part (Haag et al. 2005, Haag & Luce 2008).

La figure Figure 5-25 montre une prévision de la température de l'eau réalisée en routine. Y sont représentées, en plus des mesures, de la simulation et de la prévision sur les sept jours suivants, les prévisions faites pour les jours précédents ainsi que le scénario « no rain » pour la température de l'eau. La comparaison avec les prévisions antérieures apporte des enseignements sur la fiabilité des prévisions actuelles. La comparaison avec le scénario « no rain » met en évidence l'impact des augmentations de débits dues aux précipitations prévues sur la prévision de la température de l'eau.

Dans le cas présent, la prévision peut être considérée comme fiable jusqu'au troisième jour de la prévision. Au-delà de ce délai, les écarts par rapports aux prévisions anté-

rieures deviennent plus importants. Il ressort de la comparaison avec le scénario « no rain » que ces incertitudes sont avant tout imputables aux variations de la prévision des précipitations et aux variations de la prévision des débits qui en résultent.

Comme la température de l'eau figure parmi les paramètres de qualité des eaux les plus importants et que la température maximale admissible est par exemple ancrée dans les concessions des usines thermiques et d'autres utilisateurs, la prévision opérationnelle de la température de l'eau constitue un outil important d'aide à la décision en matière de gestion des étiages. Les prévisions mettent en garde suffisamment tôt contre les situations écologiquement critiques ou contre le dépassement de valeurs limites fixées au titre du droit de l'eau. Elles permettent, le cas échéant, d'engager à temps des mesures de lutte ou d'optimiser la gestion des rejets thermiques (Haag et al. 2005).

La Figure 5-24 montre à titre d'exemple les résultats de la prévision obtenus sur trois stations de mesure du Neckar au cours d'une période à haute température. Bien que les températures initiales aient été élevées et que la température de l'eau n'ait cessé de croître pendant un certain temps, il ne faut pas s'attendre à un dépassement de la valeur limite de 28°C.



Figure 5-24 Températures de l'eau prévues sur différentes stations de mesure le long du Neckar au cours d'une période critique



Figure 5-25 : Exemple d'une prévision en routine de la température de l'eau

5.4.4 EVALUATIONS SURFACIQUES

Les modèles opérationnels de bilan hydrologique fournissent non seulement des résultats ponctuels pour le débit, le niveau d'eau et la température de l'eau, mais également des résultats détaillés et surfaciques pour de nombreuses autres composantes du cycle de l'eau terrestre (p. ex. pour la répartition de la hauteur de neige dans l'espace, l'équivalent en eau du manteau neigeux, les teneurs actuelles en eau du sol, les taux d'évaporation et de percolation profonde, etc.).

Ces paramètres surfaciques du régime des eaux servent d'une part à plausibiliser et à évaluer en interne les différents états et séries de modélisation. D'autre part, ils peuvent également constituer des informations supplémentaires précieuses pour l'agriculture et la sylviculture ou être utilisés pour forcer des modèle d'eaux souterraines à grande échelle. Les informations surfaciques revêtent un intérêt pour un public plus large et sont de ce fait publiées sur internet et actualisées quotidiennement. A titre d'exemple, la figure Figure 5-26 montre une carte publiée des hauteurs de neige actuelles calculées à l'aide des modèles LARSIM opérationnels.



Figure 5-26 : Exemple d'une publication des hauteurs de neige réparties sur la surface