

Evolution climatique et risque de crue ? Le cas des rivières alpines

Benoît Hingray

Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), LTHE, BP 53, 38 041 Grenoble Cdx 09

Tél: +33 4 76 82 50 54; Fax : +33 4 76 82 50 14, e-mail: benoit.hingray@hmg.inpg.fr

Résumé

Le changement climatique en cours aura un impact significatif sur le régime hydrologique des bassins versants alpins du fait notamment de l'augmentation des températures et de la modification des régimes pluviométriques. Compte tenu des scénarios d'évolution climatique les plus probables, il est par exemple communément admis que le stockage saisonnier sous forme de neige sera réduit, la fonte du manteau neigeux plus précoce, les débits maximum de l'onde de fonte plus faibles, le soutien estival des débits par la fonte des glaciers fortement diminué, à terme, avec le retrait continu des glaciers, et la disparition de nombre d'entre eux. Que sait-on en revanche aujourd'hui de l'évolution probable du risque de crue ? Nous verrons ce qu'il est possible d'extraire des projections climatiques actuelles pour le quantifier, les limites des scénarios actuellement disponibles. Nous présenterons ensuite quelques facteurs qui devraient ou pourraient modifier ce risque.

Changement climatique et impact hydrologique en milieu alpin

Le changement climatique global en cours devrait conduire à une modification significative des climats régionaux et à une intensification du cycle hydrologique (Frei et al., 2006). La possibilité d'anticiper les changements qui en résulteront dans le comportement hydrologique des hydro-systèmes est une nécessité pour anticiper les adaptations inévitables et nécessaires que devront envisager nos sociétés. Comme les Alpes sont un élément clé du régime hydrologique des principaux fleuves Européens dont elles sont la source, l'estimation de l'impact des changements climatiques sur les hydro-systèmes alpins est une priorité.

Selon le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, les observations montrent qu'au cours du 20^{ème} siècle, la température globale a augmenté de 0,6°C (IPCC, 2001). Dans les Alpes, le réchauffement pendant la même période dépasse les 1,0 °C (voir par exemple Bader and Bantle, 2004). Ce réchauffement régional va se poursuivre sur le siècle à venir, suivant de manière renforcée le réchauffement global projeté. Selon les résultats de 26 expériences climatiques du projet PRUDENCE (Christensen et al., 2002), la sensibilité du réchauffement régional au réchauffement global pour les alpes de Suisse occidentale (degré de réchauffement régional par degré de réchauffement global moyen) serait de 1.33°C/°C pour les températures annuelles moyennes, variant de 1.1°C/°C pour la période hivernale (DJF) à 1.7°C/°C pour la période estivale (JJA) (Hingray et al., 2007). D'après ces expériences, ce réchauffement régional serait donc accompagné d'un renforcement de la saisonnalité des températures. Il serait par ailleurs suivi d'une diminution des précipitations annuelles moyennes malgré une augmentation des précipitations hivernales (Figure 1a et b).

Suivant les résultats de diverses études (Etchevers et al., 2002; Zierl and Bugmann, 2005; Horton et al., 2006), les impacts attendus sur le régime hydrologique des rivières alpines sont d'abord liés à la modification du régime des précipitations et à l'élévation de la limite pluie / neige. Ils devraient en particulier se manifester de la façon suivante (v. aussi Figure 1c) :

- Diminution de la part des précipitations tombant sous forme solide, modification de la dynamique des stockages saisonniers (manteau neigeux) et interannuels (glaciers) sur les

bassins, notamment raccourcissement de la période d'accumulation, diminution de la quantité de neige accumulée et retrait glaciaire.

- Avancement du début de la période de fonte de neige, arrivée précoce de l'onde de fusion et atténuation de son amplitude.
- Augmentation des débits d'étiage en hiver actuellement très faibles voire négligeables pour les régimes glaciaires, diminution du soutien d'étiage estival dû actuellement à l'ablation glaciaire annuelle.
- Augmentation de l'évaporation – hivernale en particulier, suite à l'augmentation de la température, à la remontée et aux changements de végétation.
- Diminution du débit annuel moyen suite à l'augmentation de l'évaporation et la diminution des précipitations annuelles.
- Augmentation de la variabilité interannuelle des débits suite à la diminution de la composante de neige/glace dans le cycle hydrologique

Globalement, un régime glaciaire aura tendance à évoluer vers un régime nivo-glaciaire à nival et un régime nival vers un régime pluvio-nival à pluvial. Les bassins de haute altitude seront principalement affectés par les modifications de température alors que les bassins situés plus bas seront d'abord influencés par les modifications du régime des précipitations.

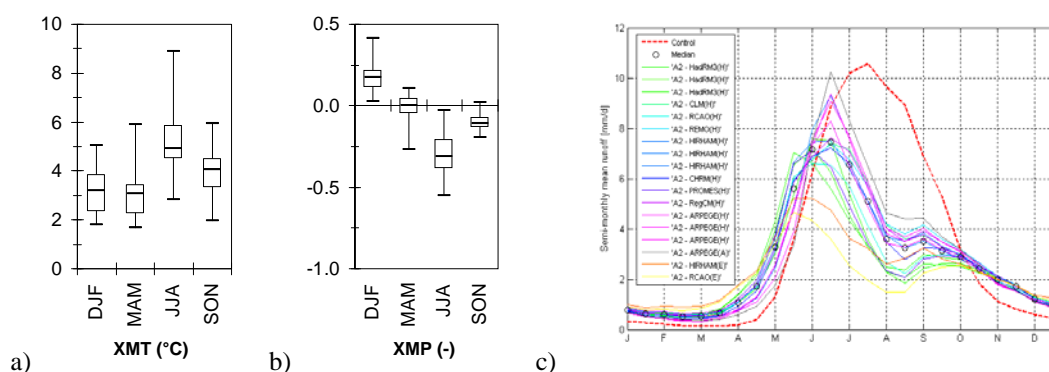


Figure 1. Changements de température et précipitation régionale pour les Alpes Suisses sur la base de 17 expériences climatiques du projet PRUDENCE pour le scénario d'émission A2, horizon 2070-2100 et modifications correspondantes du régime hydrologique du bassin du Rosegbach (Suisse Orientale). Graphiques a) et b) : Boîtes à moustache (quantiles q_0 , q_{25} , q_{50} , q_{75} et q_{100}) des changements régionaux pour les températures (XMT : écart entre futur et contrôle en °C) et les précipitations moyennes saisonnières (XMP : ratio futur / contrôle en mm/mm). Graphique c) : régime hydrologique (débits mensuels interannuels moyens) présent et futur du bassin du Rosegbach (Suisse Orientale – 67km² – proportion de surface englacée 27%, altitude médiane 2710m). En traitillé rouge : Contrôle (1960-1990). Lignes continues : Scénarios futurs (2070-2100) simulés avec le modèle hydrologique GSM-SOCONT (Schaeffli et al., 2005) pour les scénarios météorologiques obtenus par la méthode des perturbations (Shabalova et al., 2003) pour chacune des 17 expériences climatiques mentionnées ci-dessus (médiane des 17 scénarios figurée par les cercles). Selon (Horton et al., 2006).

L'incertitude associée à ces projections est évidemment importante (Figure 1c) à l'image de celle associée aux projections de températures régionales et précipitations régionales futures (Figure 1a et b). Ainsi, pour 11 bassins versants représentatifs des différents régimes hydrométéorologiques des Alpes Suisses, (Horton et al., 2006) montrent par exemple que le débit annuel moyen devrait diminuer pour le scénario A2 de -14% à -30% en moyenne selon les bassins, la diminution pouvant aller pour un bassin donné de -10 à -40% selon l'expérience climatique retenue parmi les 17 expériences considérées du projet PRUDENCE. Le coefficient de variation des débits annuels augmenterait de 85% en moyenne, cette augmentation variant par exemple de 45 à 95% pour le bassin de la Weisse Lütchine selon l'expérience climatique retenue (Horton et al., 2006).

La modification du régime météorologique régional et du régime hydrologique des bassins alpins aura un impact immédiat sur la ressource en eau et sur les ressources associées. A titre d'exemple, l'eau disponible pour différents usages tels que la production hydroélectrique, l'irrigation devrait diminuer ; parallèlement, l'augmentation de la variabilité interannuelle des débits devrait réduire la fiabilité des volumes d'apport nécessaires aux usages.

Le changement climatique devrait aussi s'accompagner d'une modification des risques hydrologiques. Il est pour l'heure possible d'évaluer de façon qualitative l'effet sur certains de ces risques. Le retrait glaciaire devrait par exemple conduire plus fréquemment à des événements du type embâcle/ débâcle à la périphérie des glaciers (e.g. formation et rupture de lacs proglaciaires) et augmenter les surfaces de terrain très meubles (les moraines) présentant un risque d'érosion accru. Le dégel d'une partie du permafrost d'altitude devrait fortement diminuer la cohésion du terrain dans les zones concernées pouvant ainsi provoquer diverses coulées boueuses, glissement de terrain, etc. L'évaluation quantitative de ces modifications est cependant difficile. C'est en particulier le cas pour la modification du risque de crues. Nous abordons dans la section suivante ce qu'il est possible d'extraire des projections climatiques actuelles pour le quantifier, les limites des scénarios actuellement disponibles. Nous tenterons ensuite d'explorer les facteurs qui devraient ou pourraient le modifier.

Scénarios météorologiques disponibles pour les études d'impact

Estimer l'impact hydrologique des changements climatiques attendus nécessite d'avoir à disposition des scénarios météorologiques adaptés aux échelles d'espace et de temps des régions, des bassins versants et des systèmes hydrologiques que l'on souhaite considérer. Les modèles climatiques régionaux sont des outils prometteurs pour dériver de tels scénarios. Les résultats de différents modèles régionaux développés dans le cadre du projet européen ENSEMBLES devraient être prochainement fournis pour l'Europe Continentale sur une maille de 25km au pas de temps horaire. L'optimisme du Hadley Center sur la qualité des données correspondantes est loin d'être partagé par tous les modélisateurs du climat.

Les modèles climatiques régionaux, à l'image des modèles climatiques globaux, sont des représentations imparfaites de la réalité, du fait de la connaissance imparfaite de certains processus océaniques ou atmosphériques clés et du fait aussi de la nécessité de simplifier la description du milieu et de phénomènes météorologiques complexes. Les erreurs systématiques obtenues pour la période de contrôle entre les champs observés et les champs simulés de différentes variables atmosphériques peuvent par suite être importantes (van Ulden and van Oldenborgh, 2006). C'est en particulier le cas pour les principales variables nécessaires aux modélisations et analyses hydrologiques, i.e., les températures de surface et les précipitations. Pour ces variables, les erreurs systématiques entre contrôle/climatologie obtenues par les versions les plus récentes de 13 modèles européens considérés dans PRUDENCE sont actuellement de l'ordre de 2°C et de 1 mm/jour en moyenne sur l'Europe continentale. Ces erreurs varient significativement selon le modèle considéré et, pour un même modèle, suivant la saison (Deque et al., 2005; van Ulden and van Oldenborgh, 2006).

La difficulté des modèles régionaux à simuler correctement le présent est par ailleurs d'autant plus grande que l'on considère des échelles de temps et d'espace petites. S'ils permettent de reproduire grossièrement les distributions spatiales des variables moyennes à l'échelle d'un continent ou d'un sous continent, leur performance est beaucoup plus modeste à l'échelle régionale. Par suite les climatologues eux-mêmes déconseillent d'utiliser les résultats produits à l'échelle de la maille qui correspond pourtant plus ou moins à l'échelle de travail des hydrologues (C. Frei, communication personnelle). Par ailleurs, même si le pas de temps de simulation des GCMs et RCMs est de l'ordre de quelques minutes, la fiabilité des sorties du modèle est très faible pour des pas de temps inférieurs au mois (Prudhomme et al., 2002). C'est en particulier le cas pour les précipitations : leur caractéristiques statistiques (fréquence, intensité, distribution) sont encore relativement mal reproduites et le biais sur les précipitations journalières maximales est au mieux du même ordre de grandeur que celui sur les précipitations moyennes (Boroneant et al., 2006; Frei et al., 2006). Ces difficultés sont accentuées pour les saisons pendant lesquelles les précipitations résultent principalement de processus atmosphériques locaux dont la modélisation nécessite une paramétrisation (convection). Les

précipitations orographiques étant par ailleurs parmi les variables les plus difficiles à simuler par les modèles climatiques (Giorgi and Mearns, 1991) ces difficultés sont aussi accentuées en zone de relief marqué comme l'illustrent les résultats présentés par (Frei et al., 2003) pour 5 modèles régionaux évalués sur différentes régions européennes dont les Alpes.

Pour finir, il faut enfin aussi noter que les variations entre les résultats obtenus pour le futur et le contrôle sont plus faibles, pour certaines variables, que les erreurs obtenues entre le contrôle et la climatologie (e.g. Deque et al., 2005). L'utilisation directe des variables météorologiques locales simulées par les modèles climatiques pour les analyses d'impact n'est donc, à l'heure actuelle, pas possible et en tous cas peu conseillée. Quels scénarios peut-on donc utiliser et/ou construire pour ces analyses ?

Les résultats obtenus par différents modèles peuvent sembler plus cohérents entre eux si l'on considère les changements simulés entre les périodes futures et contrôle⁽¹⁾. Par suite, une pratique courante consiste à produire les scénarios météorologiques futurs nécessaires aux analyses d'impact par perturbation des séries météorologiques locales observées pour la période de contrôle (e.g. Prudhomme et al., 2002). Chaque série temporelle des variables nécessaires (e.g. températures, précipitations) est fréquemment translatée et/ou dilatée pour permettre de prendre en compte les changements de moyenne et de variance obtenus entre simulations contrôle et futures d'une même expérience climatique. C'est cette approche qui a été utilisée pour simuler le régime hydrologique futur du Rosegbach tel que présenté sur la Figure 1. Les méthodes dites quantiles-quantiles (e.g. Shabalova et al., 2003) fonctionnent sur un principe similaire. La principale limitation de ces approches est que la structure temporelle des séries perturbées (occurrence, persistance, structure interne des différents événements météorologiques) n'est pas modifiée. Elles sont donc peu pertinentes en particulier si l'on souhaite pouvoir représenter la modification en fréquence, intensité et durée des phénomènes météorologiques majeurs que ce soit à l'échelle de l'événement ou de la saison. Les mêmes limitations sont obtenues pour les aspects liés à la variabilité spatiale des sollicitations météorologiques.

Les techniques d'adaptation⁽²⁾ des sorties des modèles climatiques offrent une alternative intéressante (Xu, 1999). Leur développement intensif des dix dernières années résulte du double constat suivant :

- 1) les variables atmosphériques à l'échelle synoptique, liées à la partie à la partie dynamique des modèles climatiques (e.g. champs géopotentiels, températures et vent dans les hautes couches de l'atmosphère...) sont nettement mieux simulées par les modèles que les variables météorologiques locales, fortement conditionnées pour certaines par la paramétrisation retenue des processus physiques associés (Wilby, 1998),
- 2) Les variables atmosphériques locales sont fortement influencées par la situation météorologique à l'échelle synoptique.

Les méthodes d'adaptation ont donc la capacité de produire des scénarios pertinents pour diverses variables météorologiques locales requises par les modèles d'impact. C'est le cas pour les variables mal simulées par les modèles climatiques (des précipitations, des températures de surface) mais aussi

¹ Cette approche provient des analyses suivantes. 1) Les modèles se comportent différemment pour le présent : il n'y a pas d'erreur systématique commune à tous les modèles et les erreurs entre modèles sont du même ordre de grandeurs que les erreurs entre chaque modèle et la climatologie. 2) Les deltas simulés par les modèles entre contrôle et futur sont en revanche généralement similaires. Déqué et al. 2005 suggèrent par suite que l'utilisation d'un ensemble de modèles apporte une certaine confiance dans ces « deltas ».

² Les méthodes d'adaptation recouvrent trois grandes familles de modèles : 1) les générateurs de temps conditionnés au type de temps (e.g. Bardossy, A. and Plate, E.J., 1992. Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns. *Water Resources Research*, 28(5): 1247-1259.), 2) les méthodes des k-plus proches voisins dérivant de la méthode des analogues (e.g. Buishand, T.A. and Brandsma, T., 2001. Multisite simulation of daily precipitation and temperature in the Rhine basin by nearest-neighbor resampling. *Water Resources Research*, 37(11): 2761-2776.), 3) les fonctions de transfert conditionnées à des indices de circulation atmosphériques (e.g. Brandsma, T. and Buishand, T.A., 1997. Statistical linkage of daily precipitation in Switzerland to atmospheric circulation and temperature. *Journal of Hydrology*, 198(1-4): 98-123.). On pourra se référer à Hingray, B., Picouet, C. and Musy, A., 2009. *Hydrologie. 2. Une science pour l'ingénieur*. Presses Polytechniques Universitaires Romandes, Lausanne, 650 pp. pour une description de ces approches et des contraintes d'application qui leurs sont associées.

pour certaines variables non simulées par ces modèles (e.g. évapotranspiration potentielle, phase des précipitations, nébulosité). Les méthodes d'adaptation peuvent aussi et surtout fournir des scénarios pertinents aux échelles de temps et d'espace imposées par les systèmes considérés. Il est possible de générer des variables locales, à l'échelle d'un bassin de quelques kilomètres carrés à plusieurs dizaines de kilomètres carrés. Elles permettent de générer des séries à pas de temps horaire voire plus fin lorsqu'elles sont combinées à des méthodes de désagrégation appropriées (e.g. entres autres applications Boé, 2007; Mezghani, 2009).

Du fait qu'elles sont conditionnées à la circulation atmosphérique, elles permettent enfin, contrairement aux méthodes des perturbations ou quantiles-quantiles évoquées plus haut, de prendre en compte une modification des régimes de circulation atmosphérique (e.g. modification des fréquences de types de temps, des séquences critiques de types de temps) et par suite des régimes météorologiques (e.g. fréquence et durées modifiées des séquences d'années sèches successives). L'application de ces méthodes pour la génération de scénarios météorologiques futurs adaptés aux études d'impact n'est cependant pas dénuée de limitations. Leur utilisation dans ce contexte repose sur différentes hypothèses fortes dont les suivantes :

- H1 : les variables utilisées pour décrire la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique sont correctement simulées par les modèles climatiques,
- H2 : elles sont physiquement pertinentes pour expliquer les variables météorologiques locales et doivent présenter un pouvoir explicatif fort,
- H3 : les relations d'échelle identifiées entre variables locales et synoptiques pour la situation climatique actuelle ne seront pas modifiées dans le futur.

Ces hypothèses sont souvent mises en défaut comme précisé ci-dessous.

La première hypothèse contraint fortement le choix des prédicteurs possibles et conduit à utiliser préférentiellement les variables synoptiques liées à la partie dynamique des modèles. Van Ulden and Van Oldenborgh (2006) ont cependant montré que même pour les variables atmosphériques de grande échelle les plus faciles à simuler, les modèles climatiques globaux les plus récents présentaient des biais importants. Pour l'Europe, c'est en particulier le cas des composantes zonales et méridiennes du vent géostrophique ainsi que de la vorticité estimées d'après les champs de pression au sol simulés. Le biais obtenu sur ces composantes expliquerait jusqu'à 30% des biais obtenus sur les températures et les précipitations simulées pour cette région. La performance des modèles climatiques va évidemment s'améliorer fortement au cours des prochaines années. On peut donc espérer que les principaux biais actuels soient fortement réduits et que les modèles soient capables de simuler correctement les régimes de temps présents en reproduisant par exemple les fréquences d'occurrence ainsi que les probabilités de transition entre types de temps. Cependant, les modèles seront sans doute encore longtemps peu fiables quand à la simulation des séquences de types de temps qui conduisent aux situations hydrométéorologiques critiques. Même les modèles de prévision météorologique dans leurs versions les plus récentes, autrement plus élaborés que les modèles de climat, peinent souvent à reproduire des séquences de types de temps atypiques qui conduisent à des situations critiques telle la séquence ayant conduit à la crue de 1859 sur l'Isère (S. Planton, communication personnelle).

Pour ce qui concerne la seconde hypothèse, le lien d'échelle entre variables synoptiques et variables locales identifié sur la base des variables locales observées et des réanalyses météorologiques est souvent assez faible ce qui rend la relation d'échelle relativement incertaine. A titre d'exemple, les variances expliquées par le modèle ddwgen (Mezghani and Hingray, 2009) pour l'occurrence et de la lame d'eau des précipitations régionales sur le bassin du Rhône à l'amont du Léman sont respectivement de 45 et 30%. Par suite, la prise en compte de l'incertitude associée à la relation d'échelle implique que la génération de scénarios soit stochastique. Elle fait alors intervenir différentes variables aléatoires permettant de considérer la part de la variabilité non expliquée par la relation d'échelle. Contrairement à ce qui est souvent pratiqué, l'adaptation des sorties d'un modèle climatique donné ne peut donc pas se suffire de la génération d'un seul scénario – celui-ci sous-estimant inévitablement l'incertitude associée à cette adaptation. La prise en compte de cette incertitude implique donc de générer des scénarios multiples. La variabilité de ces scénarios est généralement

importante, que ce soit pour les variables brutes issues de la génération (e.g. précipitations journalières maximales - Figure 2) ou pour les variables agrégées sur des résolutions spatiales et temporelles moins fines (e.g. précipitations journalières agrégées à l'échelle mensuelle). C'est cependant seulement en considérant cette incertitude qu'il est possible d'évaluer si les changements estimés pour le futur sont significatifs ou non.

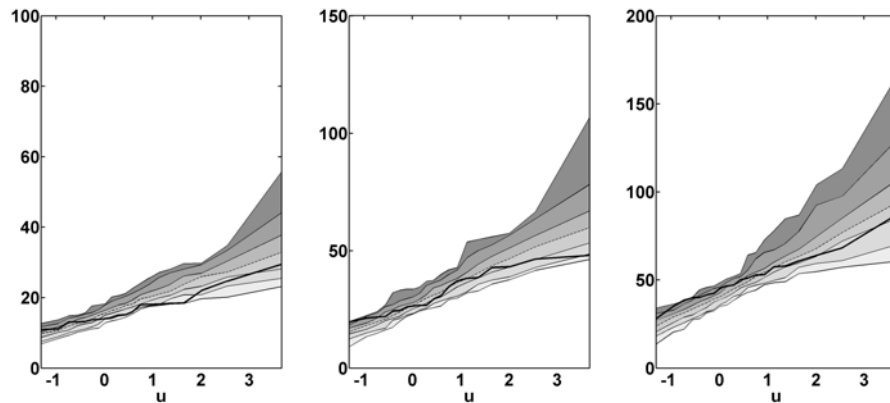


Figure 2. Distribution statistique des lames d'eau régionales moyennes maximales obtenues par le modèle d'adaptation ddwgen sur la base des réanalyses NCEP pour le bassin du Rhône à l'amont du Léman (période 1982-2001). De gauche à droite : lames d'eau moyennes maximales [mm] sur 6h00, 24h00, 72h00. Distribution statistique observée en noir ; les zones grisées délimitent les différents quantiles obtenus sur la base des 50 générations produites avec ddwgen (quantiles : q0, q5, q25, q50, q75, q95 et q100). En abscisse : variable réduite de Gumbel. D'après (Mezghani and Hingray, 2009).

La dernière des trois hypothèses mentionnées ci-dessus est souvent présentée comme étant la plus critique. En particulier, un prédicteur qui semble ne pas être important pour le climat présent peut devenir essentiel dans un climat perturbé. Par exemple, il est probable que les changements futurs de température de surface soient plus liés aux changements des propriétés radiatives de l'atmosphère qu'aux changements de circulation. L'hypothèse de stationnarité temporelle des relations d'échelle est en fait impossible à valider ou à invalider dans la mesure où les données disponibles qui pourraient être utilisées à cet effet couvrent, pour l'heure, une palette de situations atmosphériques a priori peu représentatives de celles qui pourraient être observées dans le futur. Elle peut être cependant appréhendée 1) par la capacité du modèle à reproduire la variabilité basse fréquence des variables météorologiques locales telle qu'observée au cours des décennies passées et 2) par la cohérence des résultats produits par la méthode considérée avec les résultats obtenus par des méthodes de descente d'échelle dynamique.

Malgré l'intérêt indéniable des méthodes d'adaptation pour la génération de scénarios météorologiques futurs, l'exploration de leur potentiel et de leurs limites est encore à ses débuts et de nombreuses questions théoriques et méthodologiques doivent être résolues pour conforter leurs développements ultérieurs et pour en préciser les limites. Elles gagnent malgré tout à être utilisées pour affiner les diagnostics préliminaires de modification de la ressource obtenus avec des méthodes type « perturbation ». Cependant et comme la capacité des modèles climatiques à représenter correctement la dynamique de l'atmosphère est encore limitée, elles ne permettent pas plus que les autres méthodes ou modèles de répondre à la question de la modification des risques hydrologiques et du risque de crue en particulier, et ceci quel que soit la région du monde et le type de comportement hydrologique de l'hydrosystème considéré.

Les crues des rivières alpines plus fréquentes et plus importantes

Il est communément admis que le changement climatique en cours devrait globalement s'accompagner d'une intensification du cycle hydrologique. Et en théorie tout du moins à des événements précipitants extrêmes plus intenses. Une des principales raisons provient de la relation de Clausius-Clapeyron qui exprime la pression de vapeur saturante e_s d'un volume élémentaire d'air en fonction de sa température T sous la forme suivante :

$$e_s(T) = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}\right) \quad (1)$$

Avec e_s en [kPa] et T en [°C]. Suivant cette relation, le changement climatique attendu devrait conduire à une augmentation relative de la pression de vapeur saturante fonction du réchauffement de l'atmosphère δT au taux suivant :

$$\frac{\partial e_s}{e_s} = \alpha \cdot \delta T \quad (2)$$

avec $\alpha = 6,44\%$ pour $T = 15^\circ\text{C}$ et $\alpha = 5,96\%$ pour $T = 25^\circ\text{C}$. La pression de vapeur saturante n'informe que sur la quantité d'eau maximale qu'un volume élémentaire d'air peut contenir. La quantité d'eau réellement contenue dépend des sources d'humidité dans lesquelles le volume d'air va pouvoir prélever son humidité. A l'échelle globale, les océans, qui représentent la majeure partie de la surface du globe, représentent une source d'humidité quasi-infinie. L'humidité présente en surface n'est donc pas un facteur limitant ce qui fait que le changement climatique en cours est susceptible de se produire à humidité relative constante (Boé, 2007). La quantité d'eau effective présente dans l'atmosphère devrait donc globalement augmenter suivant le même taux que celui résultant de la relation de Clausius-Clapeyron. Le surplus d'eau dans l'atmosphère ne devrait cependant pas se traduire par une augmentation des précipitations en proportion. Sur les continents, les sols constituent une source d'humidité limitée. Par ailleurs une augmentation de la pression de vapeur saturante implique que plus d'humidité est nécessaire pour arriver à saturation et condensation. L'augmentation de la pression de vapeur saturante peut donc avoir régionalement pour effet de réduire les précipitations. En revanche, il est raisonnable de considérer que les précipitations extrêmes pouvant avoir lieu sur une région donnée vont croître en proportion du taux qui résulte de la relation de Clausius-Clapeyron, le facteur limitant de ces précipitations étant la majeure partie du temps l'humidité disponible dans l'atmosphère et donc la pression de vapeur saturante. Pour la Suisse occidentale, en considérant alors un réchauffement régional moyen de $+4,4^\circ\text{C}$ pour l'automne (SON) (médiane des scénarios A2-2070-2100 du projet PRUDENCE considérés par (Hingray et al., 2007)), l'augmentation des précipitations extrêmes à attendre sur la région serait de 28%. La modification effective de l'intensité des précipitations maximales mais aussi de leur fréquence dépendra fortement aussi de la modification des régimes de circulation qui conditionnent en premier lieu le caractère limité ou non des sources d'humidité nécessaires à leur production.

Dans les Alpes, le réchauffement régional devrait avoir aussi un effet déterminant plus direct sur la modification du risque de crue en augmentant la surface des bassins versants productrice de ruissellements. En effet, l'augmentation des températures va conduire à une élévation de l'isotherme 0°C et donc à une augmentation de la surface du bassin considéré sur laquelle les précipitations tomberont sous forme liquide. L'augmentation moyenne de cette surface productrice sera fonction de la courbe hypsométrique du bassin versant et sera pour un même bassin plus ou moins importante suivant la période de l'année. Cette augmentation peut être, pour la gamme d'altitude couverte par les bassins d'intérêt, relativement importante pour la période automnale au cours de laquelle ont souvent lieu les précipitations les plus importantes sur ces bassins. A titre d'exemple et en considérant un réchauffement régional annuel moyen de $+4^\circ\text{C}$ (médiane des scénarios A2-2070-2100 du projet PRUDENCE considérés par (Hingray et al., 2007)), la surface contributive du bassin du Rhône à l'amont du Léman augmentera en moyenne d'un rapport 1 à 1,5 pour un événement pluviométrique se produisant le 1^{er} Novembre (1 à 1,1 si la température est égale à $T_m + \sigma$ pour cette date, 1 à 2 si $T = T_m - \sigma$ pour cette date avec T_m et σ la moyenne et l'écart type des températures journalières pour cette date) (cf. **Figure 3c**). Si l'on considère le seul sous bassin de la Viège, dont l'altitude médiane est située 600m plus haut que celle du bassin complet, la surface contributive augmenterait d'un rapport 1 à 2.5 en moyenne. Cette augmentation importante des surfaces contributives conduit mécaniquement à une augmentation significative des débits de crue. Avec le scénario ci-dessus, la crue d'Octobre 2000 observée sur le Rhône, qui a été limitée du fait justement de températures localement basses dans la vallée très encaissée de la Viège, aurait été nettement plus importante et aurait conduit à des

dommages conséquents sur l'ensemble du cours d'eau jusqu'à son exutoire dans le Léman (OFEG, 2002; Hingray et al., 2006).

Pour finir, on peut encore noter que la période pendant laquelle la surface productrice de ruissellement atteint plus de 95% de la surface totale du bassin augmente aussi fortement avec l'élévation de l'isotherme 0°C (on passe de 130 jours à 170 jours pour le bassin du Rhône supérieur sous un scénario de réchauffement régional de +4°C - **Figure 2** a et b). Supposons pour simplifier que la distribution statistique des précipitations maximales soit la même pour chacun des mois de l'année. L'allongement de la période correspondant à une contribution maximale du bassin augmente alors d'autant la fréquence de dépassement des crues observées pour l'heure pendant une période réduite de l'année. Et ceci par le seul fait qu'une partie des événements précipitants deviendront désormais potentiellement générateurs de crue alors qu'ils ne l'étaient pas dans le passé du fait que les précipitations étaient pour bonne partie solides.

Selon ces quelques analyses sommaires, l'effet à attendre de l'élévation de l'isotherme 0°C sur les crues est donc potentiellement encore plus marqué que l'effet de l'augmentation de pression de vapeur saturante.

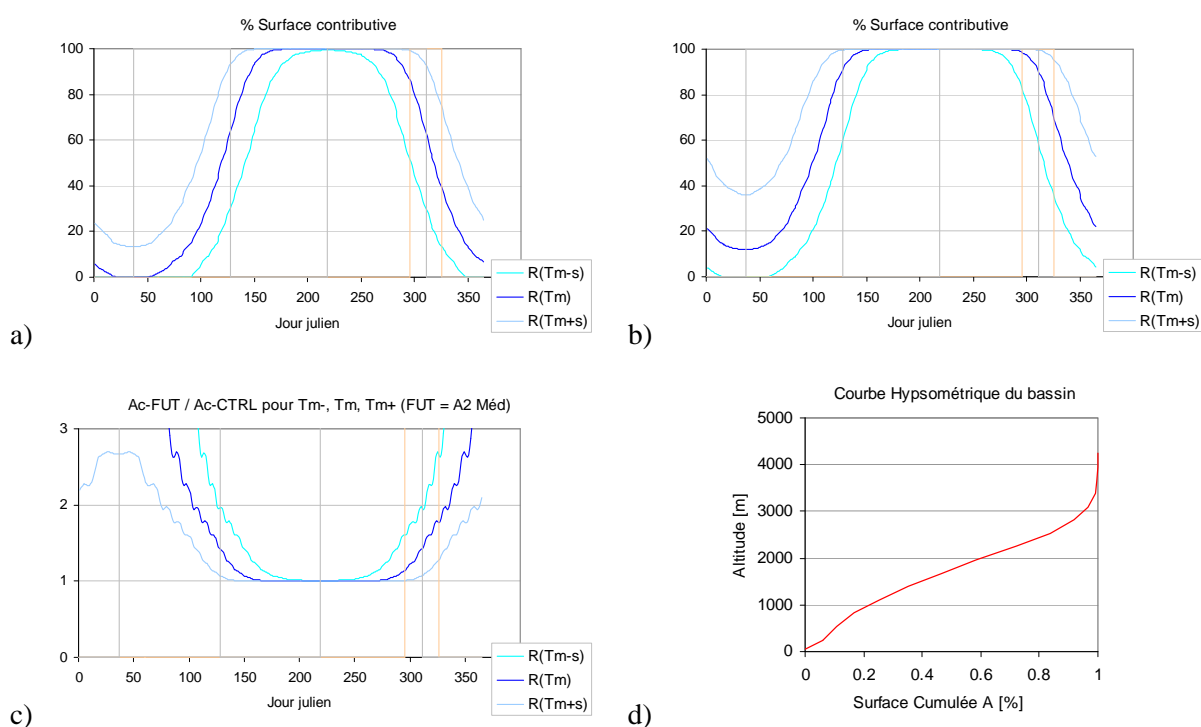


Figure 3. Pourcentage de la surface du bassin versant du Rhône supérieur en dessous de l'isotherme 0°C pour la température calendaire moyenne T_m et pour $T_m \pm \sigma$ ou σ est la variance des températures journalières pour un jour calendaire donné. a) période 1982-2001 ; b) période 2070-2100, scénario A2, $\Delta T_{\text{régional}} = +4^\circ\text{C}$ (ΔT médian des 17 expériences climatiques PRUDENCE) ; c) variation relative de surface contributive Future/Contrôle. Traits gris verticaux délimitent les 4 saisons. Les Traits rouges verticaux délimitent la période 15 Octobre-15 Novembre. Température annuelle moyenne à l'altitude médiane du bassin versant ($Z_{50}=2140\text{m}$): $T=0.8^\circ\text{C}$, amplitude annuelle moyenne du cycle des températures journalières : 24.4°C . Gradient de température moyen : $-0.55^\circ\text{C}/100\text{m}$. d) : courbe hypsométrique du bassin – surface 5250km^2 .

La crue de 1859 dans un climat plus chaud ?

L'augmentation des températures ne conduit mécaniquement pas toujours à une augmentation des débits de crue. Les débits de crues sont certes liés à l'intensité des précipitations liquides. Ils résultent aussi cependant de l'état initial du bassin qui peut accentuer l'intensité des crues en cas de fonte additionnelle de neige ou en cas de saturation initiale marquée du bassin. C'est donc la chronologie

des sollicitations météorologiques passées combinée avec l'état initial des stocks de neige et de l'humidité des sols qui vont conditionner l'intensité des épisodes de crue. La chronologie reconstituée pour la crue de 1859 sur l'Isère semble par exemple avoir été à ce titre particulièrement efficace. Elle a consisté pour mémoire en 1) une séquence de pluies prolongée ayant permis une humidification significative du bassin versant, 2) une chute de l'isotherme 0°C qui a conduit à l'accumulation d'un stock de neige important sur l'ensemble du bassin et 3) une remontée rapide et importante de l'isotherme accompagnée de précipitations soutenues qui a généré une importante lame d'eau disponible pour les ruissellements (pluie liquide + fonte du manteau neigeux).

La même séquence pluviométrique dans un climat plus chaud, avec par exemple une séquence de températures en tout temps 4°C supérieures aux températures estimées pour l'événement de 1859, aurait conduit à une crue plus faible. L'humidification du bassin aurait certes été nettement plus importante qu'en 1859 conduisant à une efficacité du bassin pour la production de ruissellements plus importante. Cependant, la lame d'eau disponible pour la production de ruissellements aurait été nettement moindre du fait de la constitution préliminaire d'un stock de neige très nettement inférieur à celui estimé pour 1859. Plus généralement, et sur la base des résultats de simulation du modèle conceptuel global proposé par A.Gautheron (communication personnelle), il ressort que la séquence de température la plus critique pour la séquence observée des précipitations est effectivement celle observée en 1859. Cette séquence météorologique a très peu de chances d'être de nouveau observée début Novembre dans un climat futur plus chaud. Il n'est cependant pas exclu qu'elle soit observée plus tard dans la saison, la probabilité de trouver des neiges précoces sur le bassin devenant a priori la même quelques semaines plus tard dans un climat plus chaud (e.g. **Figure 3**).

Conclusions

Estimer l'évolution du risque de crue induite par la modification du climat en cours est pour l'heure difficile. Pour y parvenir, il est nécessaire d'améliorer les outils et modèles permettant de produire les chroniques météorologiques requises pour cette estimation. Pour les modèles climatiques, cela nécessite d'améliorer leur capacité à simuler la dynamique atmosphérique. Cette amélioration concerne en premier lieu les modèles globaux couplés océan-atmosphère puisque les modèles régionaux héritent de leurs limitations à cet égard. L'amélioration concerne aussi les modèles d'adaptation dont les relations d'échelles sont pour l'heure encore très incertaines. En tout état de cause, on peut supposer que le risque de crue devrait augmenter en milieu alpin. Il est évidemment impossible d'estimer le risque qu'un épisode tel que celui de 1859 se reproduise dans le futur. L'augmentation de la pression de vapeur saturante et des précipitations potentiellement extrêmes qui en résulteront potentiellement, l'augmentation des surfaces contributives liée à l'élévation de l'isotherme 0°C devraient cependant fournir d'autres situations hydrométéorologiques critiques pouvant potentiellement générer des crues tout aussi importantes sinon plus que celle issue de cette séquence exceptionnelle.

Références

- Bader, S. and Bantle, H., 2004. Das Schweizer Klima im Trend: Temperatur- und Niederschlagsentwicklung 1864-2001. Veroeffentlichungen Nr. 68, MeteoSchweiz, Zürich. 48 p.
- Bardossy, A. and Plate, E.J., 1992. Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns. *Water Resources Research*, 28(5): 1247-1259.
- Boé, J., 2007. Changement global et cycle hydrologique : Une étude de régionalisation sur la France. PhD Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 pp.
- Boroneant, C., Plaut, G., Giorgi, F. and Bi, X., 2006. Extreme precipitation over the Maritime Alps and associated weather regimes simulated by a regional climate model: Present-day and future climate scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, 86(1-4): 81-99.
- Brandsma, T. and Buishand, T.A., 1997. Statistical linkage of daily precipitation in Switzerland to atmospheric circulation and temperature. *Journal of Hydrology*, 198(1-4): 98-123.
- Buishand, T.A. and Brandsma, T., 2001. Multisite simulation of daily precipitation and temperature in the Rhine basin by nearest-neighbor resampling. *Water Resources Research*, 37(11): 2761-2776.
- Christensen, J.H., Carter, T.R. and Giorgi, F., 2002. PRUDENCE employs new methods to assess European Climate Change. *EOS Trans, AGU*, 83: 147.

- Deque, M. et al., 2005. Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Climate Dynamics*, 25(6): 653-670.
- Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F. and Noilhan, J., 2002. Impact of a climate change on the Rhone river catchment hydrology. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D16). Artn 4293.
- Frei, C. et al., 2003. Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D3).
- Frei, C., Scholl, R., Fukutome, S., Schmidli, R. and Vidale, P.L., 2006. Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111(D6).
- Giorgi, F. and Mearns, L.O., 1991. Approaches to the Simulation of Regional Climate Change - a Review. *Reviews of Geophysics*, 29(2): 191-216.
- Hingray, B., Mezghani, A. and Buishand, T.A., 2007. Development of probability distributions for regional climate change from uncertain global mean warming and an uncertain scaling relationship. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3): 1097-1114.
- Hingray, B. et al., 2006. Estimation des débits de crue du Rhône à Porte du Scex et autres points amont caractéristiques. *Projet CONSECRU 2. Rapport final. HYDRAM, EPFL, Lausanne*, 190 pp.
- Hingray, B., Picouet, C. and Musy, A., 2009. *Hydrologie. 2. Une science pour l'ingénieur*. Presses Polytechniques Universitaires Romandes, Lausanne, 650 pp.
- Horton, P., Schaepli, B., Mezghani, A., Hingray, B. and Musy, A., 2006. Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological Processes*, 20(10): 2091-2109.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 881 pp.
- Mezghani, A., 2009. Génération multisite de variables météorologiques horaires en zone alpine. Application à la simulation de scénarios de crues du Rhône supérieur Ph.D. Thesis, EPFL, Lausanne, 150 pp.
- Mezghani, A. and Hingray, B., 2009. A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables in complex terrain. Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River Basin. *Journal of Hydrology*(377): 245-260.
- OFEG, 2002. *Les crues 2000. Analyse des événements, cas exemplaires. Rapports de l'OFEG, Série Eaux, Nr. 2. Office fédéral des eaux et de la géologie, Berne*.
- Prudhomme, C., Reynard, N. and Crooks, S., 2002. Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? *Hydrological Processes*, 16(6): 1137-1150.
- Schaepli, B., Hingray, B., Niggli, M. and Musy, A., 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(1-2): 95-109.
- Shabalova, M.V., van Deursen, W.P.A. and Buishand, T.A., 2003. Assessing future discharge of the river Rhine using regional climate model integrations and a hydrological model. *Climate Research*, 23(3): 233-246.
- van Ulden, A.P. and van Oldenborgh, G.J., 2006. Large-scale atmospheric circulation biases and changes in global climate model simulations and their importance for climate change in Central Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6: 863-881.
- Wilby, R.L., 1998. Statistical downscaling of daily precipitation using daily airflow and seasonal teleconnection indices. *Climate Research*, 10(3): 163-178.
- Xu, C.Y., 1999. From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 23(2): 229-249.
- Zierl, B. and Bugmann, H., 2005. Global change impacts on hydrological processes in Alpine catchments. *Water Resources Research*, 41: W02028.