



Flux et crues singulières d'un petit cours d'eau andin ou les effets pervers de l'urbanisation

Résumé : Sur un petit bassin de haute montagne (4000 m), situé dans les Andes à proximité de La Paz, la canalisation des « rios » en vue de gagner des terrains urbanisables, n'a guère modifié, en termes de bilan annuel, les régimes hydrologiques, mais a eu des conséquences inattendues sur leur comportement en crue.

Au delà d'un certain débit, bien inférieur au débit maximum décennal, apparaissent des vagues, parfois plus hautes que le canal, qui déferlent à près de 10 m/s, endommageant sur leur passage ponts et parois de l'ouvrage, et provoquant d'importants débordements en zone urbaine. Plus en amont, dans le lit naturel, l'écoulement demeure stable. Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer ce phénomène.

Resumen : Flujos y crecidas particulares sobre un pequeño río andino o los efectos perversos de la urbanización. Sobre una pequeña cuenca en alta montaña (4 000 msnm), ubicada en los Andes cerca de La Paz, con objeto de recuperar terrenos urbanizables, la canalización de los rios no ha modificado, en términos de balance hídrico, los regímenes hidrológicos, pero tuvo consecuencias inesperadas sobre su comportamiento en tiempo de crecidas. Más allá de cierto caudal, bastante inferior al caudal máximo decenal,

aparecen olas, a veces mas altas que el canal, que se propagan cerca de 10 m/s, dañando al paso puentes y paredes de la obra, y provocando importantes desbordamientos en una zona urbana. Río arriba, en el cauce natural del río, el escurrimiento queda estable. Se propone varias hipótesis para explicar este fenómeno.

Abstract : Flows and exceptional floods on a small Andean river, or the negative impact of urbanisation. Partial river canalisation has not modified flow from a small high-altitude river basin, located near La Paz in the Andes. Summer precipitation generates flow which occurs mainly during two months of the year. Because of the steep slopes and small size of the basin, discharge rates vary considerably and are subject to abrupt change. Above a certain water depth in the channelized section, waves are observed at the surface. These waves may surge down the river at about 10 m/s, in the form of liquid and solid flow. Upstream, in the non-channelized section, flow remains continuous. This phenomenon is very difficult to observe because it is short-lived. However, results from measurements seem to suggest that a relationship exists between the period and amplitude of these waves.

J. Bourges*
P. Ribstein**
C. Dietze***
J.-L. Guyot*
R. Hoorelbeck**

Mots-clés :
écoulement
ondulatoire, canal,
crues exceptionnelles,
risques naturels, « roll
waves », Andes

Palabras-claves :
escurrimiento
ondulatorio, canal,
crecidas excepcionales,
riesgos naturales,
« roll waves », Andes

Keywords :
undulatory flow,
channel, exceptional
floods, natural hazard,
roll waves, Andes.

* ORSTOM, B. P. 5045,
34032 - Montpellier

** ORSTOM, C. P. 9214,
La Paz, Bolivie

*** HAM/GTZ, C. P.
9206, La Paz, Bolivie

25 JUL. 1995

ORSTOM Fonds Documentaire

N° 42.076 ep1

Cote : B

ORSTOM Documentation

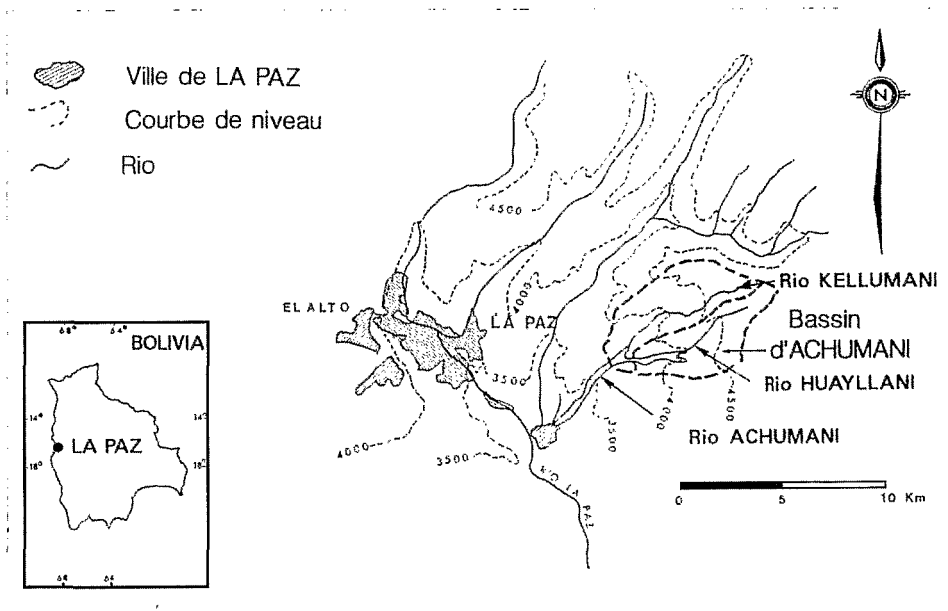


010000573

Creusé par érosion régressive dans les profondes séries quaternaires de l'Altiplano bolivien, le bassin du rio La Paz (Fig. 1) est situé par $16^{\circ}30'$ de latitude nord et $68^{\circ}02'$ de longitude ouest, à l'abri des vents de l'Altiplano, au pied de la Cordillère Royale qui culmine à plus de 6400 mètres d'altitude. Plusieurs affluents, parmi lesquels le rio Achumani, drainent cette cuvette dont les eaux rejoignent l'Amazone après avoir parcouru les rios Beni et Madeira.

Tapie dans cet amphithéâtre, au creux des Andes, entre 3200 m et 4200 m d'altitude, la ville de La Paz, qui regroupe plus d'un million d'habitants, cherche, après avoir entièrement occupé cette cuvette, à s'étendre. D'abord vers l'étage supérieur, l'Altiplano, au climat rude à cause de l'altitude (4000 m) où s'est créée, dans la décade 1970-1980, la ville satellite de *El Alto* (SMUH, 1978). Mais surtout vers l'étage inférieur, la *Zona Sur*, peuplée surtout de quartiers résidentiels, qui peuvent y bénéficier d'un climat plus doux, et simultanément minimiser les nuisances de l'altitude. Au contraire de *El Alto* où l'espace est pratiquement illimité, le relief très accidenté de la *Zona Sur* ne laisse d'autres emplacements constructibles que les fonds de vallée entièrement occupés par des lits très larges, tapissés de gros galets, au milieu desquels divaguent les eaux lors des fortes crues.

Figure 1
Plan de situation du rio
Achumani



Depuis quelques années, la municipalité a entrepris un programme de canalisation des « rios » afin de gagner des terrains urbanisables. Mais la réduction de la section des torrents à un chenal plus étroit a fortement modifié le régime de l'écoulement et provoqué ainsi des « effets pervers ». Pour mieux aborder l'extension de ce programme d'urbanisation, la *Honorable Alcaldía Municipal* a demandé à l'ORSTOM d'étudier, au sein d'un projet avec la coopération allemande, les débits exceptionnels et d'évaluer les flux particuliers sur le bassin d'Achumani, au niveau des zones à aménager.

Le milieu

Outre sa proximité de la ville, le choix de ce bassin a été motivé par une faible anthropisation au moment de son installation. La perspective d'une urbanisation rapide, bien que partielle, aurait permis d'en mesurer l'impact sur le comportement hydrologique. Mais en dépit de l'implantation de nouvelles constructions dans ces vallées, les prévisions n'ont pas été respectées. L'influence anthropique reste négligeable sur une grande partie du bassin : les pâturages de lamas et de moutons occupent les terres hautes et quelques rares cultures se partagent le fond des vallées.

L'altitude maximale du bassin atteint 4975 m. Les exutoires se trouvent respectivement à 3580 et 3620 m. Le relief très

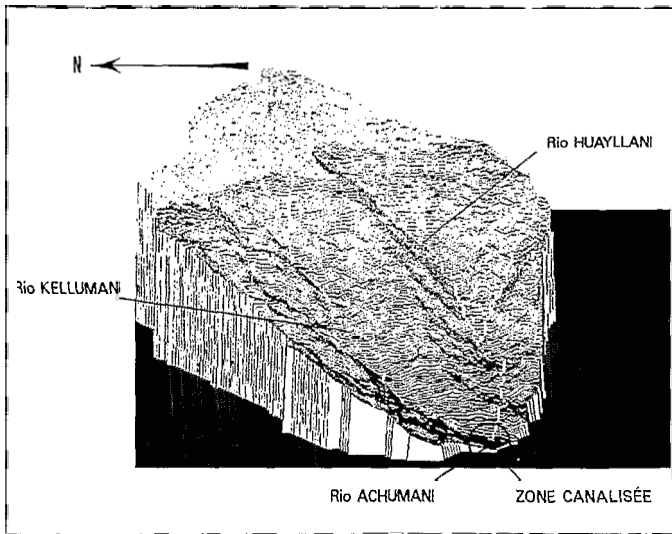


Figure 2
Représentation du bassin

escarpé (Fig. 2) dessine un réseau de drainage qui découpe, dans les formations sédimentaires tendres du plioquaternaire, des thalwegs dont la pente est souvent supérieure à 20 ‰ (Bourges et Guyot, 1989 ; Guyot, 1992).

La représentation du bassin au moyen d'un modèle numérique de terrain (Fig. 2) met en évidence de fortes pentes, propices à l'érosion, situées dans la partie intermédiaire du bassin. La partie inférieure comprend des interfluves à faible pente et des vallées élargies, en partie remblayées par les matériaux détachés de l'amont.

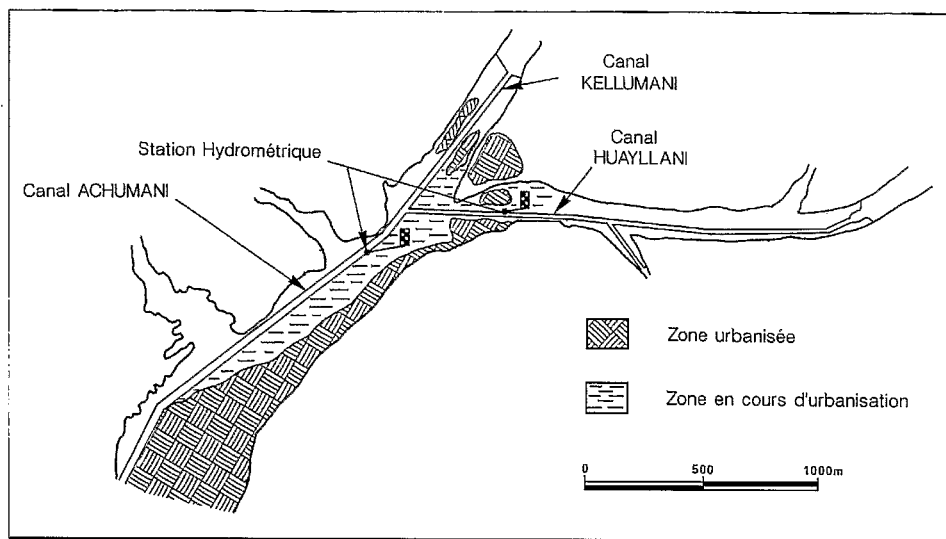
Pour mener à bien cette étude, deux stations hydrométriques ont été installées en 1989. Elles permettent l'observation de deux bassins versants emboîtés, de 38,9 et 17,5 km², drainés respectivement par le rio Achumani et par son affluent principal, le rio Huayllani.

Cours naturel et aménagé

Le lit naturel de ces cours d'eau de montagne est constitué de matériaux rocheux grossiers, principalement de galets et de blocs arrachés aux terrasses alluviales, entre lesquels viennent se déposer des éléments plus fins. Les particules d'un diamètre inférieur à 1 mm, constamment maintenues en suspension par les turbulences, sont emportées par le courant.

Les lits majeurs, larges de plus de 200 mètres sur le rio Achumani ou de près de 100 mètres sur le rio Huayllani, sont très surdimensionnés par rapport à la superficie drainée. Dans ces vastes lits, l'écoulement n'occupe en général que quelques mètres de largeur. La profondeur moyenne ne dépasse pas 0,2 mètre. La pente générale du lit est voisine de 10 ‰ ce qui fait classer ces cours d'eau dans la catégorie des torrents (Bernard, 1925).

Leur canalisation dans les zones urbaines a réduit la largeur de leur section d'un facteur 20 à 25. Sur le rio Huayllani, le bief canalisé mesure 1800 m de longueur, dont 1400 à l'amont de la station, pour une largeur de 5 mètres seulement (Fig. 3). Son tracé, quasi rectiligne, est parallèle à l'axe de la vallée. La pente générale du canal, stabilisée par une succession de seuils en pierres, suit la pente naturelle du lit.



L'aménagement est identique sur le rio Achumani, mais les seuils sont plus espacés et les dénivelées entre deux tronçons consécutifs plus importantes. Sur ce cours d'eau, la station se situe 250 m à l'aval de la confluence de deux sections canalisées, celle du rio Huayllani déjà décrite et celle du rio Kellumani aménagé lui aussi sur plus de 700 mètres (Fig. 3).

Figure 3
Occupation de la vallée
d'Achumani et
implantation des canaux

Précipitations et écoulement

Le régime des précipitations est basé sur l'alternance d'un été humide de décembre à mars, et d'une saison sèche de mai à septembre. De par son altitude et sa position abritée de l'influence amazonienne par la cordillère, la région de La Paz reçoit une pluviométrie plus faible que celle généralement observée sur le bassin amazonien dont elle fait partie intégrante. La hauteur de pluie moyenne annuelle observée, sur plus de soixante-dix ans (1920-1991), à la station de San Calixto, distante de quelques kilomètres du site des bassins, est de 572 mm (Bourges y al, 1992). Les précipitations annuelles mesurées de 1988 à 1992 montrent que la période étudiée est légèrement déficitaire.

Les précipitations de référence pour le bassin sont observées au poste de Millipunku (3600 m d'altitude) situé sur le bassin du rio Huayllani. La comparaison des totaux mensuels (Fig. 4)

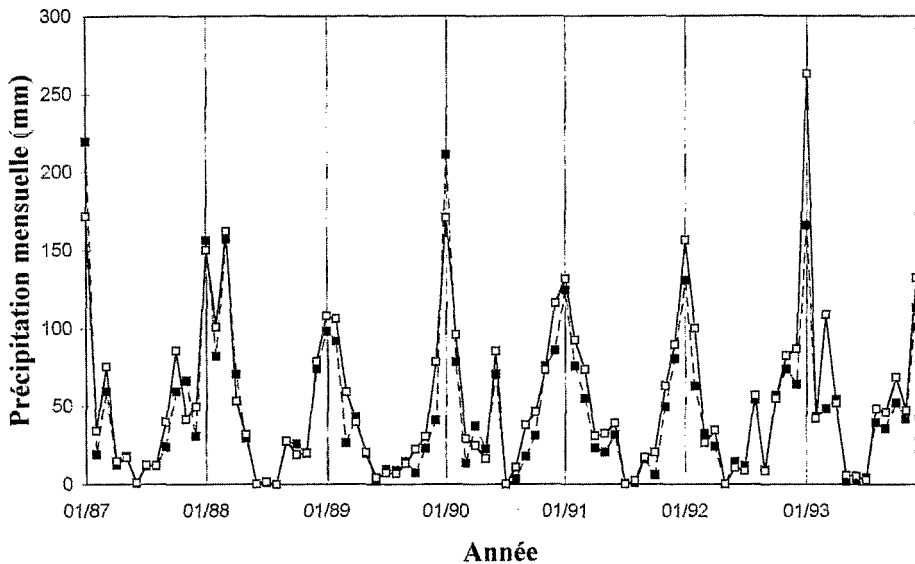


Figure 4
Comparaison des
pluviométries mensuelles
de San Calixto et
Millipunku

San Calixto —■—
 Millipunku —□—

Tableau 1
Débits moyens mensuels
sur les bassins
d'Achumani en l/s
(1989-1992)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aou	Moy.
Achumani	14	16	87	200	1000	670	180	56	35	85	12	15	197
Huayllani	11	12	43	92	520	370	97	30	20	37	8.3	12	105

relevés durant la période commune d'observation pluviométrique sur ces deux sites (1987-1992) met en évidence une très bonne corrélation avec un coefficient de détermination, r^2 , de 0,91 pour 60 mois. La moyenne de précipitation à Millipunku est supérieure d'environ 12 % à celle de San Calixto mais les deux stations présentent, au niveau annuel, les mêmes tendances (Ribstein, 1993).

La répartition saisonnière (Tabl. 1) de l'écoulement reflète et amplifie l'alternance annuelle des précipitations. La saison des hautes eaux ne dure que quatre mois, de décembre à mars, totalisant en moyenne 86 % de l'écoulement annuel.

Au cours des seuls mois de janvier et février, la proportion des flux liquides écoulés peut varier de 60 à 80 % des apports annuels. Dès le mois de mars, le débit décroît rapidement. Au cours de la saison sèche, l'écoulement peut s'affaiblir au point de disparaître dans les alluvions du lit, ou au contraire recevoir

l'appoint substantiel de crues importantes. L'étiage est observé en juillet ou août avec des débits spécifiques inférieurs à 0,5 l/s/km² mais les divers prélèvements, tant pour l'alimentation en eau des quartiers riverains que pour les cultures maraîchères, ou les détournements par les orpailleurs et les carrières de gravier, tarissent complètement ce débit.

Sur les trois années hydrologiques observées, de septembre 1989 à août 1992, la lame d'eau écoulee sur le plus grand bassin approche 160 mm pour une évapotranspiration réelle, déduite du bilan hydrique, supérieure à 400 mm. Sur des bassins voisins mais légèrement plus arrosés, tributaires du lac Titicaca, on observe des valeurs de l'ETR de 490 à 660 mm (Roche et Bourges, 1992).

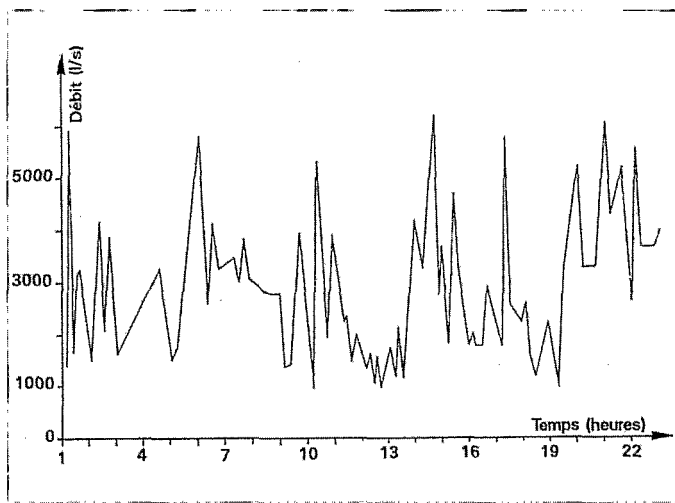
La restitution est meilleure sur le petit bassin du Huayllani puisque la lame d'eau annuelle écoulee est de l'ordre de 190 mm. Favorisés par la faiblesse du couvert végétal et la pente, les coefficients d'écoulement annuels sont compris entre 22 et 32 % pour le bassin d'Achumani, un peu plus élevés pour Huayllani. L'écoulement de base y prend une part importante car, si l'on ne prend en compte, dans la crue, que le ruissellement direct, c'est à dire celui qui apparaît immédiatement après l'averse, on constate que le coefficient de ruissellement est souvent proche de 10 % et ne dépasse pas 25 % en dépit d'un relief très favorable à l'évacuation rapide de l'écoulement de surface. A l'échelle mensuelle, ce coefficient varie généralement durant les mois les plus arrosés de 30 à 45 %.

Les débits maximaux

Étant donné le relief de ces bassins, les crues sont rapides, avec des temps de réponse proches de la demi-heure. Les précipitations, très souvent en averses successives, spatialement bien circonscrites, provoquent des crues complexes ayant l'aspect d'une série de pointes de crue à quelques dizaines de minutes d'intervalle (Fig. 5).

Malgré la canalisation du lit et le pavage des sections d'observation, les débits de crue sont difficiles à mesurer, non seulement à cause des fortes vitesses et du charriage, mais aussi de l'instabilité de la section mouillée. Le déplacement de véritables « vagues » solides, dues au transport de fond, rehausse ou trans

Figure 5
Variation de débit du Río
Achumani dans la journée
du 16 janvier 1992



forme périodiquement le profil du lit, pouvant le réduire jusqu'au tiers de sa largeur.

Au cours des trois années observées, déficitaires par leur pluviométrie, les débits maximaux relevés à des dates différentes sur les deux stations sont de $11,4 \text{ m}^3/\text{s}$ sur le bassin d'Achumani et de $6,6 \text{ m}^3/\text{s}$ sur le bassin de Huayllani. Ils représentent des débits spécifiques supérieurs à 300 l/s/km^2 , élevés par rapport à ceux généralement observés dans cette région (Bourges et al. 1990 ; Carrasco, 1990).

En raison de la structure dentelée des hydrogrammes, ces maximums ne caractérisent pas une crue donnée, comme c'est généralement le cas, mais sont précédés ou suivis d'autres « maximums » moins importants. La notion de fréquence de dépassement d'un débit donné se révèle, dans ce cas, plus représentative des forts débits. Sans qu'il soit possible d'établir une corrélation précise, étant donné la taille de l'échantillon disponible, il est significatif de noter qu'il existe une relation entre la fréquence de récurrence des forts débits et le nombre de jours de pluie supérieure à 10 mm observés dans le mois, et ceci indépendamment des totaux mensuels ou annuels relevés.

Ces forts débits sont rarement produits par une crue isolée, mais apparaissent six fois sur sept, durant un cycle de pluies continues, de un à deux jours, au cours desquels ils peuvent se répéter de trois à quatre fois. L'état de saturation du sol semble

jouer, sur ce bassin en particulier, un rôle prépondérant comme le confirme l'étude des lames mensuelles ruisselées (Bourges et al, 1992).

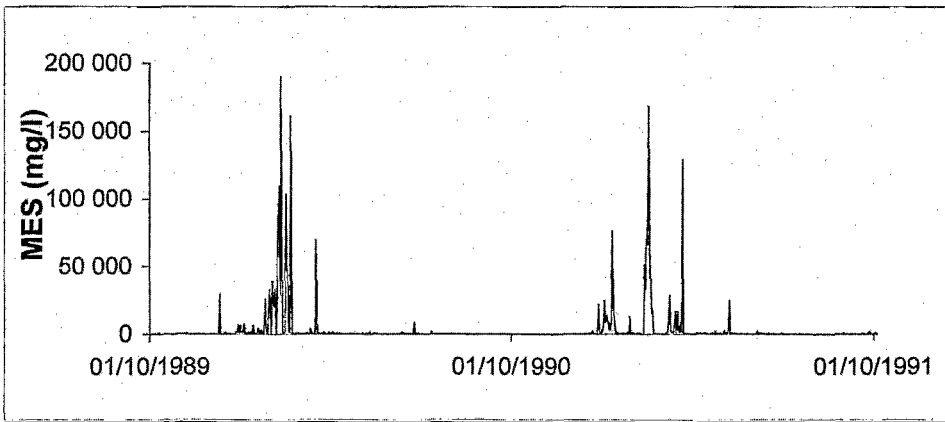
A partir des crues observées, et par comparaison avec d'autres bassins, on pourrait estimer les débits de fréquence décennale à près de 16 m³/s sur le bassin de Huayllani et 33 m³/s sur celui d'Achumani.

Les flux sédimentaires

Les résultats obtenus durant la période 1989-1992 ont montré que les concentrations en matières en suspension (MES) varient fortement au cours du cycle hydrologique (Fig. 6), avec des valeurs maxima en hautes eaux de 190 g/l et 260 g/l pour les rios Huayllani et Achumani. En période d'étiage, ces mêmes stations présentent des teneurs en MES de quelques mg/l. Le rapport R_j entre les valeurs extrêmes journalières de MES est supérieur à 20 000.

Les moyennes annuelles des teneurs sont de 4 580 mg/l pour le Rio Achumani, et 2 380 mg/l pour le Rio Huayllani. L'exportation de MES par le bassin s'effectue essentiellement lors des mois de janvier et février, qui totalisent 95 % du flux sédimentaire annuel, estimé 0.14 10⁶ t/an pour le rio Achumani. Les taux de transport de MES des deux bassins sont voisins, avec une valeur moyenne de 3 600 t/km².an. Ces résultats diffèrent peu de ceux présentés précédemment (Guyot, 1992) établis sur une période plus courte.

Figure 6
Variation des concentrations en matière en suspension sur le Rio Huayllani au cours des années 1989-1990



Les résultats de mesures du transport de fond (53 échantillons de 1990 à 1991), effectuées au moyen d'une nasse en grillage posée sur le fond, ont montré que le charriage représente en moyenne 13 % du flux sédimentaire total observé, avec des valeurs extrêmes de 0.1 à 56 %. La production spécifique en éléments grossiers, déduite du comblement de petits barrages, a été estimée à 500 t/km²/an (Martin, 1977), soit 14 % environ du flux de MES. Toutefois, étant donné la violence du courant, aucune mesure de ce transport n'a pu être réalisée, en régime ondulatoire, au passage d'une vague. Le flux total de matières particulaires exportées par le Rio Achumani vers les affluents de l'Amazonie serait donc de l'ordre de 160 000 t/an.

L'écoulement ondulatoire

Bien que les débits maximums observés restent bien en deçà des valeurs décennales estimées on constate que, au-delà d'un certain seuil d'environ 6 m/s sur le rio Achumani et 3 m/s sur le rio Huayllani — seuils qui correspondent à une même profondeur d'eau « critique » dans le canal —, ces débits ne peuvent plus être mesurés directement. Les caractéristiques du canal ainsi que celles du fluide, mélange d'eau, de particules en suspension et d'éléments charriés, transforment le régime d'écoulement continu en régime intermittent.

Des ondes apparaissent alors dans la partie supérieure du canal, et grossissent en dévalant la pente, accompagnées du bruit sourd des blocs de pierre roulés. A chaque chute, correspondant au franchissement d'un seuil, ces vagues soulèvent des nuages d'embruns, des gerbes d'eau boueuse et des galets (Photo 1) qui rejaillissent en partie hors du canal. Parfois, l'amplitude de l'onde étant supérieure à la profondeur du canal, elles viennent heurter le tablier des ponts qu'elles érodent pour n'en laisser que l'ossature, et provoquent des débordements sur les rives.

Les conséquences, en termes de dégâts matériels, sont souvent aggravées par l'écoulement qui apparait le long des berges, à l'extérieur du canal. Cet écoulement « parallèle » affouille les murs de soutènement des rives, défonce les rues voisines, s'accumule derrière les enceintes de clôture des maisons créant autant de petits barrages qui cèdent les uns après les autres. Si elles ne sont pas toujours détruites, les habitations riveraines sont sou-

vent dévastées. Certaines rues sont devenues des lits secondaires du torrent. Après les crues, on a dû évacuer des épaisseurs de 30 à 70 cm de galets et gravier dans des rues proches du canal.

Aux écoulements latéraux viennent s'ajouter parfois, dans le cas du canal du rio Huayllani, un débordement dû au comblement du lit qui dévie l'écoulement vers les hauts quartiers d'Achumani. Les masses de galets et de pierres, arrachées aux berges et au lit dans la partie haute du bassin, roulées par les vagues, viennent s'accumuler au fond du canal du Huayllani, avant sa confluence, mettant à profit une diminution de la pente qui ralentit la vitesse de propagation de l'onde et, par conséquent, réduit sa capacité de charriage.

Etant donné ses effets socio-économiques, il importe donc d'étudier ce phénomène pour en tirer les conséquences au niveau des modifications à apporter à l'aménagement. En réalité on observe, comme sur tout écoulement en canal, une augmentation de la tranche d'eau, en relation avec un accroissement du débit. Mais au delà d'une certaine profondeur, l'écoulement permanent est balayé sporadiquement par des vagues déferlantes dont la vitesse de propagation est deux à trois fois supérieure à celle de la vitesse en régime « normal » (photo 2). Il y a formation d'un train d'ondes, sans périodicité apparente, qui se propagent en rouleaux (roll waves) (Julien et Hartley, 1986 ; Meunier, 1992) comme des vagues déferlant sur une plage.

Après le passage du front de l'onde, et la mise en vitesse de l'eau dans toute la section par un brassage intense, l'épaisseur de la lame d'eau diminue rapidement jusque, parfois, à l'interruption totale de l'écoulement. Puis réapparaît sur le fond du lit, entre les galets, un faible écoulement, très chargé en matière particulière, qui augmente rapidement jusqu'à atteindre le régime permanent. Cet écoulement est balayé, à son tour, par une nouvelle vague.

La vitesse d'un front d'onde peut atteindre 8 à 9 m/s. Les ralentissements ponctuels, dus aux chutes à l'extrémité de chaque palier, la réduisent à une moyenne, sur le bief canalisé, de près de 7 m/s. Les débits maxima analysés précédemment sont des débits correspondants à un régime permanent, obtenus par intégration sur une à deux minutes des débits transitoires. Le débit instantané réel au moment du passage de l'onde peut être trois à cinq fois supérieur aux valeurs moyennes.

Photo 1 - Passage d'une vague sur un seuil du rio Huayllani. (Photo E. Tiriou)

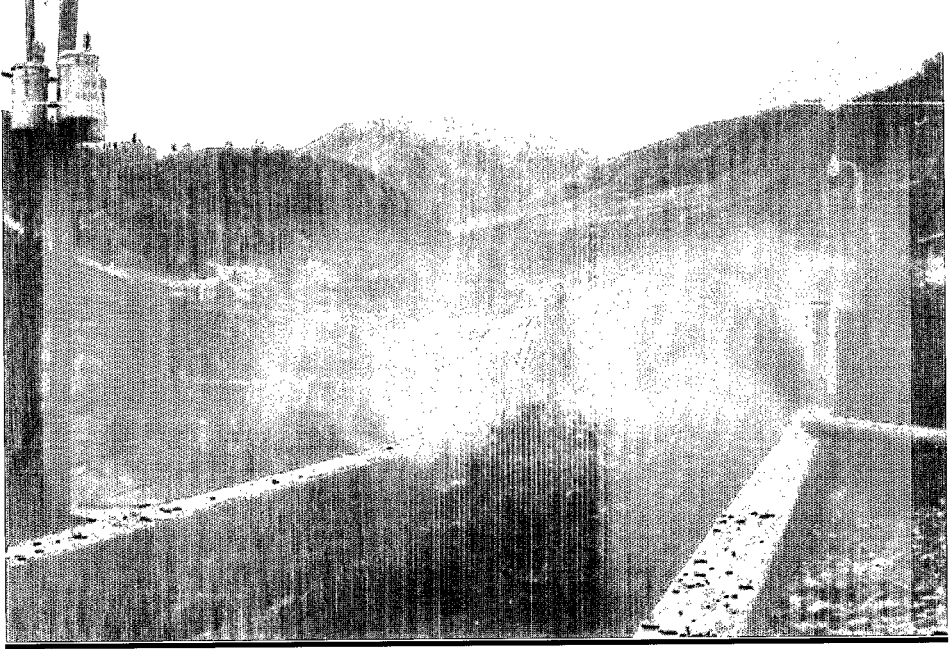
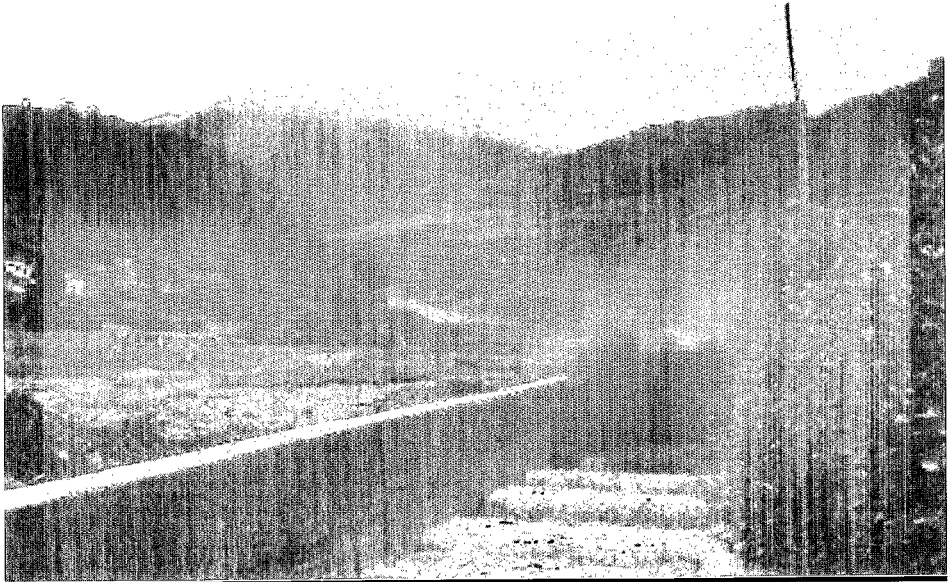


Photo 2 - Arrivée d'une vague sur le rio Huayllani. (Photo E. Tiriou)

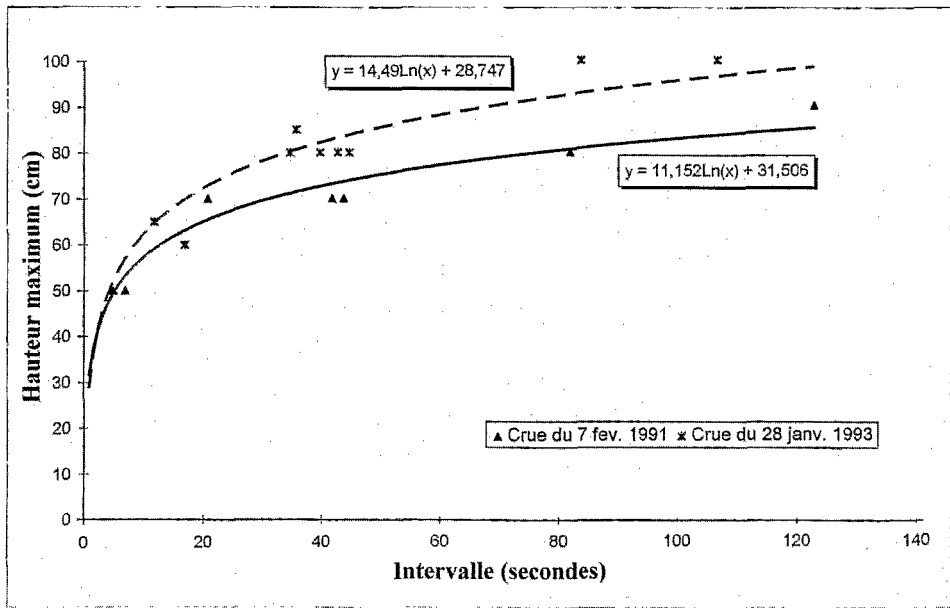


La mesure des temps de passage de ces ondes ne révèle aucune périodicité ; l'intervalle entre deux ondes successives peut varier de quelques secondes à près de deux minutes. Les séries d'observations ne portent que sur une dizaine de minutes. Elles sont trop brèves pour faire apparaître une distribution temporelle. Afin que la série d'observations soit homogène, seules ont été prises en compte, dans la mesure du possible, les vagues provenant du bassin du Kellumani.

Lorsque le débit s'accroît, la fréquence de ces vagues augmente d'abord mais on peut observer ensuite, au niveau des stations de contrôle, une diminution de la fréquence des ondes et corrélativement un accroissement du volume des masses d'eau déplacées par chaque vague.

En réalité, il semble que, une fois le régime « ondulatoire » atteint, la fréquence du passage des ondes dans la section de mesure soit indépendante du débit. La figure 7 met en évidence une relation de type logarithmique entre la cote maximale atteinte par l'onde dans la section, considérée comme un paramètre du volume charrié, et l'intervalle qui la sépare de l'onde précédente. Les deux courbes abaques correspondent à deux débits, considérés comme constants, observés sur un laps de temps de quelques minutes seulement au cours de deux crues, l'une en février 1991 et l'autre en janvier 1993.

Figure 7
Relation entre l'intervalle séparant le passage de deux ondes et l'amplitude mesurée par la cote maximale à l'échelle



Bien que ce mode d'écoulement soit assez peu fréquent, éphémère et difficilement quantifiable, il a été possible d'observer simultanément, afin de les comparer, les régimes d'écoulement en conditions naturelles, à l'amont du tronçon aménagé, et dans le bief canalisé.

Dans le lit naturel, l'écoulement, très turbulent, s'épale, se divise en plusieurs bras, déplace et roule des bancs de galets. La lame d'eau ne dépasse guère 20 à 30 cm. et on peut estimer les vitesses à 2 m/s. L'énergie potentielle est entièrement dissipée par les turbulences. Aucune vague déferlante n'est apparente. Tout au plus viennent se superposer au batillage des variations, très lentes, du niveau de l'eau consécutives à des pulsations du flux liquide ou au passage de bancs d'alluvions.

Une analyse plus théorique de ce phénomène nous montre que, dans ces canaux, les paramètres classiques de l'écoulement utilisés en mécanique des fluides, les nombres de Reynolds et de Froude, ont des valeurs bien supérieures aux valeurs généralement rencontrées dans les cours d'eau, rivières ou torrents. D'un régime turbulent et torrentiel stable, on passe brutalement au delà de la hauteur critique à un régime de mêmes caractéristiques mais instable.

Si, au plan hydraulique, l'apparition des vagues traduit bien la nécessité pour l'eau de dissiper l'énergie potentielle élevée, due à la pente, qui provoque cet état d'instabilité, il n'est pas aussi aisé, dans les conditions naturelles où tous les paramètres peuvent varier, indépendamment ou simultanément, de déterminer le ou les facteurs qui déclenchent le premier déséquilibre. Parmi les causes possibles, on peut évoquer :

— une probable résonance multiharmonique du débit due à la superposition de trains d'ondes de fréquences différentes pouvant être formés aussi bien par les apports des nombreux petits sous-bassins que par des séries d'averses rapprochées. Les temps de concentration très courts et les vitesses de propagation élevées, conséquences du relief, rendent difficile l'intégration de ces ondes au niveau du cours d'eau principal.

— un effet de « barrage » des gros galets qui s'accumulent à l'aval des premiers seuils du canal, et provoquent, lorsqu'ils sont emportés sous la pression de l'eau, une onde de vidange,

— une résonance « hydraulique » du canal, conséquence de la succession régulière des seuils de stabilisation qui barrent le fond du canal.

- des modifications de la viscosité du fluide en relation avec les charges particulières élevées,
- l'importance du charriage et notamment le rôle de la déstabilisation du pavage (Meunier, 1992).

Conclusion

En l'état actuel des observations, il est difficile de privilégier une hypothèse, même si la « vibration » naturelle du débit peut paraître comme le facteur le plus probable qui, dans ce régime instable, déclencherait le phénomène. Toutefois pour poursuivre l'étude, il conviendrait d'améliorer la précision des mesures et surtout leur fréquence de façon à mieux quantifier les phénomènes. Mais, outre la difficulté naturelle à observer un phénomène rare et éphémère, la technologie actuelle se révèle mal adaptée à ce type de mesures (vitesses très élevées, régime transitoire, et fortes concentrations d'alluvions et de galets).

La conséquence, certainement inattendue, de l'aménagement de ces cours d'eau est que les débits exceptionnels sur lesquels ont été basés les calculs de dimensionnement des canaux, même majorés par un coefficient de sécurité, peuvent être largement dépassés en débits instantanés en raison de la modification du régime d'écoulement et par conséquent, être la cause de graves dommages, jusqu'à présent limités aux biens.

La solution serait sans conteste de maintenir l'écoulement en régime stable. A défaut de pouvoir diminuer la pente ou élargir la section mouillée, ce qui, dans les deux cas, demanderait un curage fréquent du canal pour éviter qu'il rétablisse de lui-même sa pente d'équilibre et rehausse son lit, il serait possible d'envisager la création, sur chaque branche du canal, d'une zone d'épandage dans laquelle la vague s'étalerait, perdrait une grande partie de son énergie, et déposerait les matériaux charriés. Cette solution offre aussi l'avantage de permettre un stockage du charriage en amont de la ville, en un lieu où il est plus facile à évacuer que reparti tout au long du lit. Toutefois, si l'on supprime par cette méthode la « contagion » de vagues venues de l'amont, il n'est pas évident que, sous certaines conditions, ne se recréent pas de nouvelles vagues à l'aval.

Remerciements

Ces travaux ont été réalisés par l'ORSTOM en étroite collaboration avec les services techniques de la Mairie de La Paz, dans le cadre du projet HAM-GTZ « PRECIA ». Les auteurs remercient tous les participants à ce projet, en particulier E. TIRIAU, ainsi que l'Observatoire de San Calixto et le Service National de Météorologie et Hydrologie qui ont mis à disposition leurs observations pluviométriques.

Jacques Bourges,
Pierre Ribstein,
Carlos Dietze,
Jean-Louis Guyot,
Robert Hoorelbeck
*Manuscrit reçu :
septembre 94
accepté : janvier 95*



Références bibliographiques

- BERNARD, 1925. — Cours de restauration des montagnes. Ecole Nationale des eaux et forêts de Nancy.
- BOURGÉS J., GUYOT J.L., 1989. — Projer d'étude du bassin d'Achumani, La Paz, Bolivie. Publ. Phicab, La Paz, 12 p.
- BOURGÉS J., GUYOT J.L., CARRASCO M., BARRAGAN M.C., CORTES J., 1990. — Evolution spatio-temporelle des débits et des matières particulaires sur un bassin des Andes boliviennes : le Rio Beni, 352-356. In *Hydrology in Mountainous Regions*, H. Lang & A. Musy (eds.), IAHS Publ. 193
- BOURGÉS J., RIBSTEIN P., HOORELBECKE R., DIETZE C., CORTEZ J., 1992. — Precipitaciones y escurrimiento de una pequeña cuenca en zona de montaña : el Río Achumani (La Paz, Bolivia). In *Los recursos hídricos en Bolivia y su dimensión ambiental*, *AGID Geoscience*, 20 : 303-312.
- CARRASCO NATTES M., 1990. — Estudio del régimen del escurrimiento superficial en la cuenca andina del Río Beni. Tesis Umsa, Publ. Phicab, La Paz, 17 p.
- GUYOT J.L., 1992. — Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Thèse de Doctorat. Géologie-Géochimie. Université de Bordeaux I, 362 p.
- JULIEN P. Y., HARTLEY D. M., 1986. — Formation of roll waves in laminar sheet flow. *Journal of Hydraulic Research*, 5-17, Vol. 24, 1986, N° 1.
- MARIN J., 1977. — Plan de desarrollo urbano de la ciudad de La Paz. Informe geológico N°9 : Condiciones hidrologicas de la cuenca de La Paz. Publ Brgm/Becom, La Paz, 71 p.
- Meunier M., 1992. — Elements d'hydraulique torrentielle, Coll. Etudes Montagne n°1. Eds CEMAGREF, Grenoble.
- RIBSTEIN P., HOORELBECKE R., TRIAUC E., SALAS E., CORTEZ J., 1993. — Despues del PHICAB, un nuevo proyecto hidrologico con ORSTOM, 165-173. In *Seminario sobre el PHICAB*, M.A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz (eds.), La Paz, Nov. 1992.
- ROCHE M.A., BOURGÉS J., CORTEZ J., MATOS R., 1992. — Climatology and hydrology of the Lake Titicaca basin, 63-88. In *Lake Titicaca a synthesis of limnological knowledge*, Dejoux C. & Ilris A. (eds.), Kluwer Academic Publishers.
- SMUH Secrétariat des Missions d'Urbanisme et d'Habitat., 1978. — Géologie et planification urbaine : La Paz. In *Planification Habitat Information*, 91, Paris, 136 p.