Thèse de doctorat – spécialité Géographie – par Gabriel BÉRA

Les évolutions des glaciers dans les ex-Républiques soviétiques d'Asie centrale depuis le dernier maximum glaciaire

Approches géomorphologique et géochronologique

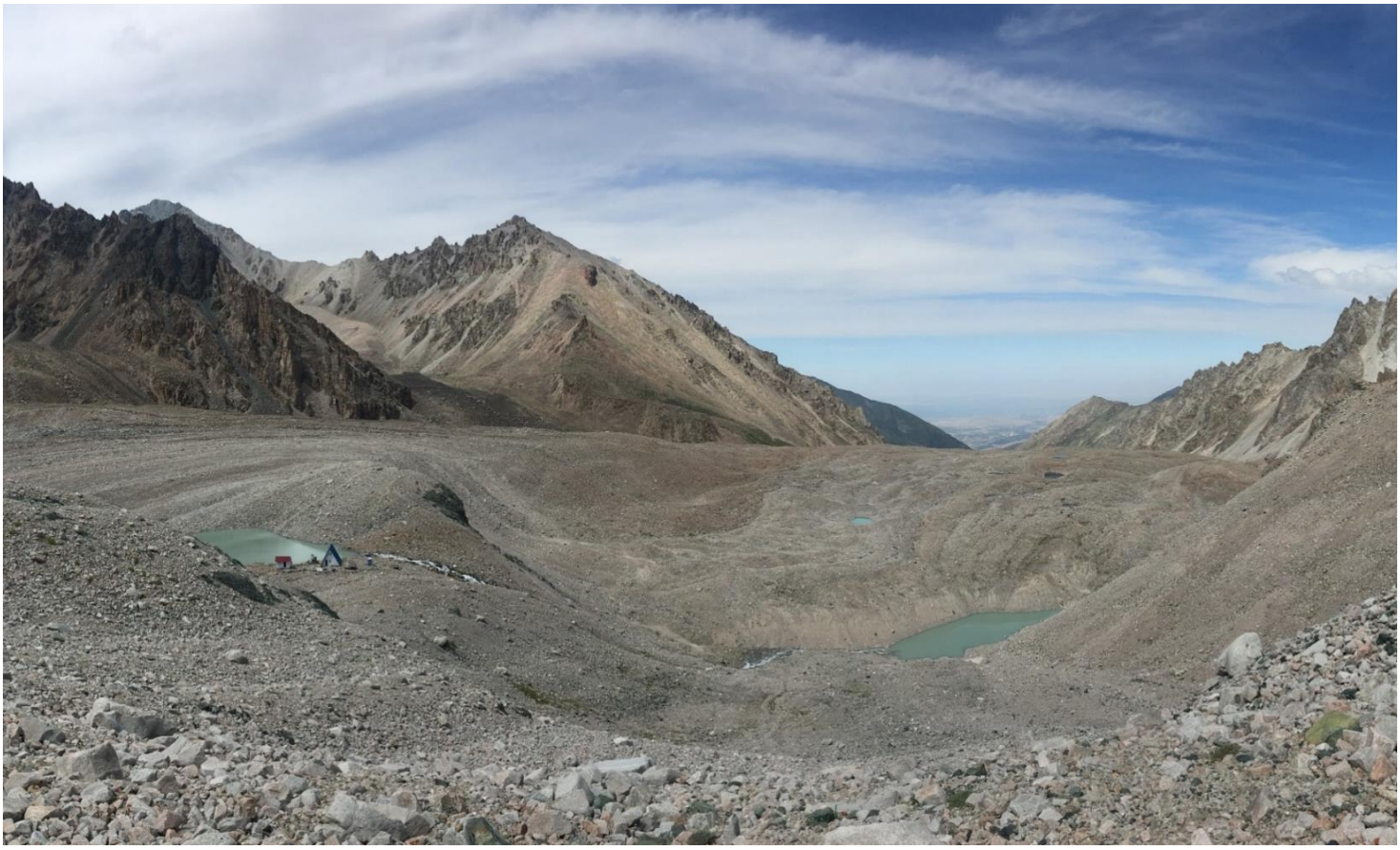


Fig. 1

Soutenue publiquement le 18 décembre 2025 devant un jury composé de

Armelle DECAULNE[1] (Présidente du jury et rapporteuse)

Damase MOURALIS[2] (Rapporteur)

Emmanuelle DEFIVE[3] (Examinatrice)

Jérôme VAN DER WOERD[4] (Examinateur**)**

Franck LAVIGNE[5] (Directeur de thèse)

Vincent RINTERKNECHT[6] (Co-directeur de thèse)

Fig. 1 (1ère de couverture) : La station de suivi des lacs proglaciaires du glacier Adyguen, Kirghizistan. La station est installée sur les moraines de fond du glacier dont le dépôt est estimé au Petit Âge Glaciaire. On peut observer plusieurs lobes sur cette moraine et une importante masse sédimentaire d'origine glaciaire. La vallée domine Bichkek, la capitale, en arrière-plan ; G. Béra, 31/07/2021, orientation N.

[1] : Directrice de recherches, CNRS, LETG UMR 6554, Nantes Université

[2] : Professeur des Universités, IDEES UMR 6266, Université Rouen Normandie

[3] : Maîtresse de conférences, GEOLAB UMR 6042, Université Clermont Auvergne

[4] : Chargé de recherches, ITES UMR 7063, Université de Strasbourg

[5] : Professeur des Universités, LGP UMR 8591, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne

[6] : Chargé de recherches, CEREGE 7330, Aix-Marseille Université

Cette thèse a été préparée au

Laboratoire de Géographie Physique LGP-CNRS UMR 8591
2 rue Henri Dunant, 94320 Thiais

et au

CEntre de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement – CEREGE UMR 7330
Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée
BP 80, 13545 Aix-en-Provence

avec une bourse doctorale de

l'école doctorale de géographie de Paris – ED 434

Les échantillons ont été analysés avec des fonds de

l'Institut National de l'Écologie et de l'Environnement

et du

programme de recherche des services climatiques liés à la cryosphère pour une adaptation améliorée (CICADA) de l'Université de Fribourg (Suisse) et de l'Agence de Développement et de coopération de la Confédération Suisse

Résumé de la thèse

Les glaciers sont des témoins majeurs des changements climatiques. La lecture de leurs évolutions apporte des réponses sur l'évolutions des climats passés, présents et donne des pistes pour l'interprétation de tendances futures du climat. L'Asie centrale (AC) concentre la majorité des glaciers interpolaires. Leur fonte annuelle alimente le centre du continent eurasiatique, endoréique, habité aujourd'hui par plus de 100 millions d'humains qui évoluent dans des environnements désertiques, arides et semi-arides. Cette thèse a pour objectif l'investigation des extensions glaciaires majeures survenues en AC depuis le dernier maximum glaciaire (DMG) survenu au cours du Pléistocène supérieur. La zone d'étude est restreinte aux anciennes Républiques soviétiques d'AC, bassins endoréiques occidentaux et septentrionaux des massifs montagneux du Pamir, de l'Alaï et du Tien Shan occidental et central. Des approches géomorphologique et géochronologique ont mené à l'échantillonnage puis la datation de 21 moraines réparties sur cinq sites en tête des principaux bassins versants endoréiques d'AC. Une préparation des blocs échantillonnés a été réalisée pour des datations à l'aide des nucléides cosmogéniques terrestres béryllium-10 (^{10}Be) et chlore-36 (^{36}Cl).

114 nouveaux âges d'exposition sont ici discutés. Les résultats proposent des extensions des glaciers depuis le Pléistocène supérieur (ici depuis 60 000 ans), mais aussi au cours de l'Holocène (depuis 11 800 ans). Enfin, des extensions significatives des glaciers ont été observées au cours du Petit Âge Glaciaire (PAG) - proposé ici comme il y a 850 à 100 ans. Des comportements asynchrones des glaciers sont observés à l'échelle de l'AC. Le DMG local semble s'étaler du stage isotopique marin (MIS) 5 à 2 selon les espaces étudiés. Il apparaît que les climats locaux influencés par les flux d'Ouest ont connu des incursions notables de masses d'air issues de la zone de convergence intertropicale et de l'anticyclone dynamique sibérien. Cette étude discute ainsi des distributions spatiales et temporelles des DMG locaux, mais également des avancées des glaciers identifiées au cours de l'Holocène en lien avec les dynamiques climatiques connues en Europe (comme l'événément de 8 200 ans). Enfin, les nombreuses séquences glaciaires associées au PAG ont permis de montrer au moins trois dynamiques d'extension des glaciers au cours de cette période. Les surfaces des paléoglaciers des cinq sites retenus ont été reconstruites pour chaque extension identifée. Les lignes d'équilibre altitudinales ont été calculées et sont discutées entre les sites et en fonction des périodes d'extension.

Petit Âge Glaciaire ; Holocène ; Quaternaire supérieur ; Pamir ; Tien Shan ; Be-10 ; nucléide cosmogénique ; ligne d'équilibre altitudinale ; GlaRe

Notes techniques

Toutes les coordonnées géographiques sont exprimées en dégrés décimaux dans le système *UTM WGS-84*.

Les dates a / ka / Ma (années / kilo-années ($x10^3$) / millions d'années ($x10^6$)) sont exprimées suivant deux référentiels :

- Pas de précision = avant la date d'échantillonnage
- Suivies d' « Avant le Présent (/AP) » : avant 1950 ; âges calibrés par rapport au référentiel de l'année 1950, généralement issus d'échantillons datés à l'aide du radiocarbone.
- Suivies d' « Ère commune (/EC) » : en années par rapport au calendrier grégorien

Les toponymes les plus courants sont exprimés en transcription francisée. Les toponymes les plus rares ou locaux sont translittérés selon l'alphabet qui suit, issus du cyrillique parfois non-adapté aux langues locales :

а – a ; б – b ; в – v ; г – G ; д – d ; е – é ; ё – io ; ж – j ; з – z ; и – i ; й – ille ; к – k ; л – l ; м – m ; н – n ; о – o ; п – p ; р – r ; с – s ; т – t : у – ou ; ф – f ; х – kh ; ц – ts ; ч – tch ; ш – sh ; щ – chtch ; ъ – ‘’ ; ы – y ; ь – ’ ; э – è ; ю - iou ; я – ia.

La translittération des noms propres dans les références bibliographiques n'a pas été harmonisée.

Les abréviations simples utilisées sont précisées ici : figure (fig.) ; équation (éq.) ; centimètre (cm) ; mètre (m) ; kilomètre (km) ; altitude (alt.) ; nombre (n).

Les points cardinaux sont donnés par N (Nord) ; S (Sud) ; E (Est) ; O (Ouest) ; NO (Nord-Ouest) et NNO (Nord-Nord-Ouest) etc...

Les mots marqués en bleu sont définis dans un lexique en fin de manuscrit.

Sommaire

Résumé de la thèse ..... *iii*

Notes techniques ..... *iv*

Introduction *2*

1ère PARTIE *13*

Les glaciers et l'Asie centrale. Approches géochronologique et géomorphologique *13*

Chapitre 1 - État de l'art *14*

Les glaciers et le climat en Asie centrale *14*

1.1 Les glaciers d'Asie centrale – contexualisation générale **15**

1.2 Le climat en Asie centrale **32**

1.3 Les glaciers et le climat en Asie centrale **39**

Chapitre 2 - Présentation de la zone d'étude *52*

2.1 Des territoires endoréiques caractérisés par leur continentalité et leur aridité **53**

2.2 Les sites d'études retenus **64**

Chapitre 3 – Méthodologie des recherches *90*

Les glaciers en Asie centrale, approche géomorphologique et géochronologique *90*

3.1 Les SIG dans l'étude des paysages géomorphologiques postglaciaires **91**

3.2 Les datations à l'aide des nucléides cosmogéniques terrestres Be-10 et Cl-36 ..... **106**

3.3 Les limites de la géomorphologie quantitative et des approches mobilisées dans la reconstruction des paléoclimats en AC **122**

2ème PARTIE : Identification des processus géomorphologiques, géochronologie des derniers maxima glaciaires et détermination des influences climatiques en Asie centrale *135*

Chapitre 4 – Les contreforts occidentaux des massifs montagneux d'Asie centrale : géochronologie du Gissar-Alaï et du Tien Shan occidental *137*

4.1 Premières datations à l'aides des nucléides cosmogéniques dans l'Ugam Chatkal ouzbek, une influence climatique Nord-Atlantique ?.....137

4.2 Plus au Sud, le Sughdistan influencé par le même phénomène ? Étude de la vallée glaciaire du glacier Jak-Archa.....145

Chapitre 5 – Géomorphologie glaciaire du plateau Arabel-suu et géochronologie des extensions des glaciers depuis le MIS 4.....153

5.1 Contexte de l'étude 153

5.2 Analyse des résultats 157

Chapitre 6 – Les confins de l'Asie centrale : définition du dernier maximum glaciaire dans le Pamir et géochronologie associée 169

6.1 Des gros glaciers encore peu marqués par le réchauffement global ? 169

6.2 Vuzh et Pish et le Pamir occidental : paléoformes marquées, signal brouillé : des dynamiques géomorphologiques catastrophiques durant les crises paraglaciaires ? 179

Chapitre 7 – Discussion. Synthèse des géochronologies glaciaires d'Asie centrale. Les influences climatiques en Asie centrale depuis le Dernier Maximum glaciaire 189

7.1 Synthèse des résultats 191

7.2 Apports de nouvelles géochronologies glaciaires en Asie centrale 200

Conclusion 226

Table des figures.....229

Liste des tableaux 237

Sitographie 239

Bibliographie 240

Abréviations et acronymes employés 262

Lexique 263

Annexes.....267

Résumé de la thèse 290

« L'histoire de l'humanité, bien qu'elle ne nous soit à demi connue que pendant une courte période de quelques milliers d'années, nous offre déjà des exemples sans nombre de peuplades et de peuples, de cités et d'empires qui ont misérablement péri à la suite de lentes évolutions entraînant leur chute. Multiples sont les faits de tout ordre qui ont pu déterminer ces maladies de nations, de races entières. Le climat et le sol peuvent avoir empiré, comme il est arrivé certainement pour de vastes étendues dans l'Asie centrale, où lacs et fleuves se sont desséchés, où les efflorescences salines ont recouvert des terrains jadis fertiles. Les invasions de hordes ennemies ont ravagé certaines contrées, tellement à fond qu'elles en restèrent désolées à jamais. Cependant, mainte nation a pu refleurir après la conquête et les massacres, même après des siècles d'oppression : si elle retombe dans la barbarie ou meurt complètement, c'est en elle et dans sa constitution intime, non dans des circonstances extérieures, qu'il faut surtout chercher les raisons de sa régression et de sa ruine. Il existe une cause majeure, la cause des causes, résumant l'histoire de la décadence. C'est la constitution d'une partie de la société en maîtresse de l'autre partie, c'est l'accaparement de la terre, des capitaux, du pouvoir, de l'instruction, des honneurs par un seul ou par une aristocratie. »

Élisée Reclus, *L'évolution, la révolution et l'idéal anarchique*, Paris, Stock, 1905, 5ème édition. Dans *Écris sociaux*, Héros-Limite, Genève, 2012.

Introduction

Cet extrait de texte écrit il y a plus d'un siècle semble toujours d'actualité. L'histoire de notre humanité nous est tout autant inconnue et les sociétés mondialisées continuent de ruiner leurs territoires. Un indicateur s'est distingué au cours du siècle dernier pour mesurer l'impact observé de nos sociétés sur les terres et le climat : les glaciers. Les observations et les recherches ont montré que ces masses de glaces en mouvement évoluent avec le climat. En période interglaciaire (périodes d'environ 20 000 ans au cours du Quaternaire), les glaciers sont confinés aux hautes latitudes et altitudes. Lors des périodes glaciaires (d'environ 100 000 ans), les glaciers couvrent les piémonts et les vallées. Ils stockent ainsi une partie de l'eau des océans mondiaux. L'Holocène (commencé il y a 11 800 ans) marque l'entrée du climat terrestre dans l'épisode interglaciaire en cours. Les glaciers se sont retirés et laissent derrière eux des masses de sédiments arrachés de leurs sources : les moraines (fig. 1).

Les recherches présentées ici interviennent dans un cadre d'urgence climatique qui confère inéluctablement une portée politique à cette thèse scientifique (Stengers, 2022). La géomorphologie est ici utilisée, poussée et développée comme grille de lecture des paysages. Emmanuel de Martonne la définissait il y a un siècle comme « la science qui étudie les formes du relief, les formations associées, leur évolution, les mécanismes – d'origine anthropique ou externe – qui les façonnent et les facteurs qui les contrôlent » (de Martonne, 1909). Une quantité d'informations temporelles sont contractées dans les paysages. Mémoires du passé dans le présent, constats de succession des évolutions, l'utilisation de la géomorphologie nous donne des possibilités d'imaginer le futur proche. Référencée et représentée dans l'espace sur des systèmes d'information géographique (SIG), la mobilisation de marqueurs géomorphologiques s'avère être un puissant outil pour repenser l'espace habité.

Le réchauffement en cours entraîne des mutations rapides de l'équilibre écologique dans lequel nous évoluons (Ahmed *et al*, 2013 ; Hugonnet *et al*., 2021 ; IPCC, 2021). À l'échelle de la planète, les glaciers fondent et la ressource en eau diminue (Zemp et al., 2009 ; 2015 ; 2025 ; IPCC, 2021). Notre environnement est déséquilibré. Plus de cent millions d'habitants vivent en Asie centrale (AC) dans un système géographique où une grande partie de l'eau provient des glaciers (Cariou, 2015 ; 2021) (fig. 2). Pour prévenir et anticiper les mécanismes à l'œuvre, nous devons nous tourner vers le passé. La lecture géomorphologique des paysages, discipline à part entière est un outil d'enrichissement collectif sur l'histoire que je vais appliquer ici.

Les relations des humains avec les glaciers ont évolué avec le temps. L'élaboration d'un rapport scientifique aux glaciers remonte en Occident à la fin du xviii^{e} siècle (de Saussure, 1787). Les premières études débutent par des descriptions des paysages englacés suisses alpins alors considérés comme immuables. Au début du xix^{e} siècle, les observations de personnes vivant en marge des glaciers permettent aux savants de rapporter que les glaciers évoluent (Agassiz, 1840). Cette période est marquée par un refroidissement notable des températures en Europe couplé à une augmentation de l'humidité (bien que suivant des dynamiques variées) ; elle sera nommée Petit Âge Glaciaire (PAG). Des terres exploitées sont ensevelies par des glaciers. Il apparaît que les glaciers évoluent et qu'on a connu des grandes glaciations (Agassiz, 1840 ; Forel, 1885). L'étude des glaciers se développe alors pour préserver ces espaces anthropisés. Au xix^{e} siècle, des savants comme Buffon, Hutton ou Cuvier transforment la représentation de l'histoire du monde dont ils démontrent l'ancienneté. On commence à parler d'un monde façonné au cours de millions d'années. Le regard sur la nature en est révolutionné. Ainsi Louis Agassiz, imagine que les glaciers en recouvrant le monde ont été à l'origine de la disparition d'espèces et explique l'origine glaciaire des roches erratiques et moraines (Agassiz, 1840). Les données et les études sur les glaciers se multiplient. De nombreuses découvertes sont formulées, la plus importante est la relation des glaciers avec le climat (Ahlmann, 1924). Les géomorphologues occidentaux apportent ce regard sur les territoires voisins, et en particulier l'AC (Reclus, 1905 ; Boutquin, 1910).

Une prise de conscience débute il y a près d'un demi-siècle lorsque l'on se rend compte que le climat se réchauffe et menace la survie de l'espèce humaine. Cela entraîne la création d'un groupe de travail spécialisé en 1988 : le Groupe International d'Études sur le Climat – GIEC, *IPCC* en anglais). La dynamique des glaciers s'est inversée : ils ne menacent pas de couvrir des terres exploitées par les sociétés mais au contraire, ils disparaissent et avec eux une partie de l'eau retenue en montagne (Farinotti *et al*., 2015 ; 2019). Cela met en péril l'avenir de nombreux

environnements hospitaliers pour les sociétés installées depuis plusieurs milliers d'années. Pourtant, les glaciers deviennent des destinations touristiques internationales, des outils d'épanouissement personnel et social, des terrains d'exploits (Salim et Ravanel, 2023 ; Salim *et al*., 2023a ; b). Ces territoires jusqu'alors difficilement accessibles sont mis à la portée de touristes ou d'industriels. Des infrastructures sont développées. De nombreux pays cherchent ainsi à produire dans une vision court-termiste sans évaluer l'impact de ces politiques sur les glaciers (entre autres…). Au Kirghizistan, l'entreprise minière canadienne Centerra Gold avait choisi d'exploiter l'or contenu dans les dépôts subglaciaires à Kumtor. Pour gagner en productivité, elle avait décidé de raser la partie aval de trois glaciers, planifiait son expansion sur trois autres et avait choisi de traiter l'or sur place (à 4 000 m) (RIA Novosti, 2020). La nationalisation de la mine en 2022 et la diminution de la productivité qui a résulté ont été à l'origine de sanctions du fonds monétaire international à l'encontre du Kirghizistan (Mining, 2021). Le glacier n°354 échantillonné dans le cadre de cette thèse faisait ainsi l'objet de prospection de Centerra Gold pour une future exploitation minière. La station météorologique Tien Shan, archive remarquable du climat local depuis le milieu du xx^{e} siècle avait été déplacée avec le développement de la mine, perturbant la série de données. Ces archives climatiques disparaissant, il est d'autant plus important de se consacrer à leur étude.

Aussi, la thèse que vous allez lire est le fruit de questionnements successifs nés d'une interrogation sur l'évolution des glaciers en AC.

Pourquoi les glaciers ? Pourquoi l'Asie centrale ? Dans quelle mesure aborder leur évolution ? Depuis quand ? Jusqu'à quand ? Sur quel(s) territoire(s) ? Quelles sont les causes de leurs évolutions ? Ce sont des questions épithètes qui doivent être introduites.

Les glaciers sont réputés en climatologie être d'excellents témoins des climats passés que ce soit par la composition de l'eau, par leur morphologie et celle de leur environnement ou par leurs dynamiques spatiales en accord avec le climat (Osmaston, 2005 ; Carr *et al*., 2010 ; Leclercq et Oerlemans, 2012 ; Mackintosh *et al*., 2017). La topographie enregistre une partie des précédentes glaciations, notamment par la présence de moraines. Ces accumulations de sédiments glaciaires hétérogènes marquent la stabilisation des glaciers lors de périodes climatiques stables (Elias, 2007 ; Ehlers, Gibbard et Hughes, 2011, Benn et Evans, 2014). La lecture de paysages géomorphologiques permet d'établir une chronologie relative des refroidissements successifs : les plus anciennes moraines sont celles situées le plus en aval (Fort Bétard et Arnaud-Fassetta, 2015 ; Styllas *et al*., 2016). Les recherches se sont contentées de ces

Fig. 2 : l'Asie centrale retenue comme zone d'étude dans cette thèse ; carte modifiée d'après Bogdetsky et Novikov, 2012 ; Cariou, 2015

chronologies relatives jusqu'à la démocratisation des datations absolues au cours des cinquante dernières années (Gosse et Philips, 2001 ; Bourlès *et al.*, 2004 ; Ivy-Ochs et Kober, 2008 ; Ivy-

Ochs et Briner, 2014). Ces datations ont contribué d'une part à calibrer dans le temps les extensions glaciaires, mais aussi à produire des modèles de plus en plus précis de l'évolution des climats (Oerlemans, 2005 ; Solomina, 2015). Profitant d'un cadre privilégié pour des datations absolues, une partie importante du travail réalisé dans cette thèse présente les résultats de calculs de l'âge d'exposition de moraines à l'aide des nucléides cosmogéniques terrestres (NCT) dont le principe sera détaillé plus tard (chap. 2).

En 2023 les problématiques associées au climat se retrouvent au cœur de la vie d'un nombre grandissant d'humains (IPCC, 2021). L'AC a une position singulière dans le contexte de réchauffement global rapide de la planète d'origine anthropique (Hock *et al.*, 2019 ; Aggarwal *et al.*, 2021). Les glaciers jouent un rôle déterminant dans la ressource en eau convoitée dans la région : tous les bassins versants y sont endoréiques (fig. 2). Les cours d'eau se forment dans les chaînes de montagne, s'écoulent dans des zones arides, semi-désertiques et désertiques et s'évaporent ou s'accumulent dans des lacs déconnectés du niveau marin. Le fonctionnement des sociétés y repose depuis plusieurs millénaires sur l'accumulation des précipitations solides (neige et glace) en montagne en hiver qui sont reportées aux périodes de fonte (Gorshenina, 2012 ; Cariou, 2015). Ainsi, 90 % du module de l'Amou-Daria est issu des montagnes (Wang *et al.*, 2016). Les 30 000 glaciers qui se perchent dans les bassins endoréiques d'AC fournissent la majeure partie de l'eau à un territoire de plus de quatre millions de kilomètres carrés (fig. 2). On estime qu'environ 80 millions de personnes habitent dans les bassins endoréiques des ex-Républiques soviétiques d'AC (plus de 100 millions en incluant les territoires endoréiques chinois et afghans d'AC ; CIA, 2020). Si actuellement les débits des rivières à régime nivo-glacial sont soutenus, le stock d'eau douce solide retenu en amont dans les glaciers diminue (Hagg *et al.*, 2007 ; Kriegel *et al.*, 2013 ; Immerzeel *et al.*, 2020 ; Miles *et al.*, 2021 ; Huang *et al.*, 2022 ; Yao *et al.*, 2022). La diminution du volume de glace entraîne inéluctablement une adaptation des systèmes humains en place (Reyer *et al.*, 2017).

Pour contextualiser ces découvertes, il est important de considérer les avancées contemporaines dans les domaines de la physique, des géosciences et de l'informatique. Les progrès réalisés en physique nucléaire nous permettent aujourd'hui de dater avec précision le dépôt et l'enfouissement d'éléments minéraux anciens et de les étudier de manière approfondie (Granger et al., 2001 ; Bourlès *et al.*, 2004 ; Ivy-Ochs et Kober, 2008).

Dans le domaine de l'informatique, les calculateurs, accompagnés des SIG ont développé des outils sophistiqués qui affinent les résultats (Marrero *et al.*, 2016 ; Dortch *et al.*, 2022). La physique des glaciers connaît un renouveau grâce à la multiplication de ces calculateurs et

modèles (Benn et Hulton, 2010 ; Leclercq *et al.*, 2014 ; Pellitero *et al.*, 2016 ; Millan *et al.*, 2022). Le bilan de masse et la ligne d'équilibre glaciaire (LEG - *equilibrium line altitude (ELA)*, en anglais) constituent les principaux indicateurs des dynamiques des glaciers. Le premier donne l'évolution annuelle du volume de glace (en équivalent eau par surface) (Francou et Vincent, 2010 ; Kronenberg *et al.*, 2016). Il permet d'illustrer la dynamique glaciaire d'une année sur l'autre et centré sur le court terme (Braithwaite et Zhang, 1999). La LEG est l'outil principal utilisé dans les recherches en glaciologie ou en géomorphologie pour étudier les évolutions du climat en milieu de montagne, régulièrement utilisée en AC (Ahlmann, 1924 ; Lliboutry, 1965 ; Owen et Benn, 2005 ; Batbaatar *et al.*, 2018 ; 2020). La LEG représente la ligne théorique de bilan de masse nul (fig. 3). Elle indique la limite entre les zones d'accumulation (où le bilan de masse annuel est positif) et d'ablation (où à l'inverse le bilan de masse est négatif) (Lliboutry, 1965). Sa localisation représente un indicateur puisqu'il est possible d'y modéliser le climat en l'exprimant par les températures estivales moyennes (ablation) et les précipitations hivernales (accumulation) (Ohmura *et al.*, 1992). Plusieurs méthodes ont été définies pour calculer cette variable clé en glaciologie ; elles seront détaillées plus tard (fig. 3 ; chap. 1, 1.1.3).

On dénombre actuellement environ 200 000 glaciers dans le monde (le chiffre est anecdotique) dont 30 000 en AC. 20 000 occupent les têtes de bassins versants de la zone retenue dans cette étude (fig. 2 ; 4) (RGI Consortium, 2013). Pourtant, la région n'est mentionnée que dans 2 % des recherches portant sur les glaciers et le climat (Hugonnet *et al.*, 2023 ; données : expage, 2023). Les modèles climatiques appliqués à l'AC sont par conséquents moins précis. Néanmoins, les glaciers y demeurent bien documentés, riches de nombreuses archives anthropiques et d'inouïes archives géomorphologiques au potentiel énorme (Zatoulovski, 1948 ; Shchetinnikov et Podkopaeva, 1968 ; 1978 ; 1979 ; Varnakova et Rototaeva, 1979 ; Kvachev *et al.*, 1980; Konovalov, 1985 ; Boudvilovski, 1993). L'évolution rapide du climat local et l'assèchement de la mer d'Aral imposent de considérer les phénomènes climatiques dans une perspective d'habitabilité des territoires d'AC. Le paradoxe de l'abondance de l'eau en aval a pu entraîner une gestion inadéquate de ce bien vital (Adeel, 2001). L'accélération de la fonte des glaciers entraîne un gonflement des débits et masque le risque auquel sont exposées les populations. L'accaparement de l'eau par les sociétés fluviales d'AC augmente avec leur dépendance (Cariou, 2015). La pénurie réelle est plus élevée que son ressenti et l'éloignement à l'océan mondial prive les populations locales de perspectives d'accès à l'eau (Saks *et al.*, 2020).

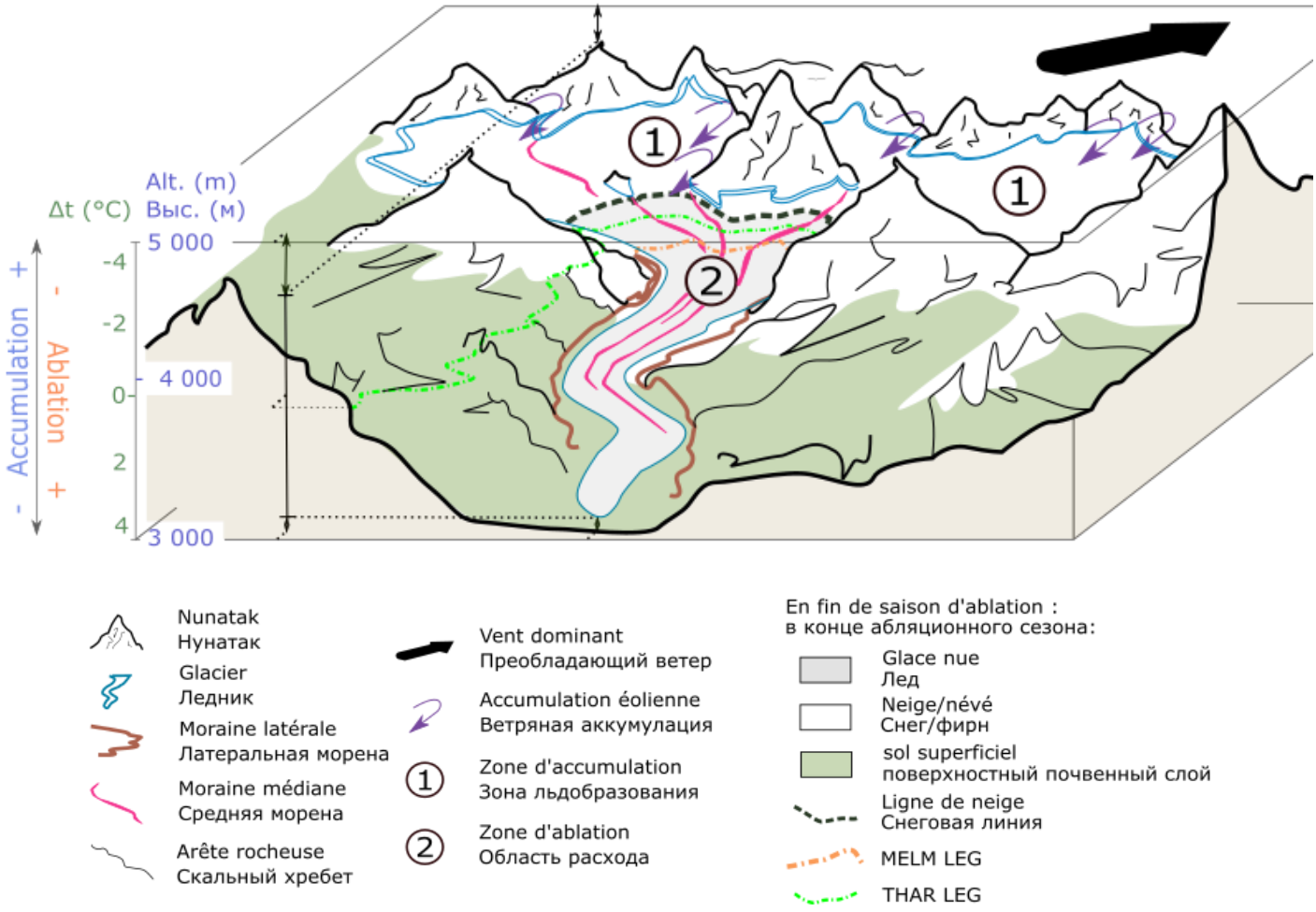


Fig. 3 : Configuration type d'un glacier d'Asie centrale. Les termes MELM LEG ; THAR LEG et ligne de neige sont développés en 1.1.3

Pourtant secouée par des conflits impérialistes en raison des ressources naturelles présentes essentielles pour l'économie mondialisée, une tendance à l'ouverture s'est fait ressentir ces dernières années dans la région. J'ai saisi cette opportunité pour lancer un travail approfondi de terrain, d'échantillonnage de dépôts glaciaires afin de proposer une reconstitution des extensions glaciaires dans les montagnes des massifs du Pamir, de Gissar, de l'Alaï et du Tien Shan occidental (fig. 4).

La plupart des rares datations réalisées en AC ont cherché à définir les extensions glaciaires maximales depuis l'Éémien (précédente ère interglaciaire il y a 130-110 ka environ) (Zech *et al.*, 2005b ; Abramowski *et al.*, 2006, Röhringer *et al.*, 2012). Compte-tenu du cadre favorable de l'étude et des progrès réalisés dans la précision des méthodes de datation à l'aide des NCT, j'ai choisi de me concentrer sur la période récente, sur laquelle la communauté scientifique internationale dispose de moins de données. Des moraines du PAG ont été cartographiées et

échantillonnées. Par les aléas du terrain, nous avons vite élargi cette dimension, l'étendant aux dynamiques glaciaires intervenues depuis au cours de la dernière période glaciaire, cherchant à établir un dernier maximum glaciaire (DMG) potentiellement uniforme à l'échelle de la région. Bien connue en Europe, cette période glaciaire marquée de fortes dynamiques internes y a eu lieu entre 110 et 11,8 ka (Penck et Brückner, 1909). Durant cette période, des calottes glaciaires ont pu couvrir et découvrir la Scandinavie à plusieurs reprises (Rinterknecht *et al.*, 2006 ; 2007 ; 2008 ; 2018 ; Kleman *et al.*, 2008), perturbant les courants océaniques (Soulet *et al.*, 2013 ; Stroeven *et al.*, 2016 ; Muschitiello *et al.*, 2019). Plus au Sud, les glaciers des Alpes se sont étendus sur plus d'une centaine de kilomètres. Dans le Caucase intermédiaire, les piémonts furent englacés (Gobejishvili, Lomidze et Tielidze, 2011 ; Tielidze *et al.*, 2020 ; 2025). Plus à l'Est et au Sud de l'AC, les glaciers himalayens, tibétains et du Tien Shan ont alors concentré les masses de glaces interpolaires les plus importantes (Kuhle, 1997 ; 2004 ; 2005). Pourtant, les extensions glaciaires maximales ont été atteintes de manière asynchrones entre ces espaces et au sein même de ces ensembles (Owen, Derbyshire et Fort, 1998 ; Owen et Dortch, 2014). Les paléoenglacements de l'AC sont moins connus ; cela confère une place singulière et pionniers aux résultats discutés dans cette thèse. Les extensions glaciaires locales maximales au cours du DMG sont toujours en discussion (Saks et al., 2024 ; Stübner *et al.*, 2024) et seules les archives géomorphologiques locales nous renseignent sur leurs dynamiques. Ces territoires sont parmi les plus éloignés des océans, principaux indicateurs des climats sur le long terme.

En effet, les connaissances des paléoclimats sont récentes. Elles reposent sur l'étude des foraminifères benthiques accumulés dans les fonds marins (Zachos *et al.*, 2001 ; 2007). L'interprétation des carottes océaniques en est à l'origine, c'est l'indicateur principal des conditions climatiques enregistrées dans les fonds océaniques par ces foraminifères au moment de leur mort et de leur dépôt. Elles nous renseignent sur l'évolution du climat au cours des derniers millions d'années par la variation du rapport d'oxygène stable et isotopique dans les océans ($\delta^{18}O$) (Pearson *et al.*, 2001 ; Zachos *et al.*, 2001 ; Hansel *et al.*, 2008 ; Hansel et Sato, 2012). Elles sont corrélées sur les 800 000 dernières années par le $\delta^{18}O$ analysé dans les carottes glaciaires en Antarctique (Jouzel, 1994 ; Masson-Delmotte *et al.*, 2012 ; Rasmussen *et al.*, 2014). À l'intérieur des continents, ces variations climatiques sont confirmées par les marqueurs géomorphologiques. Il est prouvé que des extensions de glaciers et de calottes glaciaires sont observées partout dans le monde au cours du DMG (Ehlers et Gibbard, 2011). En AC, les signaux semblent similaires (Zech, 2000 ; Zech *et al.*, 2005a ; b ; Abramowski *et al.*, 2006 ; Röhringer *et al.*, 2012). Les montagnes du Tien Shan ont connu des avancées et retraits successifs des glaciers au cours du DMG puis du PAG (Koppes *et al.*, 2008 ; Seong *et al.*, 2009 ;

Li *et al.*, 2016a ; Batbaatar *et al.*, 2018 ; 2020). Néanmoins, des extensions glaciaires asynchrones révèlent des influences climatiques diverses en AC (Koppes *et al.*, 2008 ; Seong *et al.*, 2009 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Hedrick *et al.*, 2017). Le climat local y est aujourd'hui dominé par les Westerlies, principale source d'humidité (fig. 2) (Abramowski *et al.*, 2006 ; Narama *et al.*, 2009). Au Sud de la zone d'étude retenue, la zone de convergence intertropicale (ZCIT) semble affecter marginalement les massifs montagneux d'AC (Owen et Dortch, 2014 ; Hedrick *et al.*, 2017). L'anticyclone dynamique sibérien (ADS ; *Siberian High* en anglais ; fig. 2) en provenance du Nord est une source majeure d'ensoleillement et d'aridité. Ces grands courants aériens résultent des transferts d'énergie océan-atmosphère, et donc des courants océaniques (IPCC, 2021). Aussi, le climat en AC semble aujourd'hui largement dépendant de l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) (Chen *et al.*, 2008 ; Becker *et al.*, 2020). Ces systèmes climatiques en place aujourd'hui ont-ils été actifs de la même manière au cours des précédentes périodes glaciaires ? Qu'en est-il des micro-périodes glaciaires intermédiaires comme le PAG ?

Cette thèse cherche à répondre à plusieurs objectifs. Le principal est de renforcer la connaissance spatio-temporelle des extensions glaciaires en AC depuis le DMG. La majeure partie des recherches étant concentrées sur les extensions anciennes survenues au cours de la dernière période glaciaire, cette étude se consacre aux extensions postérieures, ayant lieu au cours du Pléistocène supérieur, de l'Holocène et du PAG. Plus précisémment, cette thèse vise à établir une géochronologie récente de plusieurs vallées glaciaires d'AC (fig. 4). À cet objectif en sont associés plusieurs, structurés dans le temps. Le premier est l'établissement d'une cartographie géomorphologique à grande échelle et l'identification de moraines (1). Par la suite, un échantillonnage de ces moraines est réalisé (2) dans le but de calculer des âges d'exposition des blocs en surface à l'aide des NCT (3). Une reconstruction des volumes glaciaires (4) et des LEG (5) associés aux stade de formation de ces moraines est produite. Ces objectifs permettent de comparer des résultats obtenus entre différentes sous-zones d'étude (6), et d'intégrer ces résultats aux données préexistantes en AC dont la position stratégique permet de comprendre les mécanismes de circulation climatique à l'échelle du continent centrasiatique (7).

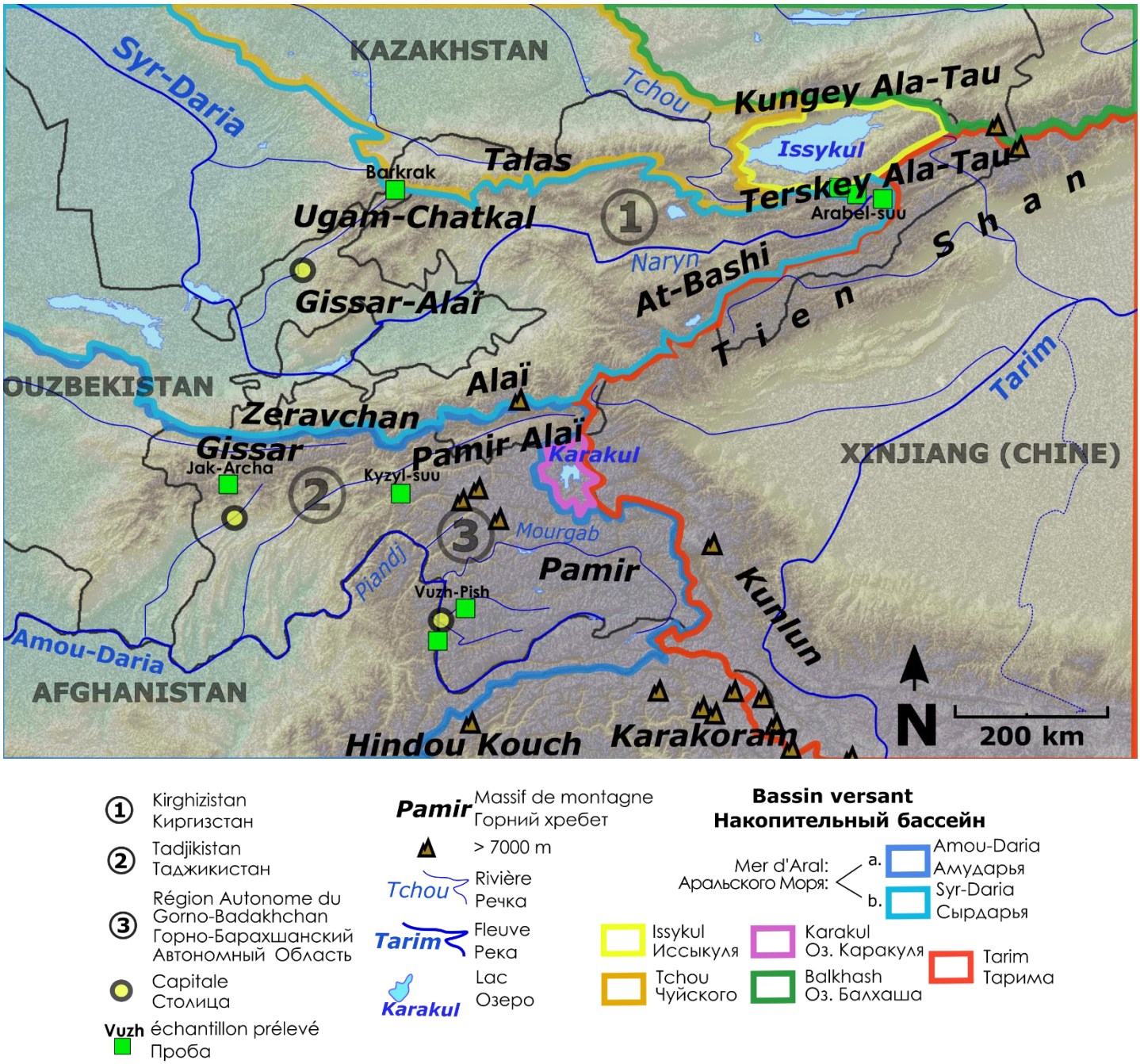


Fig. 4 : principaux massifs montagneux étudiés et échantillons datés à l'aide des nucléides cosmogéniques terrestres sur béryllium-10 et chlore-36 dans le cadre de cette thèse.

On dispose de peu d'éléments pour répondre à ces questions. Aussi il m'a semblé judicieux de produire des cartes géomorphologiques de certaines têtes de bassins versants englacées d'AC pour interpréter des chronologies relatives d'extensions glaciaires (objectif 1). J'ai retenu neuf vallées glaciaires sur cinq sites pour couvrir la région (fig. 4). Ces sites produisent un maillage sur ma zone d'étude qui distingue les différentes influences climatiques (Westerlies, ZCIT et ADS) et topographiques / hydrographiques (bassins versants ; fig. 4). Ces zones d'études sont

réparties au Nord-Ouest (glacier Barkrak, Ouzbékistan), Nord-Est (les sources de la Naryn, Kirghizistan), Sud-Ouest (glacier Jak-Archa, Tadjikistan), Sud (glacier Kyzyl-Suu, Gorno-Badakhchan) et Sud-Est (glaciers Vuzh et vallée de la Piandj) (fig. 4). Pour diminuer les incertitudes associées aux extensions glaciaires intermédiaires entre les actuels fronts glaciaires et les moraines du Pléistocène de fond de vallée, 114 blocs ont été échantillonnés puis datés à l'aide des NCT. 21 séquences géomorphologiques distinctes ont ainsi été datées (objectif 2). L'identification de périodes d'extension glaciaire sur ces zones d'études est associée à des reconstructions des paysages géomorphologiques : surface des paléoglaciers, LEG et volume d'eau (objectif 3).

1ère PARTIE

Les glaciers et l'Asie centrale. Approches géochronologique et géomorphologique

La première partie de cet ouvrage contextualise les recherches de cette thèse dans la littérature scientifique. Elle est divisée en trois chapitres. Le premier propose un état des connaissances associées aux glaciers en AC. Je commence par décrire ces espaces englacés en AC (1.1). C'est avec une connaissance fine de ces paysages géomorphologiques que les scientifiques sont parvenus à interpréter les variations du climat local (1.2). Les surfaces englacées ont évolué au cours du temps en AC. Leurs fluctuations avec le climat et la singularitée de ces évolutions sont présentées à l'échelle de l'AC (1.3).

Il m'a paru important de créer une familiarité avec une zone d'étude méconnue en France aussi tôt que possible. J'adopte une approche géographique pour dégager les enjeux sociaux et spatiaux qui traversent l'AC en lien avec les glaciers (2.1). Une immersion à grande échelle est ensuite proposée du Nord-Ouest au Sud-Est, focalisée sur le corpus retenu au cours des études de terrain pour des reconstructions géomorphologique et géochronologique (2.2).

Cela m'amène à développer les méthodes retenues dans cette thèse pour des études géochronologiques et géomorphologiques. Les progrès des datations absolues à l'aide des NCT béryllium-10 et chlore-36 imposent de nombreux choix (calibration, modèles, statistiques…) qui doivent être décrits et dont l'utilisation doit être justifiée (3.1). Ces méthodes doivent être couplées à une lecture fine des paysages géomorphologiques. Je détaille les choix réalisés pour la construction d'un SIG issu d'observations de terrain (3.2).

Fig. 1.1 (droite) : Les glaciers 70 (Jak-Archa) et n°69 depuis le glacier n°71 à la fin de la saison d'ablation (nommés dans Kvachev, Sonnikov et Sokolov, 1980). Le transport éolien de particules est visible par le voile qui domine les monts Hissar, Tadjikistan ; G. Béra, 1/10/21, orientation E

Chapitre 1 - État de l’art

Les glaciers et le climat en Asie centrale

1.1 Les glaciers d'Asie centrale – contexualisation générale

1.1.1 Formation des glaciers en Asie centrale

À l'échelle de la planète, les glaciers représentent une partie infime de l'eau sur Terre : 96,4 % de l'eau est concentrée dans les océans et 1,7 % dans les glaces. Au sein de ce dernier ensemble, 2 % sont stockés dans les glaciers, le reste étant accumulé dans les calottes et inlandsis (en particulier en Antarctique) (IPCC, 2021). Les glaciers de montagne se situent au centre des questionnements actuels : ils constituent les sources des plus grands fleuves côtoyés par les sociétés humaines. Les chaînes de montagne d'Asie permettent la présence de plus de 30 000 glaciers abreuvant plus de 3 milliards de personnes (RGI, Consortium, 2013). Ce sont les acteurs principaux de la répartition des populations et de leur accès à la ressource en eau.

La zone d'étude de cette thèse est comprise entre 36°N et 50°N. L'eau solide y est présente sous forme de neige saisonnière, au sein des glaciers, des névés et dans un pergélisol de montagne, constituant la cryosphère. Je me concentre ici sur les glaciers, bien que tous soient régies par des phénomènes communs (gravité, températures, inertie, masse…) (Francou et Vincent, 2010). Les glaciers résultent de l'accumulation de neige se transformant en glace (Patterson, 1994 ; Benn et Evans, 2014). La glace subit l'action de la gravité et s'écoule. Les échelles spatiale et temporelle des paramètres géomorphologiques qui régissent le comportement de la glace accumulée varient (Fort, Bétard et Arnaud-Fassetta, 2015). Il est difficile de quantifier chacun des paramètres et d'estimer leur influence dans le comportement des écoulements : chaque glacier est propre à son site et est unique (Ohmura *et al*., 1992 ; Fujita, 2008 ; Sakai et Fujita, 2017).

Des mathématiciens, physiciens et glaciologues ont développé des modèles pour tenter d'expliquer les dynamiques des glaciers (Hans, 2924 ; Nye, 1952a ; b ; Nesje, 1992 ; Ohmura *et al*., 1992 ; Dahl et Nesje, 1996 ; Sakai et Fujita, 2017). Il apparait que l'accumulation de glace dépend d'abord de paramètres météorologiques et en particulier les précipitations hivernales solides (Oerlemans, 2005). C'est ce qui explique que les langues glaciaires descendent à 2 000 m d'altitude dans les Alpes ; elles sont rarement observables en-dessous de 4 000 m en AC, pourtant à latitude équivalente mais bien moins humide. À plus grande échelle,

les vents dominants jouent un rôle important associé à l'accumulation de glace sur les versants (Oien *et al.*, 2020). La figure 1.2 présente le glacier Suek occidental dans le Tien Shan central que l'on voit confiné le long de son versant Ouest, abrité des vents dominants, ce qui permet une suraccumulation neigeuse. À l'inverse, l'ablation est principalement régie à latitude et altitude équivalentes par les températures estivales (Ohmura *et al.*, 1992 ; Oerlemans, 2005). L'orientation des glaciers par rapport au rayonnement solaire est un facteur important dans le bilan énergétique du glacier (Francou et Vincent, 2010 ; Benn et Evans, 2014). Cela explique que la plupart des petits glaciers d'AC (<1 km²) sont orientés au Nord, confinés sur les parois protégées des vents dominants qui garantissent le dépôt de neige soufflée (Zabirov et Sydykov, 1976). Le glacier Suek de la figure 1.2 persiste entre 4 400 et 4 000 m d'altitude orienté au Nord. Une vallée exposée au Sud lui fait dos de l'autre côté de la crête sommital ; elle est dépourvue de glace.

Fig. 1.2 : Le glacier Suek occidental (n°419) confiné sur le versant Ouest abrité des vents dominants, Kirghizistan ; G. Béra, 30/09/2019, orientation S, alt. 3900 m

La totalité de la surface des glaciers est exposée dans une certaine mesure à l'ablation par la fonte, la sublimation et l'abrasion. Une partie des transferts d'eau, à partir de l'eau stockée dans les glaciers, se fait sous forme d'eau liquide (Benn et Evans, 2014). Des cours d'eau

apparaissent sur, dans et sous le glacier (Kleman et Glasser, 2007 ; Miles *et al.*, 2018). La figure 1.2 issue d'un cliché réalisé en fin de saison d'ablation permet d'identifier au moins deux bédières sur la partie Ouest (droite) du glacier Suek occidental. Un système d'eau liquide encore méconnu évolue au sein des glaciers, s'écoulant entre lacs, moulins, cheminées et vasques (Gulley *et al.*, 2009). Cette eau liquide basale influence la dynamique des écoulements solides (Francou et Vincent, 2010). Une connaissance à petite échelle des glaciers permet de comprendre leurs dynamiques moyennes. Elle diffère des travaux glaciologiques à grande échelle qui reposent sur une pratique de terrain intensive, freinée par les conditions d'accès et d'étude.

Le reste de la cryosphère (pergélisol, neige et névés) constitue une composante marginale de cette thèse. En AC, des sols superficiels ont pu se développer sur des surfaces gelées, dans des espaces situés de 2 700 à 4 000 m peu accidentés formant du pergélisol de montagne (Gorbunov *et al.*, 2004 ; Zhao *et al.*, 2010). Leur répartition discontinue demeure peu cartographiée en AC (Zhao *et al.*, 2010 ; Batbaatar *et al.*, 2020b ; Mathys *et al.*, 2024). Contribuant aux dynamiques d'évolution des paysages, elles ne doivent cependant pas être oubliées.

1.1.2 Typologie des glaciers rencontrés en Asie centrale

Pour que la glace s'accumule, il faut une topographie favorable. La pente est la condition topographique principale à cela (Nye, 1952 ; Rupper et Roe, 2008 ; Brun *et al.*, 2018). Sur les versants abrupts, une pente trop élevée ne permet pas à la neige de s'accumuler ou de se transformer en glace, les dynamiques de surface étant trop actives, régies par la gravité. Dans des configurations topographiques propices en accord avec les conditions météorologiques la neige s'accumule, se densifie et se transforme en glace (Marbouty, 1984). Les pentes constituent le principal facteur permettant à un glacier de transporter ses excédents de masse vers l'aval (Clarke, 1991). Selon la topographie, le glacier adopte différentes formes. Sur des pentes élevées (>30°), les glaciers perchés, suspendus ou de paroi occupent des renfoncements du versant. Les écoulements de glace se terminent par des chutes de séracs ou d'avalanches régulières qui alimentent des zones de dépôt en pied de versant ou en fond de vallée (fig. 1.3 ; 1.6) (Coque, 1998 ; Moldobekov *et al.*, 2018).

L'érosion répétée sur plusieurs périodes glaciaires (fig. 1.7) entre des arrêtes rocheuses qui permettent l'accumulation de neige et de glace entraîne la formation des cirques glaciaires d'où

sont issus les glaciers de cirque (Kleman *et al.*, 2008 ; Oerlemans, 2021 ; Stroeven *et al.*, 2021). Ces derniers se distinguent des premiers par le flux de glace : les écoulements sont continus ; la pente moyenne est plus faible (Francou et Vincent, 2010). Ces glaciers peuvent alimenter en aval des glaciers de vallée, issus de plusieurs cirques glaciaires (Moldobekov *et al.*, 2018) (fig. 1.3). Les glaciers observés actuellement en AC sont principalement concentrés dans des cirques. Ils s'étendaient en fond de vallée au cours des dernières glaciations et ont modelé le relief local (Abramowski *et al.*, 2006 ; Koppes *et al.*, 2008 ; Stroeven *et al.*, 2013). Certains glaciers de vallées notables persistent en AC : ils s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres (Vanjiar, anciennement Fedtchenko – 70 km, Inylchek – 60 km, Zeravchan – 30 km). Aucun n'atteint de piémonts. Seuls quelques glaciers de piémont étaient observés au cours du DMG concentrés dans l'Est de l'AC sur le plateau du Pamir (Abramowski *et al.*, 2006).

Fig. 1.3 : Le glacier de vallée Kyzyl-suu alimenté par les glaciers perchés sur sa partie couverte et par les glaciers de cirques visibles en arrière-plan, en amont ; E. Miles, 23/09/2021, orientation SSO, alt. 4070 m

Dans des configurations topographiques de pente faible ou nulle, la glace s'accumule et prend plusieurs directions ; on parle de calotte glaciaire. Certains sommets émoussés du plateau du Pamir et du Tien Shan permettent à quelques petites calottes sommitales (<1 km²) de subsister en AC (fig. 1.4). Elles se forment par accumulation de glace sur les sommets plans et peuvent

être prolongées par des cascades de glace ou langues glaciaires émissaires par lesquelles s'évacuent les excès de glace (Fort et Dollfus, 1992 ; Fort, 2004). Dans la majorité des cas, les topographies sommitales accidentées d'AC ne permettent pas la persistance de calottes (Stroeven *et al.*, 2013). Des marqueurs géomorphologiques attestent en AC de la présence de larges calottes glaciaires dans le passé.

Fig. 1.4 : La calotte Gregoriev (n°396) (centre gauche) et la calotte sommitale des glaciers émissaires n°393 et 394 (centre droit), Kirghizistan. Les reliefs émoussés laissent penser que l'ensemble du plateau aurait pu être couvert d'une calotte glaciaire ; V. Rinterknecht, 28/09/2019, orientation SO, alt. 4040 m

En milieu aride, la quantité de glace en mouvement est moins importante. Avec une production sédimentaire soutenue, cela permet la formation de glaciers rocheux (Whalley et Martin, 1992). Les sédiments y représentent plus de 80 % de la masse de l'écoulement (Joly, 1997). L'AC aride à semi-aride propose un cadre privilégié pour des formations de ce type (Fort et Dollfus, 1992). Les glaciers rocheux sont présents en masse sur de nombreux adrets aux pentes douces du Pamir et du Tien Shan (Ma et Oguchi, 2024). La faible quantité de glace mobilisée entraine une vitesse peu élevée (quelques centimètres par an).

Les glaciers rocheux diffèrent des glaciers couverts, ou glaciers noirs, couverts de sédiments. Ces glaciers sont présents dans les milieux où les apports sédimentaires primaires sont soutenus – en général en zone d'ablation (Miles *et al.*, 2018 ; Compagno *et al.*, 2022; Kneib *et al.*, 2023). Certaines lithologies sujettes à l'érosion comme les grès et les schistes des versants du glacier Kyzyl-suu (massif du Pamir) (fig. 1.3) favorisent la couverture de glaciers. Les événements gravitaires dits « exceptionnels » participent à la densité de sédiments dans le corps du glacier : glissements de terrains, avalanches et désolidarisation rocheuse peuvent être responsables de la couverture sédimentaire du glacier (Tielidze *et al.*, 2024). L'ablation peut aussi être responsable

de la couverture du glacier : seuls les sédiments persistent en surface. Ces derniers sont de granulométries diverses, de gravillonneuses à métriques (Gibson *et al.*, 2016 ; Anderson *et al.*, 2018). Les glaciers couverts ont une apparence proche des glacier rocheux, mais ils conservent les dynamiques d'écoulement d'un glacier blanc (Westoby *et al.*, 2020 ; Huo *et al.*, 2021). Les gros glaciers de vallée en AC se terminent régulièrement par des langues glaciaires couvertes.

La morphologie de la vallée et la lithologie du substrat jouent un rôle important dans les formes des glaciers (Nye, 1952a ; Rupper et Roe, 2008). Les vallées glaciaires en forte pente uniforme favorisent les vitesses élevées et un transit sédimentaire et glaciaire efficace (Nye, 1952 ; Clarke, 1991 ; Rupper et Roe, 2008 ; Hewitt., 2021 dans Fowler et Ng, 2021). Des irrégularités de la topographie sont à l'origine de la formation de crevasses ou de lobes. Aussi, l'observation de la surface des glaciers renseigne sur la structure basale sur laquelle ils évoluent.

Enfin, cette typologie des glaciers d'AC ne doit pas se limiter à leur apparence. Une variable essentielle dans la compréhension des dynamiques glaciaires est associée à leur régime thermique. On en distingue deux principaux types : les glaciers dits « froids » et « chauds » (Hambrey et Glasser, 2012). Dans les glaciers chauds, la température de la glace est proche de 0 °C – température de fusion ; ces glaciers seraient plus présents sur les marges occidentales de la zone d'étude (Stroeven *et al.*, 2013 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2020). Les flux liquides y sont importants. Une structure basale chaude rend les processus érosifs cryoclastiques plus compétents (Kleman et Glasser, 2008 ; Fowler et Ng, 2021). Dans les parties internes des massifs montagneux et aux très hautes altitudes (> 6 000 m), une bonne partie des glaciers d'AC sont considérés froids, comme la calotte Gregoriev sur la figure 1.4 (Batbaatar *et al.*, 2020 ; Van Trich et Huybrechts, 2022). Comme toujours dans une typologie binaire, nombre de cas présentent des configurations thermiques mixtes dites polythermiques (Evans *et al.*, 2012) à l'image du glacier Sary-Tor sur le plateau d'Arabel-suu (Van Trich et Huybrechts, 2022). La structure thermique des glaciers est importante dans la dynamique des écoulements solides et liquides mais aussi sur les capacités érosives des glaciers (Gorbunov, Marchenko et Seversky, 2004 ; Nossenko *et al.*, 2016).

Dans des milieux de forte pente, les eaux liquides subglaciaires débrident les écoulements vers l'aval lors d'événements exceptionnels de crues glaciaires. La pression est relâchée et le front du glacier parcourt de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres sur des espaces de temps réduits (de quelques jours à plusieurs années ; Clarke, 1991 ; Sevestre et Benn, 2015). Ces glaciers dits à pulsation (*surge glacier* en anglais) ont fait l'objet de nombreuses recherches puisqu'ils exposent les populations à des aléas de crue-éclair (GLOF – *Glacial Lake Outburst*

Flood en anglais ; Evans et Rea, 1999 ; Leclercq, Kääb et Altena, 2021). C'est le cas du glacier de l'Ours au Tadjikistan étudié entre autres par la géomorphologue française Monique Fort (Fort et Vazyrov, 2006). Ses crues de 1968 et 1972 ont entraîné la formation de lacs proglaciaires éphémères (Kotlyakov *et al.*, 2018). La rupture soudaine des parois de glace de ces lacs a causé la disparition de plusieurs centaines de personnes en aval. La périodicité de ces phénomènes demeure incomprise, ainsi que leur lien avec le climat (Kotlyakov, Osipova et Tsvetkov 2008 ; Mercier, 2010 ; Mukherjee *et al.*, 2017 ; Goerlish *et al.*, 2020). Sun (*et al.*,2022) ont récemment proposé qu'environ 1 % des glaciers du bassin de l'Amou-Daria auraient une période de récurrence des pulsations comprise entre 9 et 24 ans. Un inventaire empirique des glaciers à pulsation d'Asie a été dressé en coopération entre l'Académie des sciences de Russie et l'institut d'hydrométéorologie de Tachkent (Kotlyakov *et al.*, 1998). Une base de données pour un recensement semi-automatique a été proposé par Grégoire Guillet pour mieux comprendre le phénomène faute de modèle analogue ; ils demeurent méconnus et exposent les populations en aval à des risques singuliers (Guillet *et al.*, 2022).

1.1.3 Les paramètres quantitatifs de mesure des glaciers et leur lien avec le climat : ligne d'équilibre glaciaire et bilan de masse

Le suivi assidu des glaciers a permis de dégager certaines variables (Kurowski, 1891 ; Ahlmann, 1924 ; 1941). Savoir si un glacier se retire ou est en expansion est la principale question posée ; elle devient incontournable dans le contexte de changement climatique brutal actuel (Braithwaite et Zhang, 1999 ; Braithwaite, 2015 ; Ohmura et Boettcher, 2018). Pour cela, une variable a été dégagée : le bilan de masse (BM) / bilan spécifique. Il peut se définir par :

Eq. 1 : $BM_{glacier} = Acc_{glacier} - Ab_{glacier}$

Où BM est le bilan de masse annuel d'un glacier, Acc l'accumulation sur une année et Ab l'ablation sur une année. Il est exprimé en équivalent eau par mètre carré.

L'accumulation $Acc_{glacier}$ peut se résumer par l'équation :

Eq. 2 : $Acc_{glacier}$ = précipitations hivernales + dépôts éoliens + apports versants + condensation (givre) + regel basal

Et l'ablation $Ab_{glacier}$ par la formule :

Eq. 3 : $Ab_{glacier}$ = fusion (fonte) + sublimation + abrasion éolienne

Accumulation et ablation sont des paramètres complexes estimés selon les données disponibles. Les variables présentées dans l'équation 1 ne sont pas exhaustives et le résultat ne donne qu'un ordre de grandeur de ce qui est mesuré en surface du glacier (Verfaillie, 2014). Ainsi, la variable précipitations hivernales (Eq. 2) a tendance à réduire l'accumulation à l'hiver, et omet les événements précipitants solides ayant lieu durant le reste de l'année, non négligeables en haute montagne. Dans les équations 2 et 3, certaines données sont difficiles à quantifier, comme les dépôts éoliens, le regel basal, la condensation (Eq. 2) ou la sublimation et l'abrasion éolienne dans l'équation 3. Aussi, représentant une synthèse globale, la tendance d'un bilan de masse d'un glacier sur plusieurs dizaines d'années est un bon indicateur du climat local, ne se perdant pas à quantifier chacun des paramètres d'accumulation ou d'ablation (Ohmura *et al.*, 1992 ; Mackintosh *et al.*, 2017).

Les glaciers qui bénéficient d'un suivi de terrain font l'objet de pose de bâtons d'accumulation et d'ablation qui permettent de ne pas avoir à quantifier chacune des variables. Les pics enfoncés dans le glacier permettent un suivi régulier de l'altitude de sa surface (Hoelzle *et al.*, 2017 ; Kezhenbaev *et al.*, 2017). Des glaciers d'AC présentent des séries de données inédites (Shchetinnikov et Podkopaeva, 1968 ; 1978 ; 1979 ; Varnakova et, Rototaeva, 1979 ; Kvachev *et al.*, 1980). L'accumulation et l'ablation de Tuyuk-suu (Kazakhstan), Abramov, ou Goloubine (Kirghizistan) ont été mesurées des années 1950 à la fin de l'URSS (Kapista *et al.*, 2020 ; Azisov *et al.*, 2022). Après un arrêt bref de l'enregistrement des mesures (excepté sur Tuyuk-suu), des programmes récents ont repris, proposant une représentation encore meilleure des glaciers (Hoelzle *et al.*, 2017). Lorsqu'aucun terrain n'est réalisé, l'analyse d'imagerie radar haute précision est devenue un excellent outil d'observation (Lavrentiev *et al.*, 2016 ; Bolch, 2015 ; Bolch *et al.*, 2021).

Les indicateurs utilisés dans le suivi du BM en AC montrent une sensibilité des glaciers aux températures, aux précipitations et aux radiations solaires (équivalentes ici au bilan radiatif, l'albédo étant généralement proche de 1 sur les glaciers) (Braithwaite, 1981; Ohmura *et al.*, 1992 ; Braithwaite et Zhang, 1999 ; Oerlemans, 2005). Les températures estivales (juin-juillet-août pour l'hémisphère Nord) sont les principales responsables de la migration vers l'amont de la LEG (augmentation de l'ablation) (Osmaston, 2005 ; Raper et Braithwaite, 2009 ; Leclercq et Oerlemans, 2012). Les précipitations jouent un rôle important dans l'accumulation des glaciers (Benn et Lehmkuhl, 2000 ; Fujita, 2008 ; Rupper et Roe, 2008 ; Rea, 2009) : les précipitations solides hivernales régissent une grande partie de l'accumulation du glacier (Ohmura *et al.*, 1992 ; Fujita, 2008).

Les zones d'accumulation et d'ablation d'un glacier sont séparées théoriquement par la LEG (Kurowski, 1891 ; Osmaston, 2005 ; Braithwaite, 2015). Cette ligne est constituée par l'ensemble des points où le bilan de masse est nul (Rea *et al.*, 1999). Elle est un indicateur immédiat de sa santé (Francou et Vincent, 2010 ; Barandun, 2018). La définition d'une LEG sur chaque glacier se retrouve au centre de recherches (Klok et Oerlemans, 2003). Ces recherches sont couplées à des observations empiriques et alimentent des modèles mathématiques (Kurowski, 1891 ; Ahlmann, 1948 ; Braithwaite et Raper, 2009). Elles se sont intensifiées avec le développement des SIG (Rea *et al.*, 1999 ; Klok et Oerlemans, 2003 ; Rea, 2009 ; Carr *et al.*, 2010). Tout a contribué : données météorologiques, hydrologiques, topographiques, glaciologiques... En fonction des données disponibles (altitude, latitude, qualité d'image d'observation, données météorologiques, limite du glacier, moraines, marqueurs géomorphologiques spatiaux issus d'un glacier disparu…) plusieurs méthodes se sont distinguées (Benn et Lehmkuhl, 2000 ; Osmaston, 2005 ; Rea, 2009 ; Mackintosh *et al.*, 2017). Osmaston résume les paramètres nécessaires à l'utilisation de ces méthodes de calcul dans le tableau 1.1.

Comparison of the ratio and index methods of ELA estimation

	THAR	AAR	AA	AABR	AABI
Data needed					
Toe and headwall alts.	+				
Glacier outline		+	+	+	+
Glacier contours		(+)[a]	+	+	+
Information applied to the estimate					
Altitude range	+		(+)	(+)	(+)
Broad hypsometry		+			
Detailed hypsometry			+	+	+
Balance ratio				+	
Detailed balance index					+

[a]In principle this method only requires a surveyed line of altitudes up the centre line of the glacier, and a division of the surface area in the selected ratio(s), but it is usually done by assessing contour belt areas.

Tab. 1.1 : comparaison des paramètres nécessaires au calcul de la LEG, dans Osmaston, 2005

Il est important de retenir que toutes les méthodes de calcul déterminent la LEG d'un glacier en accord avec son climat (*i. e.* stable sur plus de trois décennies) .

Plusieurs méthodes permettent de calculer la LEG en l'absence de BM :

- Le ratio de l'aire d'accumulation (AAR : *Accumulation-Area Ratio*) considère que la zone d'accumulation occupe entre 50 et 80 % selon la région dans un glacier en équilibre avec son climat (Kerschner, 1976 ; Gross et al., 1978 ; Oien *et al.*, 2021). Il appartient ensuite

à la personne qui le calcule de définir cette proportion en fonction des conditions climatiques et du type du glacier (Osmaston, 2005 ; Rea, 2009). Une part de subjectivité quant à la proportion de la zone d'accumulation est à prendre en compte et doit être discutée avec la littérature existante (Pellitero *et al.*, 2015).

- Le ratio d'équilibre aire-altitude (AABR/BR : *Altitude Area Balance Ratio / Balance Ratio*) demande davantage de données, notamment une série de bilans de masse du glacier étudié. Ce ratio permet l'estimation d'un gradient de température linéaire d'évolution altitudinale, estimé entre 0,43 et 0,65 °C tous les 100 m (Oerlemans, 2005 ; Rea, 2009 ; Pellitero *et al.*, 2015). Plus l'altitude s'éloigne de celle de la LEG, plus la valeur absolue de l'accumulation ou de l'ablation est élevée (Oien *et al.*, 2021). La méthode AABR est basée sur un ratio, estimé de manière moyenne à la surface du globe à 1,59 (Oien *et al.*, 2022). La valeur de ce ratio est approximative, régulièrement discutée elle varie entre 1,5 et 1,8 (Hofmann *et al.*, 2022).
- Le ratio d'altitude du sommet au front du glacier (THAR : *Toe to Headwall Altitude Ratio*). Il a fait l'objet de recherches approfondies en AC et était estimé de 0,58 à 0,60 (Gillespie *et al.*, 2008) bien que des travaux utilisent des ratios de 0,55 (Koppes et al., 2008) ; 0,5 (Abramowski *et al.*, 2006 ; Röhringer *et al.*, 2012) voire 0,4 (Koppes et al., 2008). La THAR LEG se calcule selon la formule :

  Eq. 4 : $LEG = A_t + THAR\ (A_h - A_t)$

  Où A_h est l'altitude maximale du glacier, et A_t l'altitude minimale.

- L'altitude médiane du glacier (MEG : *Median Elevation of Glacier*) facile à estimer mais approximative, elle est parfois utilisée en AC (Koppes *et al.*, 2008).
- L'élévation maximale des moraines latérales (MELM : *Maximum Elevation of Lateral Moraines*) plutôt utilisée pour estimer rapidement les LEG actuelles des glaciers (Osmaston, 1989 ; Benn et Lehmkuhl, 2000 ; Pellitero *et al.*, 2015; 2016). Elle a sporadiquement été appliquée pour le DMG en AC (Koppes *et al.*, 2008) et repose sur une bonne conservations des dépôts glaciaires.
- La ligne de neige en fin de saison d'ablation (Francou et Vincent, 2007 ; Mernild *et al.*, 2013 ; Barandun, 2018). Simple et efficace, cette méthode est cependant peu utilisée en AC : elle requiert des séries d'observations régulières sur le long terme.

Cette liste de méthodes de calcul de la LEG est non exhaustive. Chacune repose sur des données, indices ou variables dont la disponibilité diffère. Les trois dernières méthodes (THAR,

MEG et MELM), pratiques, permettent de comparer un grand nombre de glaciers et sont applicables à des paléoglaciers (Hofmann *et al.*, 2021). Je reprendrai la THAR LEG dans le cadre de cette étude, jugée plus précise que la MEG LEG ou la MELM LEG en AC (Koppes *et al.*, 2008 ; Batbaatar *et al.*, 2020). Les résultats obtenus par le calcul de la THAR LEG sont calculables rapidement et le choix d'une méthode unique justifie la comparaison entre les sites quelle que soit la morphologie des glaciers ou paléoglaciers. La conservation des moraines latérales non garantie selon la topographie représente un frein à l'utilisation de la méthode MELM pour une utilisation à échelle régionale. Les facteurs de sites qui sont importants sur les glaciers de petite taille peuvent entraîner des valeurs aberrantes pour la MEG LEG alors qu'ils sont atténués avec la THAR LEG (Gillespie *et al.*, 2008 ; Koppes *et al.*, 2008 ; Batbaatar *et al.*, 2020). Enfin, la majorité des études sur les glaciers en AC mobilisent la THAR LEG, c'est cette méthode que je retiens ici avec un ratio THAR de 0,58. Cette méthode présente le défaut de la subjectivité de la valeur A_h. Des recherches utilisent l'altitude du sommet à proximité, de la ligne de crête, ou de la rimaye (Koppes *et al.*, 2008 ; Batbaatar *et al.*, 2020). C'est cette dernière que je retiens. Dans le cas de paléoglaciers, la reconstruction de la paléosurface est un outil majeur pour définir A_h et A_t (Eq. 4). De nombreux modèles ont été élaborés pour cela comme GlaRe (Pellitero *et al.*, 2016). L'élaboration de cartes géomorphologiques est un outil préliminaire à l'estimation de paléo-LEG, A_h et A_t (Rupper et Roe, 2008 ; Oien *et al.*, 2021 ; 2022). Elle repose sur une interprétation des dépôts glaciaires que je présente dans les deux points suivants (1.1.4 ; 1.1.5).

1.1.4 L'érosion glaciaire en Asie centrale

Dans les têtes de bassins versants d'AC, l'héritage glaciaire est omniprésent (Kleman *et al.*, 2008 ; Stroeven *et al.*, 2013). Selon Jean Tricart, « 40 % des terres émergées ont subi les effets du froid quaternaire. […] toute l'Europe […] les deux-tiers au moins de l'Amérique du Nord, la quasi-totalité de l'Union soviétique, une grande partie de la Chine et du Japon » (Tricart, 1963). En s'écoulant et avec leur masse, les glaciers désolidarisent la partie superficielle de la surface rocheuse sur laquelle ils reposent (Patterson, 1994). La glace incorpore ces sédiments qui agissent à la manière du papier de verre et ils renforcent cette abrasion (fig. 1.5). Des lithologies vulnérables à l'érosion particpent à des flux sédimentaires élevés, de même que les conditions météorologiques : une lame d'eau importante soutient l'accumulation du glacier, son écoulement et de fait, sa capacité érosive.

Les capacités érosives des glaciers sont concentrées en fond de vallée. Les versants sont déstabilisés par cette différence pouvant entraîner l'apparition ou le renforcement de dynamiques d'avalanches, de glissements de terrain ou autres processus gravitaires (Cossart *et al.*, 2011 ; Fort, Bétard et Arnaud-Fassetta, 2015). Les versants contribuent aux glaciers par le dépôt de neige, de glace et de sédiments (fig. 1.6). Ces contributions des versants sont actives lors des épisodes de fonte, en particulier lorsque le point de liquéfaction est atteint (0 °C) ce qui peut se produire plusieurs fois par jour en inter-saison. Sur la figure 1.6 capturée en période de fonte, les dépôts d'avalanches sont nourris de manière quotidienne. Ces apports des versants représentent des perturbations au calcul de la LEG ou du BM dans des modèles basés sur des systèmes hermétiques issus uniquement de données climatiques par exemple (Benn et Lehmkuhl, 2000 ; Pellitero *et al.*, 2015 ; 2016).

Fig. 1.5 : Les sédiments incorporés au glacier n°354 (Kirghizistan) agissent comme du papier de verre. Ils surplombent un cours d'eau subglaciaire ; G. Béra, 30/09/2019, orientation SSO, alt. 3870 m

Sur le long terme avec la répétition des périodes de glaciation, des stries glaciaires apparaissent sur la roche en place, griffée par les sédiments subglaciaires. Les blocs aux angles saillants subissent un polissage glaciaire (Coque, 1998). Ces érosions aboutissent à des déformations structurelles à petite échelle : moraines, drumlins, trimelines et autres linéations se forment sur les versants et en fond de vallée (fig. 1.7) (Hatterstrand et Stroeven, 2002 ; King *et al.*, 2009). Arjen Stroeven (*et al.*, 2021) estime le temps nécessaires à l'apparition des formes glaciaires en

milieu de moyenne latitude (fig. 1.7). Il distingue les formes glaciaires propres aux périodes d'accumulation, de fonte, et celles sur la roche en place (respectivement en rouge, vert et bleu sur la fig. 1.7). Les formes d'érosion glaciaires persistant sur le plus long terme sont les vallées en auge et les cirques glaciaires. Ils résultent de l'activité de processus érosifs glaciaires sur plusieurs centaines de milliers à plusieurs millions d'années.

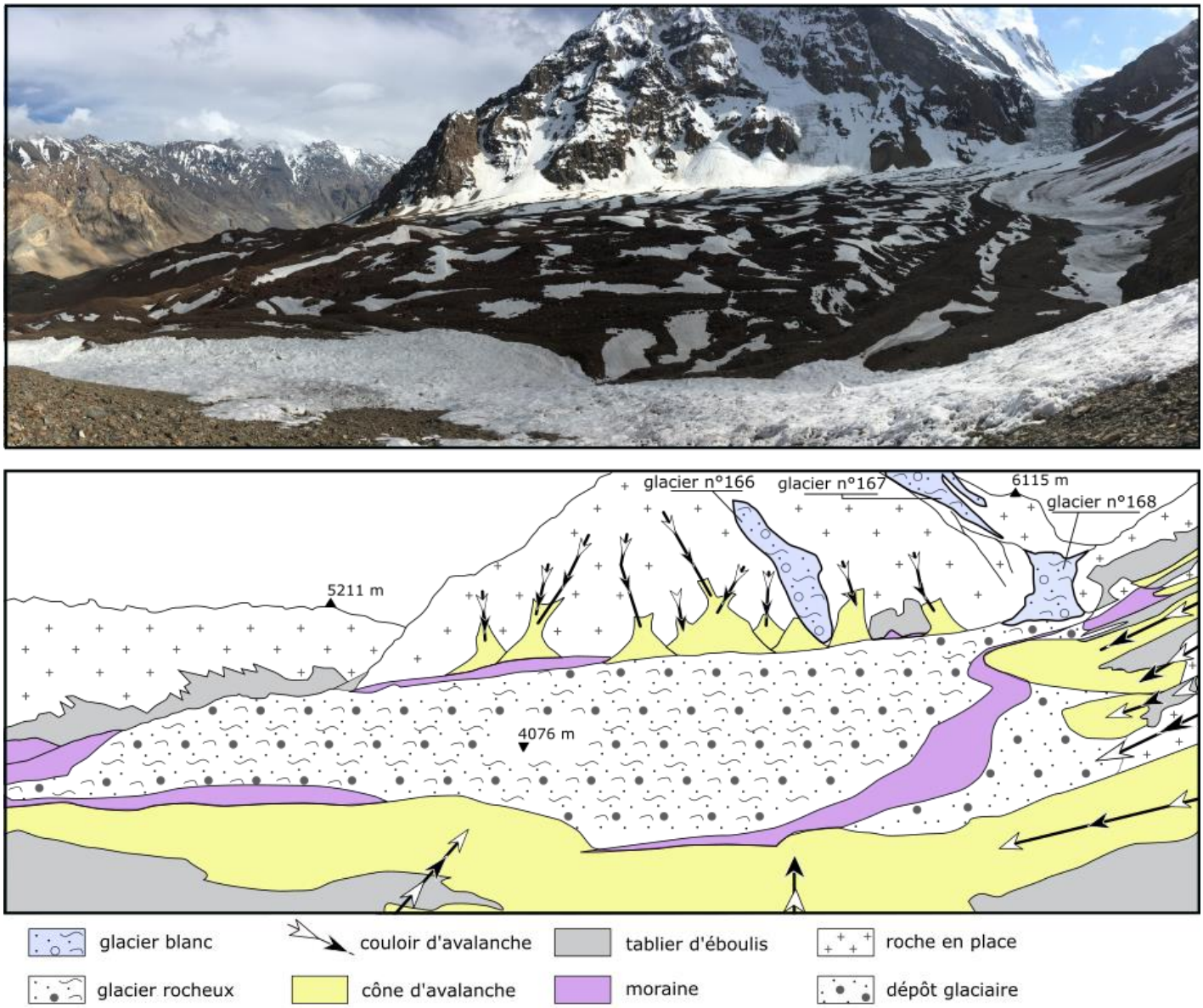


Fig. 1.6 : Les apports des versants en marge du glacier n°168 dans le Pamir central (nommés dans Shchetinnikov et Podkopaeva, 1978). Les dépôts d'avalanches sont représentés par le figuré bleu et jaune. Un dépôt est également visible au premier plan ; G. Béra, 16/06/2025, orientation E à O, alt. 4120 m

Denis Mercier développe dans ses travaux une approche plus fine de ces dynamiques érosives (Mercier 2008 ; 2010). Le concept de crise paraglaciaire qu'il se propose de redévelopper y est fondamental. Il met en exergue que les dynamiques géomorphologiques majeures – et ainsi les dynamiques d'érosion glaciaire – opèrent surtout lors de courts événements. La distribution temporelle d'activation des processus géomorphologiques de surface est compacte, condensée lors de crises sédimentaires (Mercier, 2010). Ces événements se produisent en réponse à des changements climatiques majeurs (Ballantyne, 2002). Les paysages formés sont les résultats de crises successives. Aussi, la temporalité des formes d'érosion glaciaire présentées dans la figure 1.7 ne doit pas être lues de manière continue et linéaire. La forme d'auge typique des vallées glaciaires alpines se forme sur des millions d'années (fig. 1.7) est active principalement lors d'épisodes temporels restreints d'englacement ou de déglacement. Les milieux répondent à ces crises avec une inertie contextuelle. En AC, les recherches internationales mobilisant la géomorphologie sont encore rares. De nombreuses théories sont rediscutées et la quantification des processus demeure pionnière (Grosswald, 1986 ; Zech *et al.*, 2000 ; Abramowski *et al.*, 2006 ; Saks *et al.*, 2024).

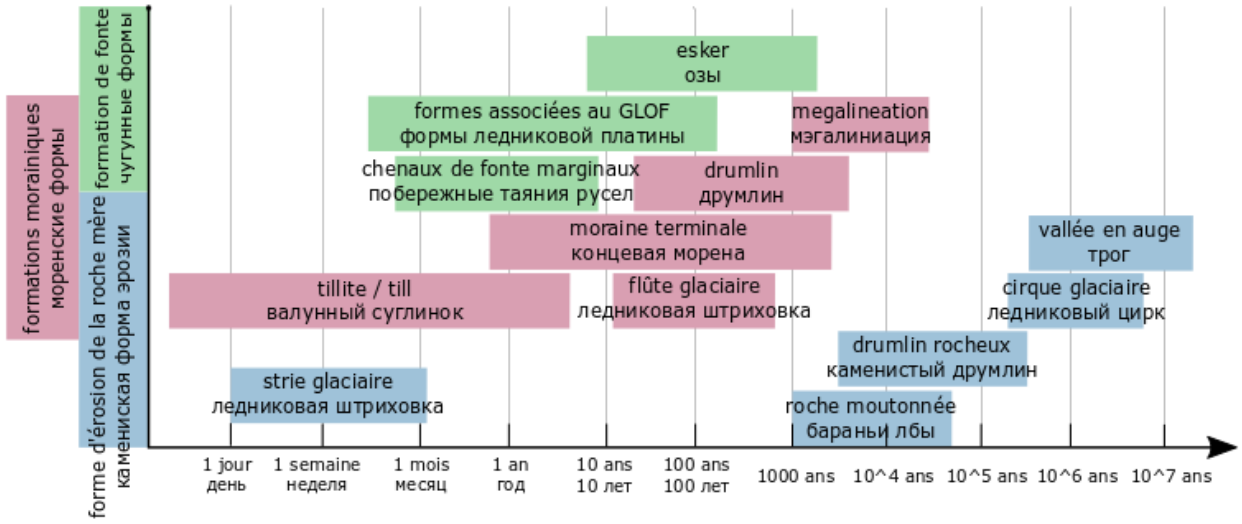


Fig. 1.7 : Temps de formation des principales formes glaciaires utilisées pour les reconstructions paléo-glaciaires, d'après Stroeven *et al.*, 2021

1.1.5 Les dépôts glaciaires et la géochronologie : moraines et blocs erratiques

L'action des glaciers sur le paysage a longtemps fait l'objet de controverses dans la géographie du xx^{e} siècle (de Martonne, 1909 ; Tricart, 1963 ; Lliboutry, 1964 ; 1965). Les ultra-glacialistes voient des paysages presqu'entièrement construits par les glaciers du Quaternaire tandis que les anti-glacialistes surestiment la force des processus périglaciaires (Tricart, 1963). Les progrès en géomorphologie, la multiplication des indicateurs climatiques, les datations absolues et l'étude détaillée de la cryosphère ont permis de dégager un juste milieu en se basant sur une solide interprétation chronologique des formes du relief (Stroeven *et al*., 2013).

La lecture géomorphologique des dépôts glaciaires est à l'origine des géochronologies. Elle repose sur des hypothèses de datation relative : dans une vallée donnée, une moraine *x* située en aval d'une moraine *y* est strictement plus ancienne que cette dernière. Dans des environnements où les processus de surface sont actifs, la conservation des moraines n'est pas garantie. Il est possible que des interstades soient marqués par les glaciers sans dépôts visibles.

Les écoulements glaciaires soutenus entrainent l'accumulation de sédiments en marge des glaciers sous forme d'arcs morainiques. Ces moraines marquent des périodes climatiques stables d'un glacier en équilibre avec le climat (Mackintosh *et al*., 2017). Elles sont décrites par les géographes et géomorphologues qui en ont réalisé des typologies. Une moraine est identifiable à l'hétérogénéité des sédiments qui la composent en termes de pétrographie, de granulométrie et parfois de lithologie. Les blocs ont subi un polissage glaciaire superficiel à nul : ils sont pour la plupart anguleux (Coque, 1998). Ils proviennent de zones de production sédimentaires en amont et le long des versants, puis sont transportés jusqu'à des zones des dépôts : des moraines frontales / terminales et latérales se créent en épousant la forme du glacier (Francou et Vincent, 2010). Des moraines de fond peuvent couvrir le substrat sub-glaciaire mais se conservent moins longtemps, exposées aux dynamiques fluvio-glaciaires. La figure 1.8 présente une moraine de fond du glacier Adyguen associée au présumé PAG sur laquelle se forment des lacs proglaciaires (Erokhin *et al*., 2018 ; Falatkova *et al*., 2019).

La confluence de plusieurs glaciers qui proviennent de cirques différents entraîne la jonction de leurs moraines latérales. Ces moraines médianes jointes sont appelées moraines médianes (fig. 1.8). Elles marquent dans le paysage la provenance différente des flux de glace (Coque, 1998). La persistence des moraines médianes illustre la linéarité du transport sédimentaire

glaciaire : dans une vallée glaciaire, les sédiments issus de l'adret auront tendance à être charriés vers l'aval par le glacier en restant sur l'adret, ceux de l'ubac en restant sur l'ubac. Cela permet de différencier l'origine des sédiments.

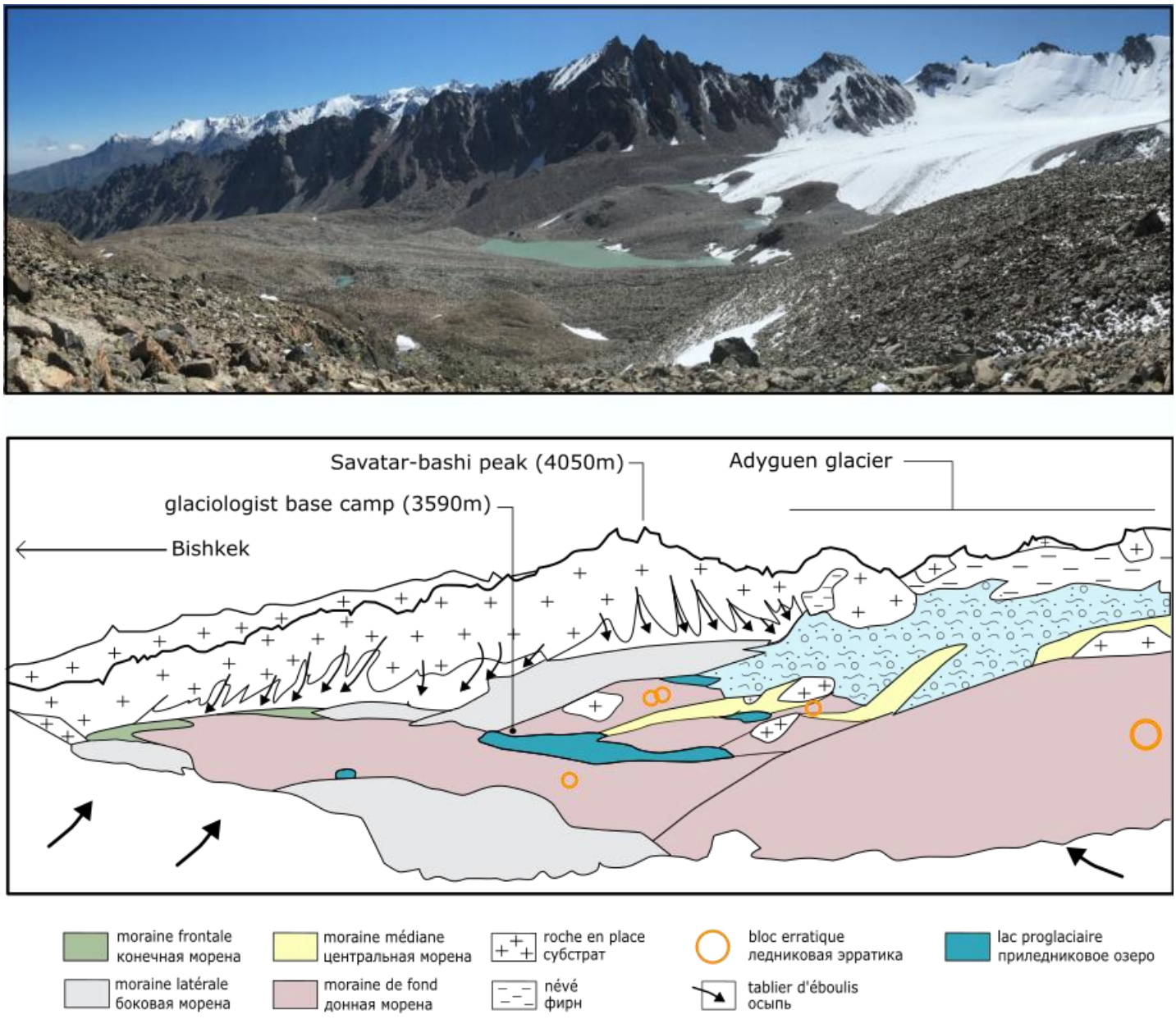


Fig. 1.8 : les moraines médianes marquent la différence de provenance des sédiments sur le glacier Adyguen, Kirghizistan ; elles suivent la direction des écoulements de glace. Les sédiments accumulés par les différentes moraines sont à l'origine de la formation de lacs proglaciaires ; G. Béra, 31/07/2021, orientation ESE, alt. 3870 m

En période d'extension glaciaire, les dépôts issus de glaciations d'ampleurs inférieures sont remobilisés et charriés vers l'aval. Une avancée des fronts glaciaires entraîne une forte abrasion voire une disparition des formes glaciaires héritées. C'est une des principales limites de la géochronologie morainique : il n'est possible d'interpréter dans le paysage que les extensions glaciaires antérieures d'amplitudes supérieures.

Les moraines peuvent être cimentées par une matrice sablo-limoneuse d'origine fluvio-glaciaire et / ou éolienne. Ces sédiments appelés till / tillite constituent une part importante des dépôts glaciaires. Imperméabilisant les moraines et avec une topographie propice, ces dépôts sont à l'origine de la formation de lacs proglaciaires (Narama *et al*., 2017 ; Daiyrov et Narama, 2021 ; Sakurai *et al*., 2022).

Dans les vallées glaciaires, la présence de blocs plurimétriques anguleux isolés est courante. On parle de bloc erratique (fig. 1.8A ; B). Pensés au début comme une archive de moraine (Coque, 1998), les blocs erratiques ne correspondent pas à une limite du glacier mais sont des témoins de son passage. Les blocs de grande taille nécessitent une forte capacité de charriage, caractéristique des glaciers. Certains, de plusieurs centaines de mètres cube sont régulièrement échantillonnés et datés dans le cadre de géochronologies (Darvill *et al*., 2016 ; Rinterknecht *et al*., 2018 ; Tylmann *et al*., 2019). Il reste important de distinguer ces blocs erratiques de ceux arrivés par apport direct des versants, ou de ceux exhumés par dénudation. L'identification de leur lithologie et de leur abrasion permet de contraindre leur provenance et leur âge de dépôt approximatifs (Akçar *et al*., 2011).

Les variations d'altitude et d'exposition aux rayonnements solaires sont à l'origine de vents locaux importants dans les montagnes d'AC. Ces mouvements de masses d'air sont favorisés par la variation de la réflectivité des milieux et les fortes amplitudes thermiques quotidiennes propres aux environnements de montagne, et renforcés par la continentalité de l'AC. Elles peuvent mener dans la cryosphère à la formation de vents catabatiques à forte capacité abrasive. Les sédiments éoliens issus de cette abrasion sont d'excellents témoins du climat : ce sont les lœss. Ces lœss se retrouvent en marge des espaces englacés et couvrent une large partie des espaces de piémont et plaines d'AC (Forster et Heller, 1994 ; Dodonov, 2002 ; Fitzsimmons *et al*., 2020).

De nombreux processus issus des dynamiques glaciaires sont identifiables et ont été au centre des recherches des géomorphologues (Chenet, 2008 ; Mercier, 1998 ; 2010). Je ne détaille pas ici ces phénomènes de rebonds isostatiques, glissements de terrain post-glaciaires, cônes de déjection… bien que les recherches récentes permettent de les intégrer aux évolutions du climat.

1.2 Le climat en Asie centrale

1.2.1 Climatologie générale en Asie centrale

À l'heure actuelle, les enjeux autour du climat sont considérables. Il convient que j'en exprime une définition. Le climat est la synthèse de séries de données météorologiques réalisées dans un espace défini sur une période de trente ans. Il dépend de l'équilibre énergétique propre à chaque milieu sur Terre, exprimé par le bilan radiatif (en W/m²) (Calisesi *et al.*, 2007 ; Verfaillie, 2014). Dans les milieux froids, les bilans radiatifs les plus élevés mesurés sur le globe étaient situés au Pamir (305 $W.m^{-2}$) (Ohmura et Boettcher, 2018) Ce phénomène est à l'origine d'une forte sublimation de la glace en période de fonte (difficile à quantifier). Le bilan radiatif dépend de trois facteurs principaux : la masse d'atmosphère à traverser par les rayonnements solaires, l'angle d'incidence, et l'albédo (Yue *et al.*, 2023). La différence entre ces variables entraine une répartition inégale de l'énergie à la surface de la Terre, à l'origine des mécanismes de redistribution. Cela se concrétise par l'apparition de flux mécaniques : les courants océaniques et aériens, liés au mouvement de la Terre.

Située entre 35° N et 50° S, la zone d'étude se situe à l'interface entre différentes aires climatiques (Fuchs *et al.*, 2014 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Gribenski *et al.*, 2016 ; 2018 ; Hedrick *et al.*, 2017). L'observation des variations du climat au cours du temps en AC permet de comprendre ses influences climatiques (Abramowski *et al.*, 2006 ; Owen et Dortch, 2014 ; Blomdin *et al.*, 2016). Les Westerlies de moyenne latitude, vents d'Ouest, dominent les transferts de chaleurs et d'humidité (Owen et Dortch, 2014). Des incursions de la ZCIT sont observables dans la partie Sud de la zone d'étude (marges méridionales et orientales du Pamir). Elles se manifestent en particulier en période estivale / automnale (Fuchs et al., 2014 ; Qadamov *et al.*, 2025) et pendant les épisodes positifs de l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) (Chen *et al.*, 2008). Au Nord, l'Altaï et le Tien Shan septentrional subissent des hivers froids et secs mais ensoleillés dûs à la présence de l'Anticyclone Dynamique Sibérien (ADS) (Aizen *et al.*, 1997 ; Mizrabaev *et al.*, 2013 ; Blomdin *et al.*, 2014 ; 2018). À l'inverse, des phases négatives de l'ONA semblent responsables de ces conditions météorologiques.

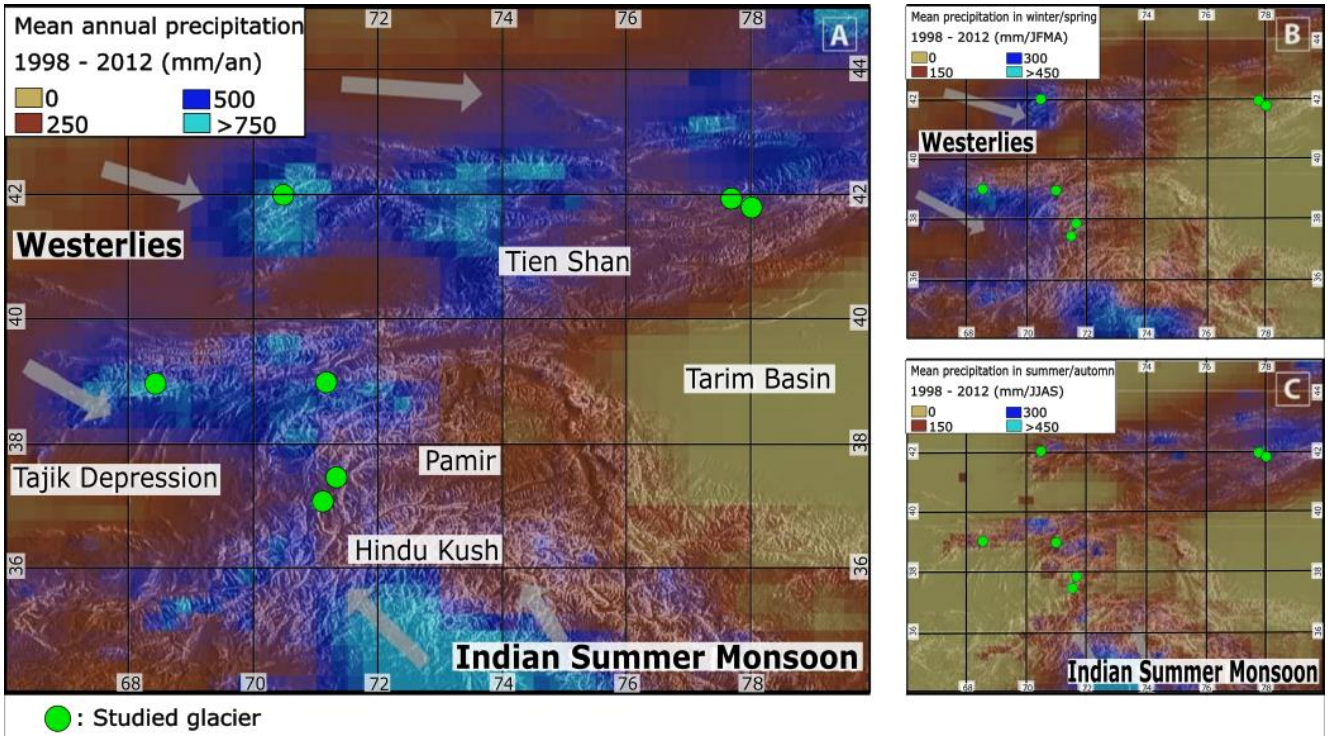


Fig. 1.9 : Précipitations annuelles sur l'amont de l'Asie centrale (A), précipitations hivernales et printanières (B) et précipitations estivales et automnales (C), d'après des données de la mission de mesure des pluies tropicales (TRMM product 3B42 V7 – 1998-2012) modifié d'après Fuchs *et al.*, 2014

Les chaînes de montagne du Tien Shan et du Pamir forment un obstacle orographique source d'un effet de Fœhn (Fuchs *et al.*, 2014 ; Gribenski *et al.*, 2016). Seuls les Westerlies issus de la révolution de la Terre subsistent de part et d'autre de ces chaînes de montagne. En plaine, l'absence de barrière orographique est à l'origine du caractère désertique à aride du climat (fig. 1.9). À l'échelle de la région, la continentalité est forte : les étés sont chauds et secs, et les hivers froids et secs, avec de fortes variations quotidiennes et saisonnières (Akmuradov *et al.*, 2012). Les précipitations sont comprises entre 0 et 100 mm/an dans les déserts du Karakoum et du Kyzylkoum. Dans les espaces de piémont et de montagne, l'aridité est atténuée par l'ascendance orographique des masses d'air (Owen et Dortch, 2014). Les fronts les plus exposés aux Westerlies sont les plus humides : 1 500 mm/an peuvent être enregistrés sur les contreforts occidentaux du Tien Shan et du Gissar ou dans certaines vallées du Nord du Pamir (Savoskul et Solomina, 1996 ; base de données CAIAG). À moyenne et grande échelles dans les massifs de montagne, la distribution des précipitations est fortement influencée par les effets de site. Il peut exister d'importantes différences de répartition des précipitations entre les versants d'une même vallée (Qadamov *et al.*, 2025). Entre différentes vallées, ces différences persistent. La large vallée de l'Alaï entre le Kirghizistan et le Tadjikistan présente un climat semi-aride alors

que les vallées au Nord, à l'Ouest et au Sud sont plus humides (fig. 1.9). Le plateau du Pamir isolé par des barrières orographiques est en marge des principales masses d'air humides en provenance de l'Ouest et du Sud. Moins de 200 mm/an y sont mesurés (Fort, 2004).

Il est important de souligner qu'on dispose de peu de séries de données météorologiques et climatiques en AC, en particulier en milieu de montagne étudié ici. Les stations météorologiques installées durant la colonisation soviétique constituent une source des données abondantes mais elles demeurent pour la plupart manuscrites et sont associées à des biais de mesures non négligeables (vétusteté des instruments de mesures, données reportées par des enfants…).

1.2.2 Les indicateurs de variation du climat en Asie centrale

Un des enjeux majeurs de cette thèse est l'amélioration de la connaissance des climats passés par géochronologie et interprétation géomorphologique de moraines pour alimenter le savoir sur les climats présents et futurs. La géochronologie glaciaire s'inscrit ici en complémentarité des études des lœss, spéléothèmes, carbonates, mollusques, varves ou de cernes d'arbres (Solomina, 1999 ; Chen *et al.*, 2006 ; Cheng *et al.*, 2012 ; Solomina *et al.*, 2015 ; Fitzsimmons *et al.*, 2020 ; Prud'homme *et al.*, 2021). Ensemble, ces disciplines ont mis en exergue l'alternance de périodes climatiques glaciaires et interglaciaires sur Terre et en AC (Cheng *et al.*, 2012). Elles sont encore peu appliquées en AC.

À l'échelle globale, ce sont les études de carottes océaniques qui permettent les recontructions du climat sur le long terme. Avant l'étude de ces carottes océaniques, l'astrophysicien Milutin Milankovitch avait théorisé l'occurrence de cycles en corrélation avec trois paramètres astrophysiques principaux (Milankovicth, 1941). Le premier est la variation de l'inclinaison de l'axe de révolution de la Terre : l'obliquité. Elle varie entre environ 22,5° et 24,5° en fonction de la position des autres astres majeurs du système solaire et joue sur l'amplitude des saisons, avec un cycle estimé à environ 41 000 ans. Au 1er janvier 2022, l'obliquité était de 23,43° (IPCC, 2021). Deuxième paramètre : la précession : l'instabilité de l'axe de rotation, avec une période de retour d'environ 20 000 ans, responsable de l'arrivée des saisons dans l'année de l'ordre de deux semaines tous les milliers d'années. Troisième paramètre : la variation de l'excentricité de l'orbite terrestre de 0,06 à presque 0, qui impacte l'amplitude des saisons avec une cyclicité d'environ 100 000 ans.

Ces paramètres constituaient les principales sources de variations du climat jusqu'à l'intensification des activités humaines (IPCC, 2013 ; 2021). Ils influencent la quantité d'eau solide, liquide et gazeuse sur Terre. La dérive des continents joue également un grand rôle dans la répartition des masses d'eau solide, mais à une échelle de temps géologique (Rose, 2010 ; Kudriavtseva, 2023). L'orogénèse alpine responsable de la surrection des montagnes d'AC est à l'origine de l'aridité accrue connue dans la région depuis le Miocène (entre 23 et 5 ma) (Kudriavtseva, 2023).

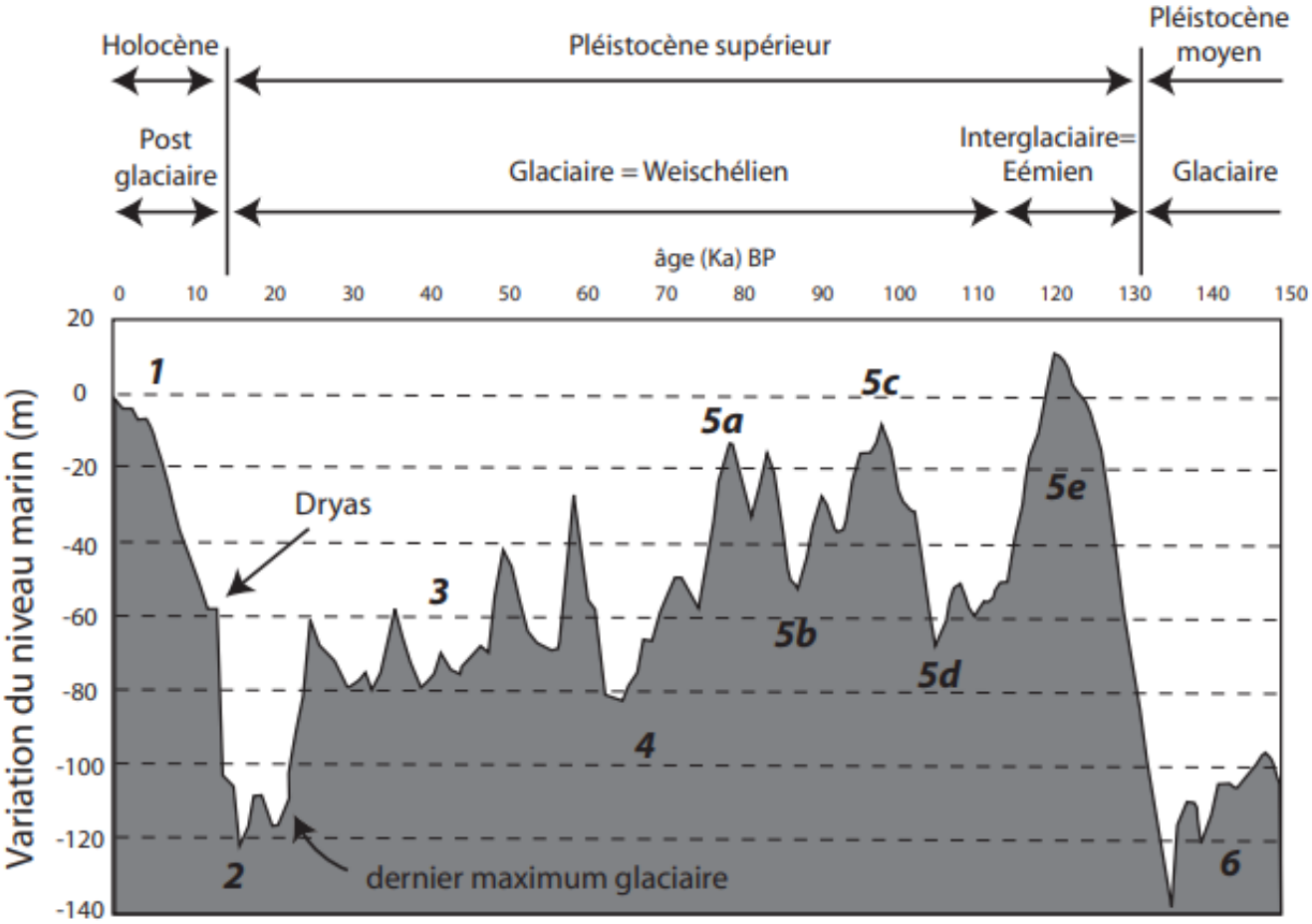


Fig. 1.10 : les stades isotopiques marins (MIS), dans Meunier *et al.*, 2009

Les théories de Milankovitch ont été confirmées lorsqu'on a étudié les fonds océaniques et notamment la variation du rapport entre les isotopes de l'oxygène ^{16}O et ^{18}O contenus dans les foraminifères benthiques. Les premières analyses sur ces isotopes ont été à l'origine de l'appellation de stades isotopiques marins (MIS - *Marine Isotopic Stage* en anglais) conventionnellement utilisés pour diffuser les résultats des recherches en paléoclimatologie

(Imbrie *et al*., 1984 ; 1989 ; 1993) Les stades pairs avaient été pensés pour désigner des périodes glaciaires qui se traduisent par un niveau des océans plus bas (fig. 1.10). Les datations absolues de moraines ont permis de réfuter l'association d'un MIS à une période climatique unie – notamment en AC (Cheng *et al*., 2012 ; Owen et Dortch, 2014 ; Solomina *et al*.., 2015). Les dynamiques régionales d'englacement restent méconnues mais les études montrent qu'elles sont asynchrones (Louknitsky, 1955 ; Aizen *et al*., 1997 ; Koppes *et al*.., 2008 ; Stübner *et al*., 2017 ; 2021). La comparaison des figures 1.11 ; 1.12 et 1.14 nous permet de voir l'occurrence d'extensions glaciaires au cours de MIS pairs et impairs en AC. Le but de cette étude est de poursuivre le travail pour affiner les résultats de ce domaine et mieux comprendre les causes de ces variations.

En aval, des travaux de datations en milieu lœssique donnent de bons indicateurs des conditions climatiques depuis le Cénozoïque ou lors des interglaciaires (Dodonov et Baiguzina, 1995 ; Frechen et Dodonov, 1998 ; Dodonov et Zhou, 2008 ; Fitzsimmons *et al*., 2017 ; 2018 ; Aquino *et al*., 2024). Il apparaît que des épisodes humides et secs ont alterné aussi loin qu'on puisse chercher. Au cours du Cénozoïque, l'oscillation des courants aériens majeurs (Westerlies, ADS et ZCIT) régissait déjà les variations de l'humidité en AC (Prud'homme *et al*., 2021). Le signal interprété dans la cryosphère de glaciations importantes est retrouvé en aval avec des taux d'accumulation lœssique plus faibles dans les piémonts (Aquino *et al*., 2024). Il apparait que des périodes plus chaudes qu'aujourd'hui auraient été majoritaires au cours du Pléistocène inférieur (Aizen *et al*., 1997). Plus récemment, des strates riches en matière organique ont été retrouvées et attribuées au MIS 5a et 5c (~80 ka et ~100 ka) (Frechen et Dodonov, 1998). De longs épisodes arides en AC montrent l'influence de l'ADS et des Westerlies en période glaciaire. Ils alternent avec un climat plus humide porté par des incursions des épisodes de mousson par le Sud associées à la remontée de l'ADS durant les interglaciaires (Abdrakhmatov *et al*., 2011). Takeuchi (*et al*., 2014) confirme la présence de réchauffements au cours du MIS 5 en AC, « périodes aux conditions climatiques similaires à plus douces qu'aujourd'hui ». C'est l'étude d'un forage de la calotte Gregoriev qui lui permet d'arriver à ces conclusions (fig. 1.4).

1.2.3 Les glaciers et le climat

Les recherches ont montré qu'une avancée des fronts glaciaires n'est pas toujours synonyme de refroidissement, ni un retrait d'un réchauffement (Benn et Lehmkuhl, 2000 ; Rupper et Roe, 2008). Si les précipitations s'intensifient lors de la saison d'accumulation, la surface englacée augmentera en proportion avec la lame précipitée (Hoelzle *et al.*, 2019 ; Molden *et al.*, 2022). D'autre part, une migration de la saison des pluies durant la saison d'ablation plutôt que la saison d'accumulation entraine un recul du front du glacier (Fujita, 2008 ; Carr *et al.*, 2010 ; Fujita *et al.*, 2011 ; Hagg *et al.*, 2013 ; Ohmura et Boettcher, 2018 ; Hoelzle *et al.*, 2019). L'observation d'une augmentation ou une diminution de la surface englacée n'est pas synonyme de refroidissement ou de réchauffement du climat, mais d'une variation des paramètres climatiques menant à une augmentation de l'accumulation ou de l'ablation sur le glacier (Leclercq et Oerlemans, 2012).

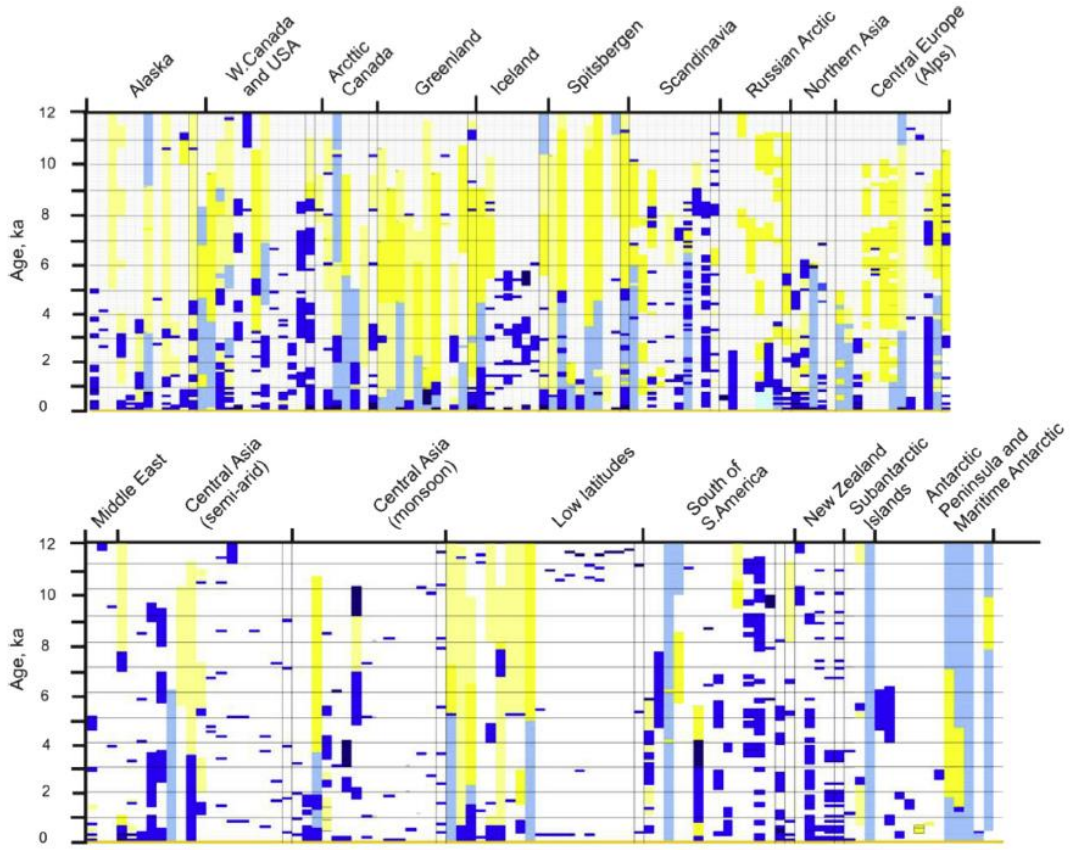


Fig. 1.11 : fluctuations des glaciers au cours de l'Holocène dans le monde, dans Solomina *et al.*, 2015. Jaune : glacier plus petit / similaire à l'actuel. Jaune clair : glacier en récession méconnue. Bleu clair : présence de glacier dans le bassin versant. Bleu : extension glaciaire. Bleu foncé : glacier proche du maximum Holocène. Blanc : pas d'information.

Des modèles simplistes d'estimations des conditions météorologiques moyennes sont produits dès les années 1920 à partir des morphologies des glaciers (Ahlmann, 1924). Le suivi de la LEG sur plusieurs années, ou la reconstruction de cette ligne sur un paléoglacier peuvent être utilisés à ces fins. Bien que plus perfectionnés, Leclercq et Oerlemans mesurent une augmentation des températures globales terrestres de l'ordre de 0,94 ± 0,31 °C entre 1830 et 2000 à l'aide de modèles glaciaires basés sur plus de trois cents sites (Leclercq et Oerlemans, 2012). Ce résultat est validé par l'état des lieux des mesures du GIEC de + 1,1 °C sur la période 1850 – 2000 (IPCC, 2021). L'évolution à petite échelle des glaciers reste majoritairement corrélée aux températures (Leclercq et Oerlemans, 2012).

Olga Solomina compile sur la figure 1.11 les enregistrements glaciaires dans le monde depuis l'Holocène. Deux éléments peuvent être tirés de cette figure : la disparité des comportements observés dans le monde et la marginalité des glaciers d'AC dans les études sur l'Holocène. Aucune reconstruction paléoclimatique n'a été produite à partir des glaciers en AC. L'estimation de LEG locales pourrait apporter un aperçu de la variation des climats locaux. En 2011, l'institut de surveillance mondial des glaciers (WGMS – en anglais *World Glacier Monitoring Service*) observait dans le Pamir oriental des LEG supérieures à 5 000 m, contre 4 200 m et 4 700 m en moyenne respectivement pour le Tien Shan et le Pamir occidental (Fuchs *et al.*, 2013). Plus au Nord, elle était estimée dans le Tien Shan central à 3 600-3 800 m et sur ses contreforts occidentaux autour de 3 200-3 500 m (WGMS, 2011 ; RGI Consortium, 2019). À titre d'ordre de grandeur, elle sont estimées dans les Alpes entre 2500 et 3200 m ; dans le Caucase entre 2 800 et 3 500 m et entre 4 500 et plus de 6 000 m dans les Himalaya.

1.3 Les glaciers et le climat en Asie centrale

1.3.1 L'évolution spatiale des marges glaciaires en Asie centrale

1.3.1.1 Les liens entre les glaciers et le climat en Asie centrale

La réaction des glaciers d'AC aux grands événements climatiques et météorologiques observés est méconnue. Située à l'interface entre plusieurs mécanismes de redistribution atmosphériques importants, l'étude des marges glaciaires constitue un indicateur-clé pour estimer les influences climatiques de ces territoires – principal objectif de recherche de cette thèse.

De nos jours, les travaux qui se basent sur l'étude de la LEG pour des estimations climatiques tendent à établir certaines spécificités de la région par rapport au reste du monde (Ohmura et Boettcher, 2018). Le comportement des glaciers d'AC semble particulièrement influencé par le bilan radiatif et les températures estivales (Bhattachaya *et al*., 2021). L'augmentation des précipitations (annuelles) joue un rôle plus important dans l'accumulation des glaciers que les précipitations hivernales, pourtant seules prises en compte dans les équations de reconstruction climatiques (Ahlmann, 1924 ; Ohmura et Boettcher, 2018), cela s'expliquant par la proportion non-négligeable des précipitations solides estivales. Ces variations s'observent par la disparité des LEG présentées plus haut au sein de la région (Kezhenbaev *et al*., 2017 ; Oien *et al*., 2022). Elles sont à l'origine des comportements asynchrones des glaciers d'AC avec le reste du monde, mis en valeur dans la figure 1.11.

1.3.1.2 Histoire de l'étude des glaciations d'Asie centrale

Pierre Kropotkine voyage dans le Sayan oriental à la fin du xix^{e} siècle. Connu plus tard pour ses écrits anarchistes, il est le premier à apporter une lecture précise du paysage géomorphologique d'AC. Bien que concentrées légèrement plus au Nord que la zone d'étude de cette thèse, ses recherchent le mènent à interpréter des traces de glaciations importantes (Kropotkine, 1876 ; Ivanova *et al*., 2008). Ces observations ont été à la base d'une théorie proche de l'ultra-glacialisme occidental. Elle théorise un large englacement de l'AC et du Nord

de l'Eurasie (Grosswald, 1979 ; 1989 ; Arkhipov, 1998 ; fig. 1.12). Cet englacement aurait entraîné l'augmentation des lacs d'accumulation d'AC (Aral, Balkhach, Caspienne…) et la formation de vastes lacs de barrages glaciaires en Sibérie septentrionale. La présence de ces derniers aurait mené à l'inversion du cours de certains fleuves (fig. 1.12) (Zatoulovsky, 1948). Depuis les années 1990, l'utilisation des datations absolues semble indiquer que l'AC et du Nord ont en effet connu des épisodes d'englacement massif associés à des DMG locaux, mais qu'ils semblent asynchrones (Denton et Hughes, 1981 ; Lehmkuhl, 2012 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; 2018 ; Gribenski *et al.*, 2016 ; 2018). Il ne semble pas que la Sibérie septentrionale ait connu un englacement total au cours de la dernière période glaciaire. L'augmentation de la surface des lacs d'accumulation d'AC est bien confirmée par de nombreuses études (Budviloski, 1993 ; Barr et Clark, 2012 ; Gribenski *et al.*, 2016 ; Kuzucuoğlu et Suzanne Leroy, 2023) (fig. 1.12). La vidange soudaine des vastes lacs proglaciaires septentrionaux a pu être à l'origine d'événements extrêmes (Larsen *et al.*, 2006 ; Arzhannikov *et al.*, 2012 ; 2023). La présence de vastes calottes couvrant l'ensemble du Pamir et du Tien Shan au cours du DMG furent discutées. Encore une fois, les datations absolues ont permis de réviser les théories des ultra-glacialistes à la baisse.

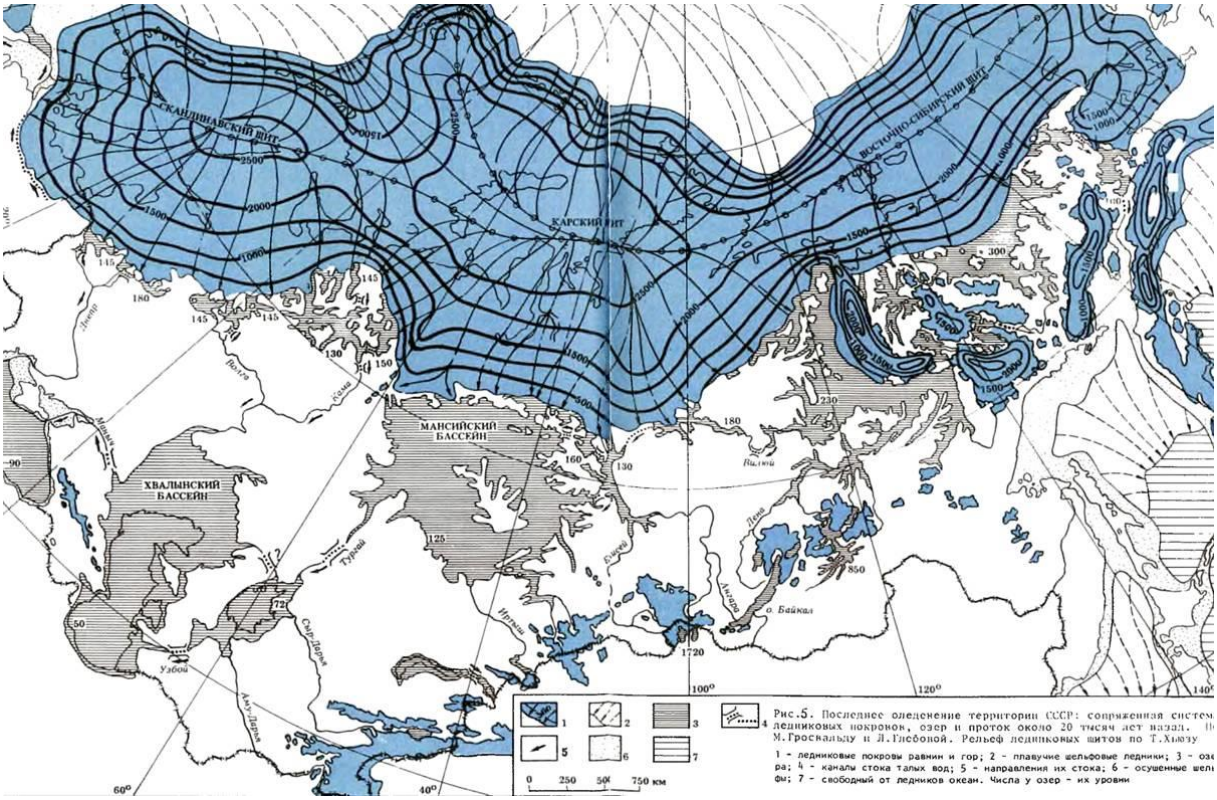


Fig. 1.12 : englacements de l'Asie centrale et du Nord au cours du dernier maximum glaciaire selon le géomorphologue soviétique Grosswald (1989)

1.3.1.3 Géochronologies glaciaires en Asie centrale

Au xx^{e} siècle, les recherches qui mobilisent la géomorphologie et proposent des géochronologies glaciaires appliquées à l'AC sont rares (Grosswald, 1989 ; 1998). Les diverses tentatives de production d'âges basées sur des géochronologies relatives ont été réfutées (Saks *et al*., 2024). Les théories actuelles sont apparues avec la démocratisation des datations absolues dans les années 2000 et s'appuyent sur des données quantitatives : des âges d'exposition (Abramowski *et al*., 2006 ; Koppes *et al*., 2008).

Les plus anciennes traces de glaciation par lecture de séries morainiques en AC sont attribuées aux MIS 12 à 6, issues de la pénultième période glaciaire (Seong *et al*., 2009 ; Hedrick *et al*., 2017 ; Stübner *et al*., 2021). Leur chronologie précise est difficile à interpréter. Ces extensions correspondent à des systèmes glaciaires de plusieurs centaines de kilomètres pour lesquels les paléo-glaciologues estiment les LEG environ 1 km plus bas que l'actuelle (Agakhaniants *et al*., 1981 ; Grosswald *et al*., 1989). Les nombreux travaux de Konstanze Stübner et son équipe (2017 ; 2021 ; 2024) tendent à montrer trois principales périodes d'englacement majeur du massif du Pamir depuis le Pléistocène moyen (au cours du MIS 12 : 475-425 ka ; du MIS 10 : 375-340 ka et du MIS 8 : 300-240 ka). Les glaciers du Pamir (alors calottes) subissent un gradient d'humidité Ouest-Est lié au Westerlies (Stübner *et al*., 2024). En compilant les interprétations des différentes études géomorphologiques, il semble que les fronts des glaciers aient atteint des altitudes minimales de 2 500 à 4 300 m suivant ce gradient Ouest-Est (Ehlers, Gibbard et Hughes, 2011 ; Owen *et al*., 2012 ; Röhringer *et al*., 2012 ; Stübner *et al*., 2017 ; 2021 ; 2024). Au moins une extension légèrement antérieure des glaciers est détectée asynchrone à l'Est du Pamir chinois (vallée de Tachkourgan) (Owen *et al*., 2012 ; Xu *et al*., 2013 ; Hedrick *et al*., 2017). Les dynamiques géomorphologiques structurelles et superficielles ont fortement altéré la topographie depuis. La calibration des résultats est difficile mêlant rebond isostatique, surrection tectonique, dénudation et météorisation des surfaces, autant de processus méconnus (Fuchs *et al*., 2013 ; 2014).

Il n'existe aucune donnée de géochronologie glaciaire concernant la partie occidentale des massifs d'AC au cours du Pléistocène inférieur et moyen.

Dans le Tien Shan, seuls des blocs isolés du piémont septentrional du Terskey Ala-Tau (rive Sud du lac Issyk) révèlent des traces d'une extension des glaciers au cours du Pléistocène moyen (Kopppes *et al*., 2008). Ils correspondraient à une migration vers l'aval de la THAR LEG de plus de 600 m au cours du MIS 5 à 6.

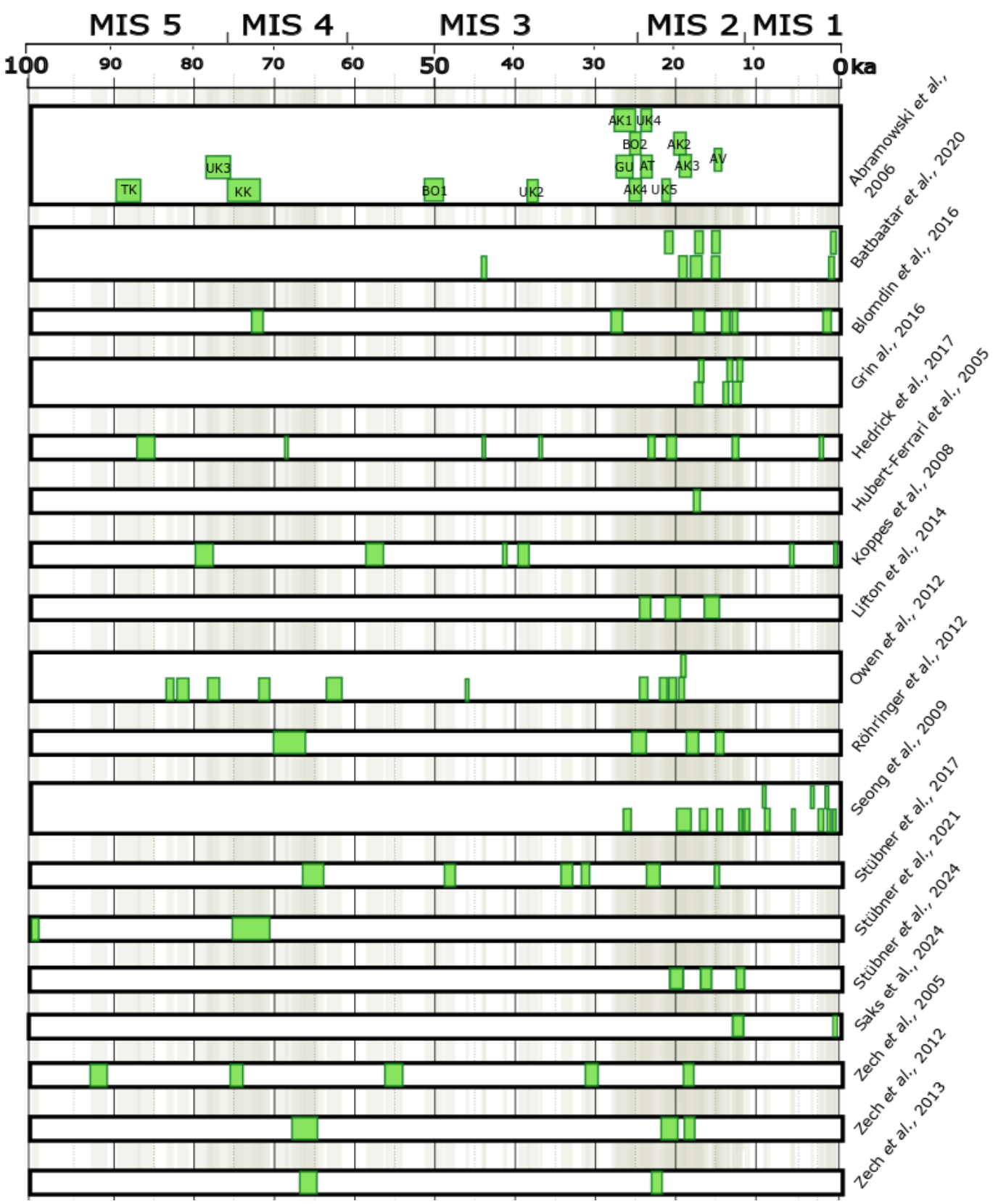


Fig. 1.13 : compilation des géochronologies glaciaires réalisées en Asie centrale à l'aide des NCT dans les le Tien Shan central et occidental, le Pamir oriental et occidental et le massif de Gissar (2025). Les résultats ont été calibrés selon le modèle *Lm* où les figurés verts représentent les résultats avec leurs erreurs externes (-1,5 σ ; +1,5 σ où σ est l'écart-type de la disctribution)

Les recherches de géochronologie glaciaire en AC ont essentiellement été portées sur la définition du DMG local au cours de la dernière période glaciaire (Abramowski *et al.*, 2006 ; Koppes *et al.*, 2008 ; Röhringer *et al.*, 2012 ; Zech *et al.*, 2013). Les résultats ont révélé plusieurs dynamiques d'extensions majeures des glaciers au cours du Pléistocène supérieur (entre 126 – 11,8 ka, aussi appelé Tarantien) (Abramowski *et al.*, 2006 ; Koppes *et al.*, 2008 ; Li *et al.*, 2016a ; b ; Stübner *et al.*, 2017 ; 2021 ; Batbaatar *et al.*, 2020). Il semble qu'à l'échelle de l'AC les DMG du Pléistocène supérieur aient été asynchrones, bien que certains secteurs partagent des dynamiques communes. Des compilations de données sont régulièrement proposées, la figure 1.13 en présente une à jour calibrée selon les variables retenues pour l'expression des résultats de cette étude (2025).

Alors que le reste du monde semble et en particulier l'Europe semblent avoir enregistré sous influence des Westerlies un DMG remarquable au cours du MIS 2, l'AC semble avoir connu une extension des glaciers asynchrone au cours des MIS 2 ; 3 et 4, et un DMG autour du MIS 4 selon les massifs montagneux (fig. 1.13) (Abramowski *et al.*, 2006 ; Koppes *et al.*, 2008 ; Kong *et al.*, 2009 ; Röhringer *et al.*, 2012 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Stübner *et al.*, 2021 ; 2024 ; Saks *et al.*, 2024). L'absence de moraine intermédiaire laisse penser que les glaciers sont restés contraints dans les vallées depuis le MIS 4 (Fuchs *et al.*, 2013 ; Owen et Dortch, 2014 ; Chen *et al.*, 2015). Des dynamiques d'extensions des fronts glaciaires synchrones se dégagent autour de 40 et 60 ka (Abramowski *et al.*, 2006 ; Röhringer *et al.*, 2012 ; Zech *et al.*, 2013). Blomdin (*et al.* 2016) en interprète de 28 à 15 ka dans le Tien Shan central. Ces résultats s'accordent pour montrer une période d'avancée des fronts glaciaires de 17 à 15 ka (Abramowski *et al.*, 2006 ; Kong *et al.*, 2009 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Grin *et al.*, 2016) . Les glaciers du Pamir semblent avoir connu leur dernière expansion majeure plus tardivement, autour de 13 à 11 ka (Seong *et al.*, 2009 ; Stübner *et al.*, 2017 ; 2021). Ce signal est confirmé par une dynamique similaire des glaciers plus au Sud qui suggère leur lien avec des épisodes de mousson (Cheng *et al.*, 2020 ; Jomelli *et al.*, 2022 ; 2023).

Compte-tenu des interprétations divergentes, des imprécisions et du manque de données, il est encore hasardeux d'établir des corrélations entre les dynamiques des glaciers d'AC et de ceux à l'Ouest (Alpes, Anatolie, Caucase), au Sud (Himalaya, Karakoram, Indu Kush), à l'Est (Tien Shan, Kunlun, Tibet) ou au Nord (Sayan, Altaï, Verkoyantsk…) au cours de cette période.

1.3.2 Les évolutions des glaciers au cours de l'Holocène en Asie centrale

Les recherches sur les fluctuations Holocène des glaciers ont récemment débuté en AC et sont peu nombreuses (Seong *et al*., 2009 ; Blomdin *et al*., 2016 ; Gribenski *et al*., 2016 ; Hedrick *et al*., 2017 ; Li et Fu, 2019). Elles mobilisent plusieurs méthodes, que ce soit par stratigraphie ou par géochronologie à l'aide de différentes NCT (Dyurgerov et Chaohai, 1994 ; Bondarev *et al*., 1997 ; Cheng *et al*., 2012, Seong *et al*., 2009). Les datations des moraines semblent mettre en évidence un réchauffement brusque à l'orée de l'Holocène (Abramowski *et al*., 2006 ; Takeuchi *et al*., 2014 ; Blomdin *et al*., 2016 ; Grin *et al*., 2016 ; Batabaatar *et al*., 2020). Il se serait traduit par une décrue généralisée à l'échelle de la région post-Dryas récent entre 12 et 8,5 ka. Des recherches réalisées dans les dépôts lacustres d'Issykul à proximité avec les glaciers confirment cette dynamique dans le Tien Shan central (Giralt *et al*., 2004 ; Leroy et Giralt, 2021 ; Leroy *et al*., 2021). De même, l'occupation de la haute vallée de l'Alaï (>2 500 m) par des humains à cette période suggère des conditions climatiques clémentes (Schnaider *et al*., 2018).

Par la suite, des dynamiques d'extensions discontinues des glaciers ont été observées au cours de l'Holocène en AC. Une première dynamique est interprétée en réponse à la rupture des grands lacs proglaciaires Nord-Américains qui ont perturbé les courants océaniques Nord-Atlantique autour de 8,2 ka ; Seong *et al*., 2009 ; Becker *et al*., 2020). Il semble qu'un refroidissement néoglacial aurait entrainé une réponse discontinue des glaciers entre 6 ka et 1 ka (Solomina, 1999 ; 2015 ; Narama, 2002 ; Koppes *et al*., 2008 ; Solomina *et al*., 2015 ; Blomdin *et al*., 2016 ; Li et Fu, 2019 ; Batbaatar *et al*., 2020). Ce signal d'extension des surfaces englacées est clair dans l'Altaï russe au Nord-Est de ma zone d'étude (Blomdin *et al*., 2014 ; 2018 ; Gribenski *et al*., 2016). Cependant, le manque de travaux n'a pas permis d'identifier clairement cette dynamique dans la zone d'étude. Elle est brouillée entre les avancées antérieures et celles du PAG. Narama (2002) parvient néanmoins à identifier une avancée du glacier Raigorodskogo (massif du Gissar-Alaï / Pamir-Alaï – Sud-Ouest de ma zone d'étude) légèrement postérieure, à l'orée du Moyen Âge (il y a 1 550 a).

Les figures 1.11 et 1.13 illustrent les données éparses qui existent en AC. Seuls les espaces inhabités des îles subantarctiques et des basses latitudes demeurent encore moins étudiées (Solomina *et al*., 2015 ; 2016). Il m'a paru d'autant plus pertinent de concentrer les recherchers sur ces périodes récentes.

1.3.3 Le Petit Âge Glaciaire en Asie Centrale

En AC, différentes méthodes ont été utilisées pour identifier les dépôts glaciaires du PAG : lichénométrie, dendrochronologie, chronostratigraphie, et plus récemment grâce à l'augmentation de la précision des instruments de mesures à l'aide des NCT (Savoskul et Solomina, 1996 ; Koppes *et al*., 2008 ; Seong *et al*., 2009). La faible quantité de travaux et le manque de calibration confèrent un aspect exploratoire aux résultats interprétés (Savoskul et Solomina, 1996 ; Koppes *et al*., 2008). Olga Solomina de l'institut de géographie de Moscou produit à la fin des années 1990 l'étude qui semble la plus fiable en croisant les documents d'archives avec des datations en lichénométrie et en dendrochronologie, qu'elle complète par des séquences datées au radiocarbone (Savoskul et Solomina, 1996 ; Solomina 1999 ; 2000). Les résultats semblent montrer une avancée généralisée des glaciers d'AC au cours du dernier millénaire. Elle mesure une dernière avancée entre 270 a AP et 120 a AP sur la partie septentrionale de ma zone d'étude (Savoskul et Solomina, 1996). Les moraines datées attestent de dépôts environ un kilomètre en aval des fronts glaciaires actuels. Il est à souligner qu'une incertitude forte persiste sur les âges calculés, non calibrés.

Le Tien Shan central et oriental semble avoir été marqué par des variations du climat suffisantes pour avoir entrainé une extension de la surface englacée entre 600 et 50 a (Xu *et al*., 2010 ; Li *et al*., 2014 ; 2016a ; b ; 2017). Ce signal est confirmé légèrement plus au Sud par Seong (*et al*., 2009). Plus à l'Ouest et au Sud, les résultats corroborent des périodes d'avancées successives des fronts glaciaires au cours du dernier millénaire sans dégager de tendance (Koppes *et al*., 2008 ; Blomdin *et al*., 2016 ; Li *et al*., 2016 ; Batbaatar *et al*., 2020). Des moraines ont été datées entre 250 et 600 a et se mélangent avec des dépôts de la période du Néoglaciaire (Koppes *et al*., 2008 ; Li *et al*., 2016b ; Li et Fu, 2019 ; Blomdin *et al*., 2016). Plus à l'Est, les datations ciblées sur des dépôts du PAG proposent l'existence de plusieurs oscillations de la surface englacée entre 550 et 50 a (Xu *et al*., 2010 ; Li *et al*., 2016a). Dans le Pamir-Alaï, les datations confirment l'avancée des fronts glaciaires au cours du PAG jusqu'il y a 320 a selon les lieux d'étude (Narama, 2002). La datation de moraines attribuées au PAG sur le glacier Abramov 100 m plus bas confirment cette tendance jusqu'à 270 a (Saks *et al*., 2024).

De manière générale sur la période PAG, les datations à l'aide des NCT fournissent un signal trouble contraint à des incertitudes élevées (Gosse et Philips, 2001, Hagg *et al*., 2004 ;

Nishiizumi *et al.*, 2007 ; Li *et al.*, 2016a ; b ; Treichler *et al.*, 2019). L'occurrence élevée de valeurs aberrantes dans les séries de datations peut aussi suggérer le remaniement de sédiments : des dépôts successifs perturbent les hypothèses de travail de Y. Li (*et al.*, 2016) dans des dépôts géomorphologiques clairs.

Olga Solomina relève également que les fronts de nombreux glaciers ont continué de migrer vers l'aval au début du xx^{e} siècle et que d'autres – à titre exceptionnel pour les plus gros d'entre eux – étaient dans un état proche de l'équilibre à l'orée du xxi^{e} siècle (Solomina, 2004 ; Kriegel *et al.*, 2013). Certains glaciers du Pamir central, des contreforts du Kunlun (à l'Est) et du Karakoram (au Sud) sont encore mesurés avec un bilan de masse nul à positif (Li *et al.*, 2023). Il s'agit des rares glaciers observant cette dynamique sur le globe. Ce phénomène encore inexpliqué est appelé anomalie du Karakoram (Farinotti *et al.*, 2020 ; Li *et al.*, 2023) Exceptés ces quelques exemples, la très grande majorité des fronts des glaciers d'AC sont situés en amont des moraines les plus récentes. C'est une illustration du dérèglement climatique en accord avec la diminution généralisée de la surface englacée observée au cours des dernières décennies (Aizen *et al.*, 1997 ; 2006). Ce sujet mobilise de nombreuses recherches qui s'accordent à montrer une fonte des glaciers. Cette fonte s'accélère sur les secteurs observés dans cette étude (Aizen *et al.*, 2006 ; Usubaliev *et al.*, 2007 ; Petrakov *et al.*, 2016).

1.3.4 Le réchauffement actuel et la diminution de la surface englacée en AC

Les nouveaux outils de surveillance des glaciers permettent une multiplication des études sur la période récente (1990-actuelle, les archives photographiques permettant de remonter jusqu'à 1950 voire avant). De nombreux travaux mobilisent des imageries aériennes et satellite pour produire des reconstructions de BM (Barandun *et al.*, 2015 ; 2021), d'évolution de la surface des glaciers (Millan *et al.*, 2022), ou simplement d'observation de leur front (Aizen *et al.*, 1996 ; 2006 ; Bolch *et al.*, 2021).

Malgré des comportements diverses des glaciers qui questionnent (Farinotti *et al.*, 2020), l'impact actuel des sociétés sur le climat devrait enfin proposer une tendance régionale propre à l'AC. Les stations météorologiques enregistrent une augmentation brutale des températures depuis plus d'un siècle à l'échelle du globe, augmentation qui s'accentue aux cours des dernières décennies (Lemke *et al.* 2007, dans IPCC, 2007 ; Akmadurov *et al.*, 2012). Les données des températures moyennes enregistrées dans les ex-Républiques soviétiques d'AC

indiquent un réchauffement supérieur à la moyenne mondiale d'environ +1,7 °C en moyenne en 50 ans (Akmadurov *et al.*, 2012). Cette augmentation des températures a un effet direct sur les glaciers.

Fig. 1.14 : Signalétique ludique mise en place à proximité du glacier Suek, Kirghizistan. Elle est titrée : « Préservation de notre futur : observation des glaciers » et siglée par les principaux acteurs : l'institut CAIAG, l'institut d'hydrométrie kirghize et l'université de Fribourg, Suisse ; G. Béra, 19/06/2025, orientation S, alt. 3900 m

Sur la période 1943-1977, puis 1977-2003, Aizen (*et al.*, 2006) mesure une diminution de la surface englacée de respectivement 5 % puis 10 % dans le Tien Shan central et occidental. Il y interprète une élévation de 20 m de la LEG et insiste sur la tendance régionale de l'accélération de la fonte. Plus au Sud, peu d'études de suivi de terrain ont été conduites (Moldobekov et al., 2018). Pour pallier ce manque, des collaborations internationales ont été à l'initiative de la formation de l'institut CAIAG au Kirghizistan ; la République du Tadjikistan a récemment créé (2019) un institut dédié à la surveillance des plus de 10 000 glaciers présents sur le territoire national. Le programme CICADA de l'université de Fribourg (Suisse - 2017-2021, continué sous le sigle CROMO-ADAPT sur la période 2022-2025) a été mis en place pour restaurer la surveillance de glaciers abandonnée après la chute de l'URSS (Hoelzle *et al.*, 2019). Certains

glaciers comme Goloubine, Suek occidental (Kirghizistan) Tuyuk-suu (Kazakhstan) ou Barkrak (Ouzbékistan) concentrent les recherches de ces programmes (Barandun *et al.*, 2015 ; 2020 ; Kapista *et al.*, 2020 ; Azisov *et al.*, 2022). Ils font par la même occasion l'objet de campagnes de sensibilisation vis-à-vis du public (fig. 1.14).

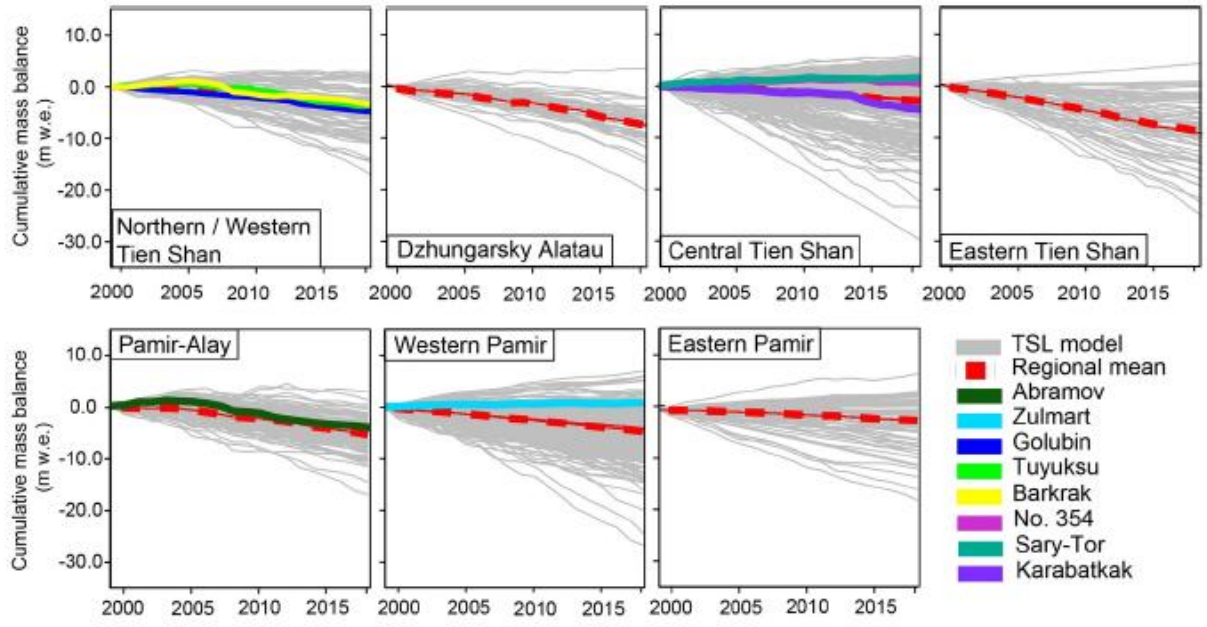


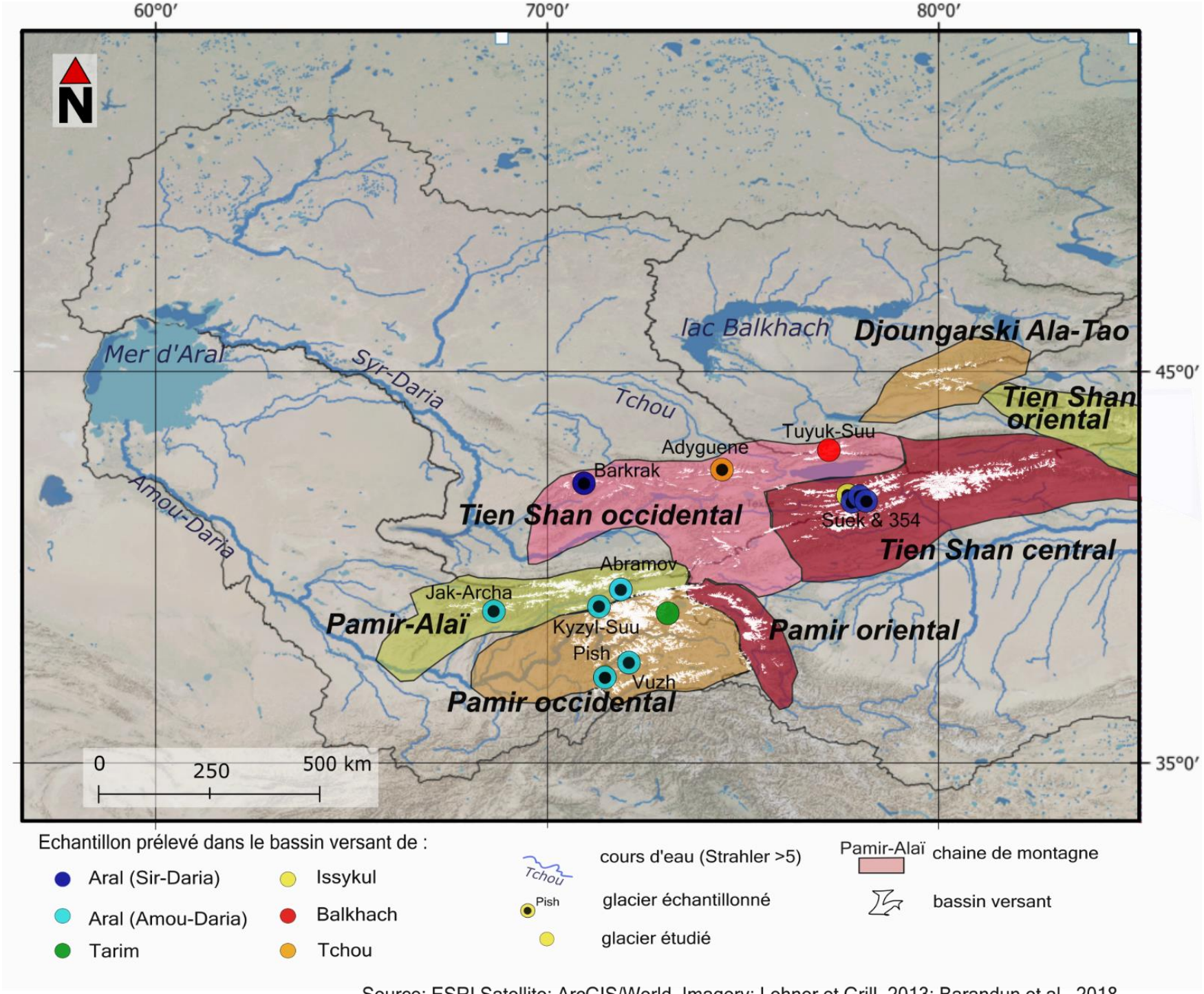
Fig. 1.15 : Bilan de masse cumulé des glaciers mondiaux et suivis par CICADA par ensemble régional, dans Van Tricht *et al.*, à paraître

Les observations montrent un dérèglement récent de la répartition des précipitations au cours de l'année. Les stations météorologiques Tien Shan (Kirghizistan) et Pamirsky Post (Tadjikistan) ont enregistré une augmentation de la proportion de précipitations liquides à proximité des glaciers (Rodda *et al.*, 2019). Les précipitations ont davantage lieu sous forme liquide et durant la saison estivale (Barandun *et al.*, 2021 ; 2023). Ce phénomène est couplé à une augmentation rapide des températures estivales. Aussi, la très grande majorité des glaciers d'AC enregistre ainsi un bilan de masse négatif (fig. 1.15), tendance qui devrait s'accentuer (Brun *et al.*, 2019 ; Barandun *et al.*, 2020 ; Van Tricht *et al.*, 2021 ; à paraître).

*

Ce premier chapitre a montré que l'étude des glaciers est un moyen pertinent pour la compréhension des systèmes climatiques hérités, présents et peut aider à la compréhension de systèmes climatiques futurs. Les glaciers sont réactifs au climat. La lecture géomorphologique du paysage permet l'identification de marqueurs issus des paléoglaciers. L'identification de ces marqueurs représente ainsi un indicateur des variations des climats passés. Les dépôts glaciaires et en particulier les moraines constituent les principaux repères pour les géomorphologues en milieu glaciaire. Elles ont commencé à être datées à la fin des années 1990 en AC. La multiplication des datations à l'aide des NCT au début des années 2000 a permis d'identifier un DMG en AC entre les MIS 4 à 6 et a montré que des avancées asynchrones sont enregistrées durant le Pléistocène supérieur (MIS 2 à 4). Le comportement des glaciers qui semble corrélé à ceux d'Europe confirme l'emprise des Westerlies sur le climat aride à semi-aride d'AC. Des épisodes plus chauds et une migration de la saison humide vers celle de la ZCIT semblent à l'origine de fonte des glaciers.

Dans le contexte de dérèglement climatique, les dynamiques glaciaires d'AC restent méconnues de l'Holocène à la période actuelle. Les progrès récents dans les techniques de datations m'ont permis de concentrer mes recherches sur la période la plus récente des fluctuations glaciaires, pour laquelle on dispose de moins de données.



Source: ESRI Satellite; ArcGIS/World_Imagery; Lehner et Grill, 2013; Barandun et al., 2018

Chapitre 2 - Présentation de la zone d'étude

Dans ce chapitre, je présente l'AC pour familiariser le lecteur avec les territoires étudiés. J'adopte une vision géomorphologique dans une perspective de changements climatiques sur le long terme et d'étude approfondie des glaciers. L'échelle des bassins versants semble pertienente pour une telle étude. Cette approche permet de revenir sur les limites de la notion de bassins versants et sur les dynamiques géomorphologiques structurelles qui les composent (en terme de tectonique et d'évolution des reliefs). Cette approche induit une composante géographique majeure d'habitation des espaces par les sociétés humaines qui ont composé leur ancrage territorial en fonction de la disponibilité et de l'accès à la ressource en eau. Comme ce cette étude s'inscrit dans une vision sur le long terme, je commence par présenter l'histoire géologique de la région et les dynamiques géomorphologiques structurelles qu'elle induit (2.1.1). Ensuite, une appréhension à petite échelle de ces bassins versants met en exergue l'imbrication des enjeux actuels et leurs liens avec les changements climatiques du Quaternaire (2.1.2). Enfin, je me concentre sur le corpus des zones d'études retenues pour un approfondissement à grande échelle des recherches (2.2).

Fig. 2.1 (page de gauche) : Sites d'échantillonnage prévus au début de ma thèse (cercle coloré), et effectifs après deux campagnes d'échantillonnage (2019 et 2021 : point noir). Les grands ensembles montagneux sont ceux présentés dans Barandun et Pohl, 2023. Approximatifs, ils correspondent à la diversité des études sur la région et traduisent sa marginalité dans la littérature scientifique internationale. La mer d'Aral est représentée en 1970 (bleu clair) et actuelle (bleu foncé). Les cours d'eau sont non pérennes en aval et n'atteignent pas toujours les bassins d'accumulation.

2.1 Des territoires endoréiques caractérisés par leur continentalité et leur aridité

La zone d'étude de cette thèse se concentre sur les ex-Républiques soviétiques d'AC : le Kazakhstan, le Kirghizistan, l'Ouzbékistan et le Tadjikistan. Des parties du Turkménistan et de l'Afghanistan drainées par l'Amou-Daria sont marginalement concernées par ces recherches (aucune donnée ne provient de ces pays). À l'inverse, des parties orientales des territoires du Kirghizistan et du Tadjikistann, parts du bassin versant du Tarim, ne sont pas directement considérées dans la zone d'étude (fig. 2.1 ; 7.3).

L'Ouzbékistan est l'unique pays à partager la totalité de ses frontières avec des États qui n'ont pas d'accès à l'océan. Près d'un million de kilomètres carrés (1 m km²) sont couverts par des ergs en expension. Le désert colonise les environnements avoisinants et atteint les steppes vers l'Ouest et le Nord (Reclus, 1905 ; Boutquin, 1910 ; Cariou, 2015). Les steppes constituent le principal biome d'AC. Elles couvrent environ 2 m km²; plus des trois quarts de la surface du Kazakhstan. Les fleuves endoréiques oscillent dans les étendues planes de la dépression de Turan. À leur marge, ils prennent la forme d'oasis. Le climat de l'AC a pu être différent avant l'apparition des barrières orographiques. À présent, elles contraignent les Westerlies humides à des événements précipitants par effet de Fœhn. Le Kirghizistan, le Tadjikistan, l'extrémité Sud du Kazakhstan et le Nord de l'Afghanistan, montagneux, concentrent presque toutes les précipitations au sein des bassins versants étudiés. Environ 70 % du débit de l'Amou-Daria et de la Syr-Daria étaient issus de la fonte de la neige et de la glace, bien que la part tende à diminuer (Sorg *et al.*, 2012 ; Armstrong *et al.*, 2018). Les populations des plaines et des piémonts en bénéficient au printemps et en été. Des frontières nationales issues des colonisations des territoires traversent ces cours d'eau (Evans, 2004). Dans la vallée de la Ferghana, la Syr-Daria traverse quatre frontières entre trois États sur 300 km. La Piandj/Amou-Daria matérialise la limite administrative entre Tadjikistan et Afghanistan, puis entre Ouzbékistan et Turkménistan. Ces barrières artificielles entre les territoires enclavés de l'amont et ceux de l'aval nuisent à une pratique consciente des rivières et des canaux. Les enjeux autour de la gestion de l'eau sont à l'origine de conflits meurtriers et d'exode de populations (Janusz-Pawletta et Gubaidullina, 2015).

2.1.1 Un espace continental et enclavé

2.1.1.1 Une continentalité récente à l'échelle géologique

L'installation des sociétés en AC repose essentiellement sur la présence des chaines de montagne du Tien Shan et du Pamir qui ont pérennisé l'eau dans la région. Les écoulements suivent l'orientation structurale Est-Ouest formée par les reliefs. Cette direction générale est induite par la subduction de la plaque eurasienne sur la plaque indienne qui migre à la vitesse d'environ 40 mm/an vers le NNE (Al Ashkar Abeer, 2015). Ce phénomène de convergence himalayenne (Fort, 2013) est à l'origine des déformations intercontinentales sur > 3 000 km (Laborde *et al*., 2019). Elle explique les dynamiques actives actuelles du Tien Shan, Pamir, Kunlun, Tibet, Himalaya et autres systèmes montagneux locaux (Rizza *et al*., 2019).

La formation des reliefs aurait démarré au cours du Cambrien (il y a 500 Ma) par la fermeture progressive de plusieurs paléo-océans (Burtman, 1975 ; Gao *et al*., 1998). Des traces d'archipels volcaniques ont été retrouvées dans l'actuelle partie centrale du Tien Shan, apparus au milieu d'un océan « éphémère », le paléo-Téthys (Graveleau, 2008). Les dynamiques tectoniques se seraient réactivées depuis le Cénozoïque avec l'orogénèse hercynienne, depuis environ 60 Ma (Vinnitchenko et Tadjibekov, 2010 ; Laborde *et al*., 2019). L'océan Téthys a été absorbé par la convergence des plaques indienne et arabique vers la plaque eurasiatique (Macaulay et al., 2014 ; Yang, 2014). Sa fermeture totale aurait eu lieu lors de la collision de l'Inde et de l'Eurasie, il y a environ 30 Ma (Fournier, 2009). Le niveau du paléo-lac Téthys aurait fluctué depuis, jusqu'aux grands lacs actuels (2.1.2.2). Une histoire de l'évoution plus détaillée et sans controverses reste à attendre des discussions futures entre les tectonicien.nes (Gao *et al*., 2008).

Les recherches récentes ont mis en exergue que l'AC est composée de plusieurs entités qui réagissent différemment à la déformation intercontinentale. Ces sous-ensembles sont composés de blocs de croûte terrestre et océanique stables. Ils résistent aux fortes pressions de la convergence himalayenne absorbées par les montagnes du Pamir et du Tien Shan. Les résidus sont différés aux espaces où le moho est plus fin et plus vulnérable aux dynamiques de pressions tectoniques (Liang *et al*., 2020). Le bouclier kazakh compose ainsi les contreforts au Nord du Tien Shan. Il fait face au Sud-Ouest à la microplaque de Turan (Jayboyedoff *et al*., 2005). Cette

dernière subit des déformations marginales de la collision indienne au niveau de la dépression tadjike. À l'Est, le bassin du Tarim semble être constitué de sa propre plaque (Graveleau, 2008).

En conséquence, de nombreuses failles actives sont observées dans les montagnes et les piémonts d'AC. Le bassin du Tarim, entraîné par la collision de la plaque indienne, semble converger vers la plateforme kazakhe à la vitesse de 22 mm/an. 6 à 7 mm/an sont mesurés dans le Tien Shan au niveau de la limite entre le bouclier kazakh et la plateforme du Tarim (Hubert-Ferrari *et al.*, 2005 ; Graveleau, 2008). La convergence est encaissée jusqu'au Nord de ma zone d'étude dans l'Altaï (Dorbath et al., 2008). Ces espaces sont soumis à de fortes pressions qui sont à l'origine de séismes puissants (Hubert-Ferrari *et al.*, 2005 ; Dorbath *et al.*, 2008). Les capitales régionales ont été plusieurs fois rasées : Almaty en 1885 ; 1887 ; 1889, 1911 et 1938, Tachkent en 1946 ; 1966, Douchanbé en 1907… (Delvaux *et al.*, 2001 ; Abdrakhmatov *et al.*, 2015 ; Korzhenkov *et al.*, 2018). À l'Ouest du Tien Shan, la faille Talas-Ferghana cisaille le Kirghizistan suivant une orientation NO – SE. D'abord considérée comme une méga-faille de plusieurs centaines de kilomètres, il semble qu'elle soit active par segments (Rizza et al., à paraitre). Lors d'événements sismiques, les surfaces de ruptures (plurimétriques) ne couvrent pas l'entièreté de la faille et se limitent à certaines parties (Rizza *et al.*, 2019). Les nombreux travaux à l'échelle de la région demeurent exploratoires. Les failles cartographiées n'absorbent pas la totalité de la convergence himalayenne.

2.1.1.2 Des lithologies du Paléozoïque aux dépôts du Quaternaire

Les fleuves et vents ont garanti le transport efficace des sédiments en AC. Les dynamiques actives en amont sont responsables de la présence accrue de sédiments du Quaternaire en AC (fig. 2.2) (Sidorov, 1979). Les reliefs témoignent par leurs lithologies de leurs histoires longues et de dynamiques tectoniques diverses. Des strates sédimentaires marines du paléo-océan Téthys sont retrouvées dans le Pamir central ou dans la chaîne du Zéravchan (Tadjikistan ; fig. 2.2) (Beloussov, 1976 ; Rembe *et al.*, 2021). Les dynamiques tectoniques locales ont été à l'origine de métamorphismes marqués. Des grès, des schistes et des dolomies sont couramment trouvés en surface (Xu *et al.*, 2023). Cherchant du quartz pour les datations au Be-10, j'ai moins pratiqué ces espaces. Je les ai tout de même rencontrés autour des glaciers Suek, Barkrak et dans la région du lac Sarez.

Les roches ignées qui m'intéressent davantage dans ma pratique du terrain composent une grande partie des montagnes d'AC, bien que discontinues (Kuhtukov et Vinnichenko, 1977). Certaines sont formées au cours du Cambrien, issues de la cristallisation lente de poches de

magma ascendantes (Xu *et al.*, 2023). La majorité des granitoïdes retrouvés sur les sites de Barkrak, du glacier n°354, ou de Vuzh résultent de ce plutonisme (Graveleau, 2008). Ils sont composés de cristaux larges visibles à l'œil nu. Des gneiss plus chargés en magnétites sont répandus. Ils sont observés en surface des contreforts du Pamir occidental et central dans un dôme continu Est-Ouest (Stübner *et al.*, 2013 ; 2021 ; Rembe *et al.*, 2022a ; b).

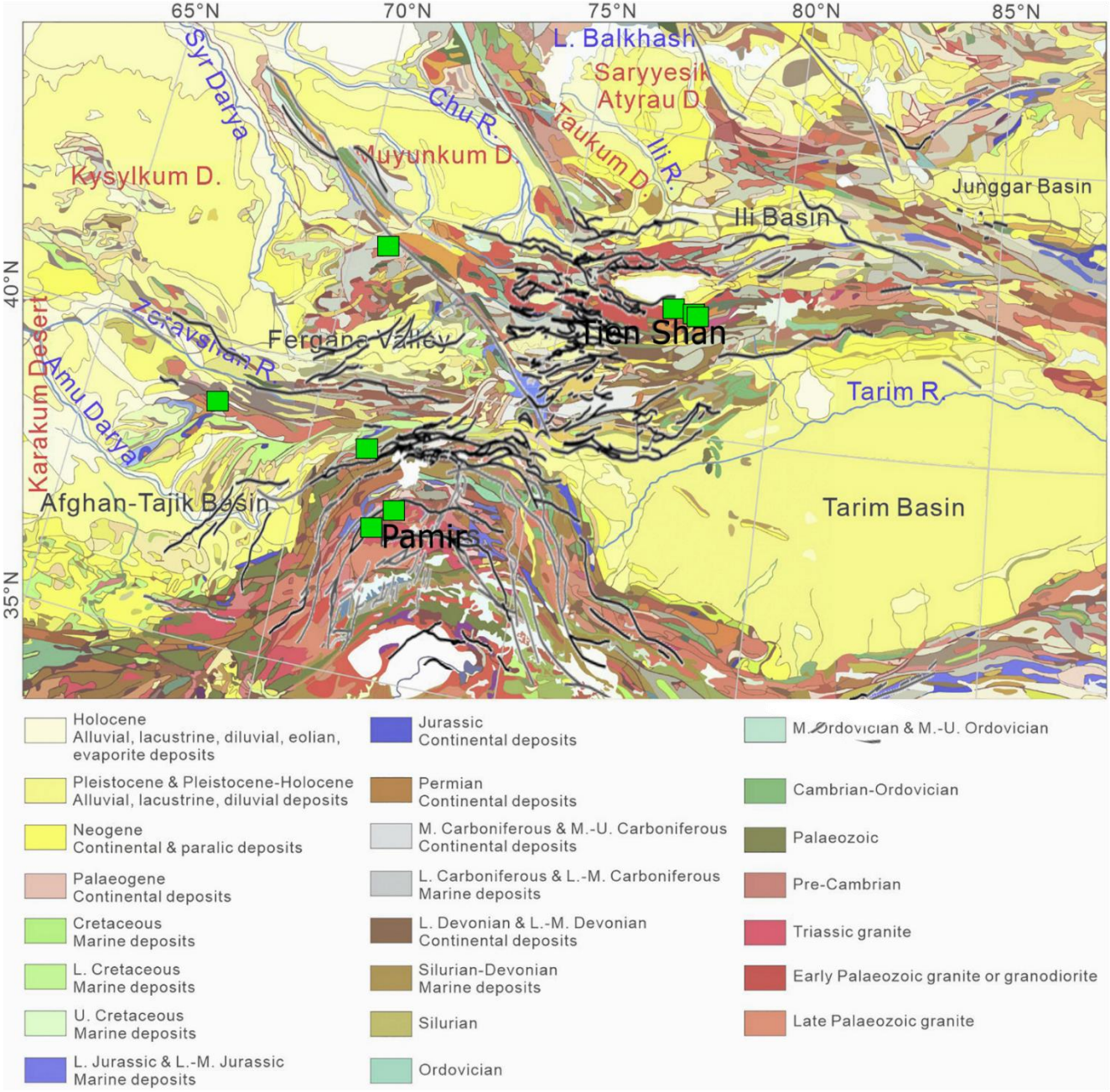


Fig. 2.2 : Les glaciers échantillonnés (figurés verts) au sein des grandes unités lithologiques et failles actives (figurés linéaires noirs) de la zone d'étude, d'après Li *et al.*, 2020 (unités lithologiques) et Mohadjer *et al.*, 2016 (failles)

Les métamorphismes complexes en AC aboutissent à une large palette de minéraux. Nombreux sont convoités et exploités à des fins mercantiles ; ils constituent des enjeux majeurs en AC. Des études de cas montrent une production extrusive de roches qui ont subi un métamorphisme postérieur. Certaines sont ainsi issues de la période Cambrienne (Gao *et al.*, 1998). Ces roches méta volcaniques demeurent largement minoritaires, on les observe localement suivant un arc dans le Nord du Pamir (fig. 2.2).

2.1.1.3 Les structures des reliefs en Asie Centrale

La moitié orientale du Tien Shan se situe en territoire chinois dans le bassin versant du Tarim. L'autre moitié correspond aux hauteurs du Kirghizistan. Les reliefs du Tien Shan subissent des déformations issues de la convergence himalayenne (Graveleau, 2008). L'Alaï est une continuation vers le Sud-Ouest de cette chaine sur quelques centaines de kilomètres. Elle fait la transition plus au Sud dans un système que l'on nomme Pamir-Alaï avec le massif montagneux du Pamir. Ce dernier occupe la quasi-totalité du territoire du Gorno-Badakhchan, République autonome du Tadjikistan. Son relief est façonné suivant un arc latitudinal Est-Ouest convexe vers le Sud (fig. 2.2 ; Rembe *et al.*, 2021). Le substrat rocheux du Pamir s'élève à près de 4 000 m sur une aire relativement plate de 20 000 km² (Fort, 2004). Il forme une dépression sur le Nord-Est au niveau du lac endoréique Karakul. Il fait partie du système Pamir central : un large plateau d'altitude. À l'Est, le Pamir oriental forme une transition entre le territoire du Tadjikistan et celui de la Chine. Il est confondu avec la Cordillère du Kunlun avant d'aboutir bien plus bas sur le désert du Takla-Makan. À l'Ouest, le Pamir occidental regroupe les vallées qui s'enfoncent vers la dépression du Gissar. Ces vallées sont pentues. Elles rattrapent le niveau des dépressions dont le socle repose 3 000 m plus bas. Ces reliefs subissent les dynamiques tectoniques et le réajustement des vallées à leur niveau d'équilibre. Au niveau du décrochement du plateau du Pamir on observe des incisions importantes mesurées de 2,6 à 0,5 mm/an (Fuchs *et al.*, 2013 ; 2014). L'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires semble jouer un rôle important dans cette activité (Fort, 2004 ; Fuchs *et al.*, 2013).

Comparées au Pamir occidental, les pentes sont plus douces dans l'Alaï et le Tien Shan et les vallées y sont plus larges. Les dynamiques de surface y sont moins actives. Les artefacts archéologiques ont été mieux préservés. La large vallée de l'Alaï au centre des monts Alaï semble avoir été une route privilégiée des caravanes transcontinentales des routes de la Soie (Taylor *et al.*, 2018 ; 2019).

Plus au Nord, les monts du Terskey Ala-Tau et du Kungel Ala-Tau sont des chaînons topographiques de la partie centrale du Tien Shan orientés Est-Ouest. Ils bordent de part et d'autre le lac Issyk, respectivement au Sud et au Nord.

À l'Ouest, les monts de l'Ugam Chatkal, du Gissar (Ouzbékistan), du Zeravchan et du Gissar-Alaï (Tadjikistan) constituent les premiers contreforts des montagnes d'AC, les premiers plus au Nord que les derniers. Orientés Ouest-Est, les talwegs de ces chaînes de montagne reposent sur un substrat moins surélevé par la tectonique.

2.1.2 Les piémonts et les plaines, dessertes de l'eau de fonte des glaciers

2.1.2.1 Éléments de géographie de l'aval : topographie et hydrosystèmes allogènes

Les territoires de l'Ouzbékistan, le Turkménistan et le Kazakhstan sont composés presque exclusivement de plaines désertiques à arides. Ces plaines tombent des massifs montagneux d'AC vers l'Ouest jusqu'aux mers d'Aral et Caspienne. Le niveau de ces lacs d'accumulation oscille actuellement autour de respectivement +20 m et -28 m. Ils sont isolés de leurs sources par de vastes déserts en expension (Guglielmi, 2022). Appelés Karakoum et Kyzylkoum, ils s'étendent sur près de 2 000 km d'Ouest en Est, traversés par l'Amou-Daria et la Syr-Daria alors à caractère allogène. Les précipitations n'y dépassent pas 80 mm/an.

Cette configuration topographique de l'Ouest de l'AC est « symétrique » de l'autre côté des massifs montagneux. Les cours d'eau bordent les massifs du Tien Shan oriental, contournant le désert du Takla-Makan pour se déverser en période humide dans le lac du Lop Nor (Mischke *et al*., 2019). L'aridité aiguë ressentie à l'Ouest des massifs d'AC est accrue à l'Est avec l'effet de Fœhn : le bassin du Tarim subit un climat désertique parmi les plus secs de la planète (< 60 mm/an dans la vallée de Tachkourgan à plus de 3500 m). Les cours d'eau à régime glacial du Tien Shan et Pamir oriental confluent lors de périodes de fontes intenses avec ceux issus du Kunlun chinois (fig. 2.2). Sinon, ils s'évaporent et s'infiltrent de moins en moins loin que ce qui avait pu être observé au milieu du xx^{e} siècle (Fort et Dollfus, 1992).

Au Nord, (Kazakhstan) les conditions désertiques sont estompées par des précipitations plus régulières. Le bilan radiatif plus faible convient à une végétation herbacée. Les bassins versants y sont plus petits. Peu de cours d'eau pérennes sont cartographiés en surface. Le bassin principal est celui du lac Balkhach (environ 500 000 km²) dont une partie se situe en Chine. Au Sud-

Ouest s'étendent ceux des rivières Tchou (70 000 km²) et Talas (10 000 km²) qui prennent leur source dans le Tien Shan occidental. La superficie de leurs bassins versants cumulés ne représente qu'un tiers de la superficie du bassin de la mer d'Aral (1 500 000 km² environ) et la moitié de celui du Tarim (1 000 000 km²). On parle ici de bassin versant topographiques, les bassins réels étant méconnus. Ils ne sont que rarement drainées compte-tenu de l'aridité en place. Le Sud du Pamir constitue la limite méridionale des bassins endoréiques. Les écoulements plus au Sud sont tributaires de l'océan Indien (Indu Kush et Karakoram).

2.1.2.2 Dépôts sédimentaires de l'aval : enregistrements paléoclimatiques

La topographie plane de l'aval et les fluctuations des débits des cours d'eau en réaction avec le climat ont mené à des évolutions des écoulements de surface et des lacs endoréiques en aval des grandes dépressions. L'influence anthropique, non négligeable sur la période Holocène rend périlleuse l'étude du climat récent dans ces lacs d'accumulation (Reinhardt *et al.*, 2008). L'étude des périodes antérieures montre d'importantes variations des hydrosystèmes d'AC dans lesquels les glaciers ont joué un rôle majeur (Mangerud *et al.*, 2004 ; Svendsen *et al.*, 2004 ; 2009 ; Zavialov, 2005 ; Svitoch, 2009 ; Golubov, 2018 ; Ye *et al.*, 2020).

Au cours du Néogène, le paléo-Téthys se serait réduit au complexe Aral-Sary-Kamysh, commun avec la mer Caspienne et à la mer Noire alors endoréique (Svitoch, 2009 ; fig. 2.3). Les évaporations importantes ont mené à la diminution du niveau de cette mer intérieure, zone d'accumulation de l'Amou-Daria, de la Syr-Daria et la Volga. La mer Noire aurait connu un épisode de remplissage brusque par l'ouverture du détroit de Bosphore, sans se reconnecter à la mer Caspienne (Zavialov, 2005 ; fig. 2.3). Son niveau aurait fluctué selon les périodes climatiques, jusqu'à la configuration actuelle.

Au cours des derniers maxima glaciaires du Pléistocène, de larges calottes glaciaires sont apparues au Nord de la Sibérie (Marbouty, 1965 ; Smulsky et Ivanova 2016 ; Ye *et al.*, 2020). Elles ont été à l'origine d'une production massive d'eau de fonte, créatrice de lac de barrage proglaciaires. La montée du niveau de ces lacs aurait pu mener à une inversion du sens des écoulements de surface (Svendsen *et al.*, 2004 ; 2014 ; Mangerud *et al.*, 2004 ; Gowan *et al.*, 2021). Ces bouleversements ont pu mener à une paléo-connexion des eaux de la mer Caspienne à celles de l'Amou-Daria (Marbouty, 1965). D'abord estimées au cours du DMG alpin, elles semblent s'être produites plutôt au cours du Wechsélien, 80-90 ka (Svendsen *et al.*, 2004 ; Mangerud *et al.*, 2004). Cette reconnexion aurait entraîné la convergence des bassins versants

de l'Ob et de la Volga dans le complexe Aral-Caspienne. Les écoulements des glaciers d'AC auraient alors contribué à ce système de mers intérieures (fig. 2.3). Des fluctuations des rivages des lacs proglaciaires ont été enregistrées par des marqueurs géomorphologiques dans le Nord de la Sibérie. Elles attestent de ces variations correspondant aux ères interglaciaires (Svendsen et al., 2016 ; Regnell et al., 2018). De telles oscillations ont été remarquées plus au Sud dès le début du siècle dernier (de Schokasky, 1909)

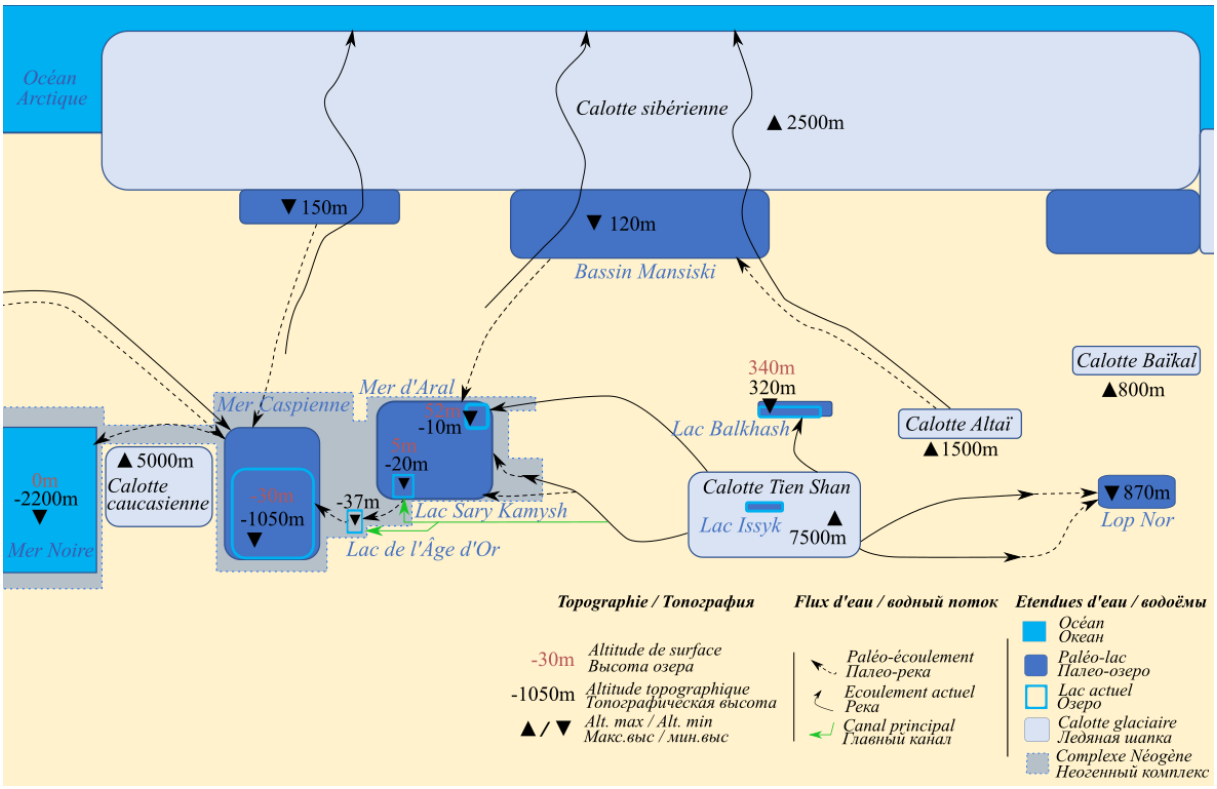


Fig. 2.3 : hydrosystèmes et paléo-hydrosystèmes d'AC. Sources : Marbouty, 1965 ; Mangerud *et al.*, 2004 ; Svitoch, 2009

En AC, ces variations des niveaux des lacs d'accumulation ont abouti à la formation de paléo-deltas. Une archive de ce type au Sud de la mer d'Aral débouche sur un paléo-fleuve : l'Ouzboï (Létolle, 2000). Encore visible dans le paysage, il file vers l'Ouest vers le lac Sary-Kamysh, puis vers le lac d'Or et la mer Caspienne, le premier était encore connecté par des écoulements de surface au cours du siècle dernier (Létolle, 2000 ; Zavialov, 2005 ; fig. 2.3). Autrement, ils sont connectés par les écoulements de subsurface. Des paléo-lits de l'Amou-Daria indiquent que ce fleuve fut connecté avec le complexe Or-Caspienne (Létolle et Mainguet, 2004 ; Golubov, 2018 ; Gouchgueldyev, 2022 ; fig. 2.3), la surrection du bloc de Turan ayant participé

à la déviation du fleuve (Jaboyedoff *et al.*, 2005). Le lac de l'Âge d'Or environ 100 km en aval est situé une vingtaine de mètres plus bas que le complexe Aral-Sary-Kamysh. Il semble avoir été connecté épisodiquement pendant l'Holocène (Zavialov, 2005 ; Svitoch, 2009). Cette connexion a possiblement été menée par les sociétés agricoles néolithiques prospères (Létolle et Mainguet, 2004). De nos jours, ce sont les canaux d'irrigation du Karakoum qui maintiennent les paléo-écoulements vers l'Ouest de la région. Au Sud de la mer d'Aral, les ingénieurs turkmènes ont remis en eau les paléo-chenaux de l'Amou-Daria utilisés comme canaux d'irrigation pour les orienter vers les lacs Sary Kamysh et de l'Âge d'Or (fig. 2.3). Le premier a déjà immergé plus de 5 000 km² de terres (il s'étendait sur environ 1 000 km² dans les années 1970).

D'autres dépressions sont présentes dans cette partie d'AC ; leurs talwegs n'ont pas toujours été remis en eau. Certaines ont été déconnectées des hydrosystèmes entre le Kazakhstan et l'Ouzbékistan depuis plusieurs centaines de milliers d'années (Létolle et Mainguet, 2004). Au Turkménistan, les lacs Yaskhan, Garategelek et Topiatan étaient connectés lors de la prolongation du cours de l'Amou-Daria au Sud vers la mer Caspienne (Gouchgueldyev, 2022). Ils s'apparentent actuellement à des bras morts de la paléo-Amou-Daria parfois séparés par des paléo-cascades de plusieurs mètres de hauteur (Svitoch, 2009). Les fluctuations de ces écoulements de surface reste peu contrainte dans le temps (Létolle et Mainguet, 2004 ; Boomer *et al.*, 2007). La réalisation de géochronologie de moraines pourrait faire correspondre des périodes humides ou de fonte massives des glaciers à ces périodes d'abondance de l'eau en aval.

2.1.2.3 Occupations humaines et gestion de l'eau en Asie centrale

Élysée Reclus le signalait dès le début du xx^{e} siècle. Les grandes plaines d'AC avaient connu des périodes d'abondance en eau (Reclus, 1881 ; 1905). Les marqueurs géomorphologiques sont complétés par des vestiges de villes connectées aux grands fleuves par des canaux d'irrigation parfois sousterrains (Gorshenina, 2012). De nos jours, les espaces drainés ne représentent qu'une part du territoire mis en culture en AC depuis le Néolithique (Reinhardt-Imjela *et al.*, 2008). La ressource, disputée depuis des milliers d'années, reste au centre des enjeux.

L'archéologie a réalisé de nombreuses découvertes en AC (Ranov, 1984a ; b ; Brunet *et al.*, 2013 ; Gorshenina, 2013 ; Shnaider *et al.*, 2019). Les artefacts témoignent d'une longue occupation du territoire. Des outils lithiques du Paléolithiques sont retrouvés (Vishnyatsky,

1999 ; Krivoshapkin *et al.*, 2020) issus des cônes de déjection du piémont qui constituaient une source de galets à tailler pour les populations de chasseurs-cueilleurs (Dambricourt-Malassé, 2008). Il semble qu'il y a 800 ka, plusieurs genres *Homo* convergeaient en AC (Dambricourt-Malassé, 2008 ; Glantz *et al.*, 2008) (fig. 2.4). Des preuves d'occupation similaires ont été trouvées à l'Ouest datées de 1,2 à 1,8 Ma (respectivement Koçabas, Turquie et Dmanissi, Géorgie ; Denell, 2007 ; Lebatard *et al.*, 2014 ; Vialet *et al.*, 2014). À l'Est et au Sud, des restes hominidés ont été estimés à 2,4 Ma en Chine (Shen *et al.*, 2020), et 1,5 Ma en Inde à Attirampakkam (Papuu *et al.*, 2011).

En AC, les traces de territorialisation sont éparses ; elles se limitent pour l'instant aux outils lithiques (Asmeron *et al.*, 2018 ; Krivoshapkin *et al.*, 2020). Avec le temps, ces outils d'abord basiques se complexifient, se distinguent et arborent des styles singuliers. Ces styles sont d'importants indicateurs pour les anthropologues et archéologues (Ranov *et al.*, 1995). Ils permettent d'émettre des hypothèses sur l'évolution des espèces humaines et sur des échanges et transferts qui ont eu lieu sur le territoire d'après la répartition des techniques (Beeton *et al.*, 2014). Aussi, la richesse ornementale retrouvée sur des artefacts du Néolithique constitue une preuve des transferts. Ils peuvent être liés à un désenglacement des grands axes de passages des massifs d'AC : des motifs aux influences similaires sont retrouvés de la Caspienne à la Chine du Nord, de la Sibérie au Pakistan (Avanesova, 2010 ; Brunet, 2016).

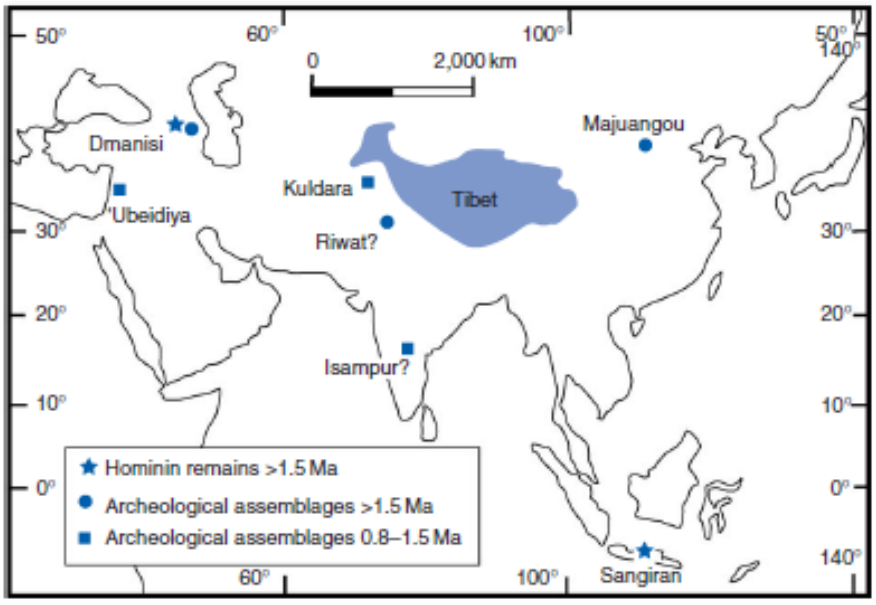


Fig. 2.4 : sites archéologiques homininés au Pléistocène supérieur, dans Denell, 2007

Les traces d'occupation humaine en montagne sont rares en AC (Fedorchenko *et al*., 2020). L'avancée des glaciers a pu contraindre les déplacements des populations et abimer les artefacts. Le Pamir a servi de laboratoire d'exploration à l'archéologie soviétique en montagne (Ranov, 1984a, Dambricourt-Malassé, 2008). Les pentes faibles et les conditions climatiques arides sont propices à la conservation des outils abandonnés depuis ce dernier englacement. Des traces d'occupation humaine du début de l'Holocène du lac Karakul (Tadjikistan) ont été mises au jour (Shnaider *et al*., 2018) : des artefacts témoignent de la présence humaine ponctuelle au cours de l'Holocène inférieur (9-10 ka AP). Cette présence semble s'être pérennisée depuis 5 ka AP, sans laisser pour autant de traces de sédentarisation. La technologie des artefacts retrouvés suggère qu'ils ont été produits en aval (Malassé et Gaillard, 2011). Cela renforce la probabilité d'occupation temporaire à saisonnière des berges de ce lac d'altitude (à 4 000 m). Alors que les fouilles réalisées dans les marges du Tien Shan montrent des productions septentrionale et orientale des artefacts retrouvés, le Pamir dispose d'outils confectionnés avec des technologies de l'Ouest (Avanesova, 2010). Cela illustre que des échanges et / ou des migrations de population se sont produits au cours de l'Holocène en territoire de montagne.

Il est possible d'établir un lien entre le climat plus propice de l'Holocène et les occupations de têtes de bassins versants en AC (ref). Les géochronologies glaciaires permettent de comprendre le contexte climatique dans lequels les échanges se sont opérés. À l'inverse, un englacement des hautes vallées restreint les flux. La caractérisation de la temporalité et la spatialité de ces englacements constitue le cœur du point suivant. Des sites répartis d'Ouest en Est et du Nord au Sud des massifs d'AC sont décrits à grande échelle pour des études géomorphologiques et géochronologiques.

2.2 Les sites d'études retenus

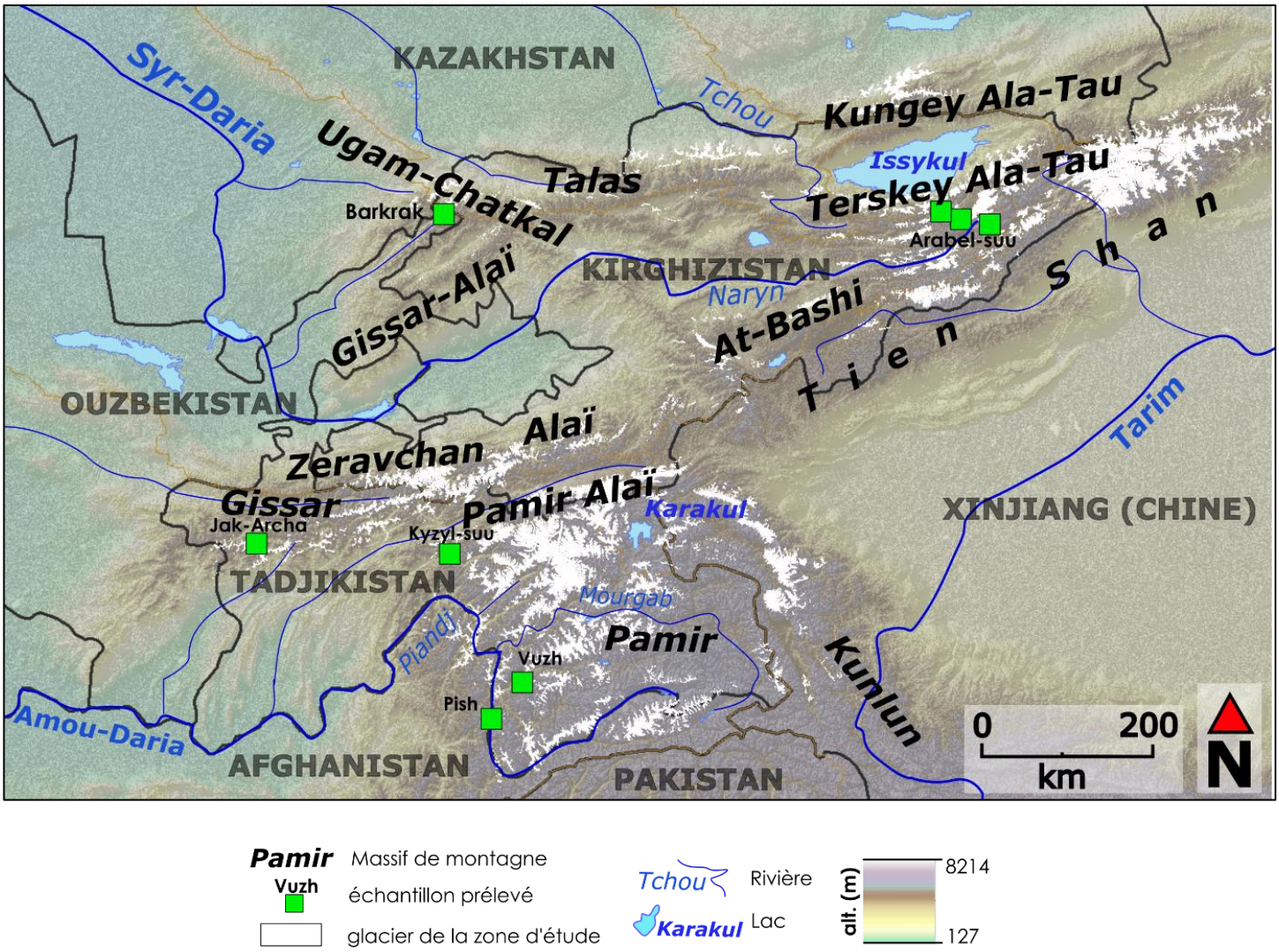


Fig. 2.5 : Répartition des différentes vallées glaciaires échantillonnées pour cette étude en Asie centrale

Près de 20 000 glaciers occupent les têtes de bassin des ex-Républiques soviétiques d'AC. Un travail approfondi en géomorphologie ne peut porter sur l'entièreté des glaciers. Le choix des sites a été déterminé en fonction des héritages glaciaires visibles depuis des images satellite. L'accessibilité, la disponibilité de données récentes, des archives historiques ou des données hydrométéorologiques a constitué une motivation dans le choix des sites. L'AC post-soviétique présente la particularité d'avoir bénéficié d'un suivi unique des glaciers, parfois depuis le début

du xx^{e} siècle. Des données sont accessibles pour cette période dans les catalogues des glaciers de l'URSS réalisés entre les années 1960 et 1990 (Shchetinnikov et Podkopaeva, 1968 ; 1978 ; 1979 ; Varnakova et, Rototaeva, 1979 ; Kvachev *et al.*, 1980). Les universités de Fribourg (Suisse), Potsdam (Allemagne) à travers les programmes de recherches CICADA, CROMO-ADAPT et CAWa ont participé à relancer le suivi de nombreux glaciers en AC. Elles sont à présent épaulées par les instituts CAIAG (Kirghizistan), l'institut de géologie glaciaire (Ouzbékistan) et le très récent institut de glaciologie de Douchanbé (Tadjikistan, 2019). La démarche est récente et les données acquises ne sont guère utiles pour cette étude. À l'inverse, les données de cette étude pourraient être très utiles au suivi moderne de ces glaciers. La présence de personnes intéressées, disposées et autorisées à un travail en équipe de terrain a régi la prise d'échantillon dans ces vallées.

Cinq sites ont fait l'objet de campagnes de terrain dans le cadre de cette thèse. Le terrain sur Kyzyl-Suu (Gorno-Badakhchan) a été pratiqué par l'institut de glaciologie de Douchanbé. Les quatre autres ont été pratiqués et échantillonnés par moi-même avec des membres des instituts locaux. Ils sont répartis entre l'Ouzbékistan, le Kirghizistan et le Tadjikistan (fig. 2.5). Je présente dans cette partie les sites du Nord-Ouest au Sud-Est. Le premier site, Barkrak, est situé dans la partie Nord-Ouest de la chaine du Tien Shan. Localisé sur les contreforts du Tien Shan occidental, il est un potentiel témoin des dynamiques climatiques régies par les Westerlies. Plus à l'Est, le site d'Arabel-suu (Tien Shan central) nous a permis de nous concentrer sur une zone d'étude plus vaste et plus isolée des flux d'Ouest : un plateau d'altitude dominé par des glaciers (Suek et n°354 étant les cas d'étude ici). Ensuite, je présente le site de Jak-Archa, une centaine de kilomètres au Sud de Barkrak. Leurs dynamiques comparées permettraient de mettre en valeur des oscillations des Westerlies. Enfin, pour observer les dynamiques climatiques aériennes dans le Pamir, les sites de Kyzyl-suu et de Vuzh-Pish ont été retenus.

2.2.1 Le Nord-Ouest du Tien Shan

2.2.1.1 Étudier les glaciers d'Ouzbékistan pour découvrir les données paléoclimatiques de la face Nord-Ouest, première exposée aux Westerlies : le cas du glacier Barkrak

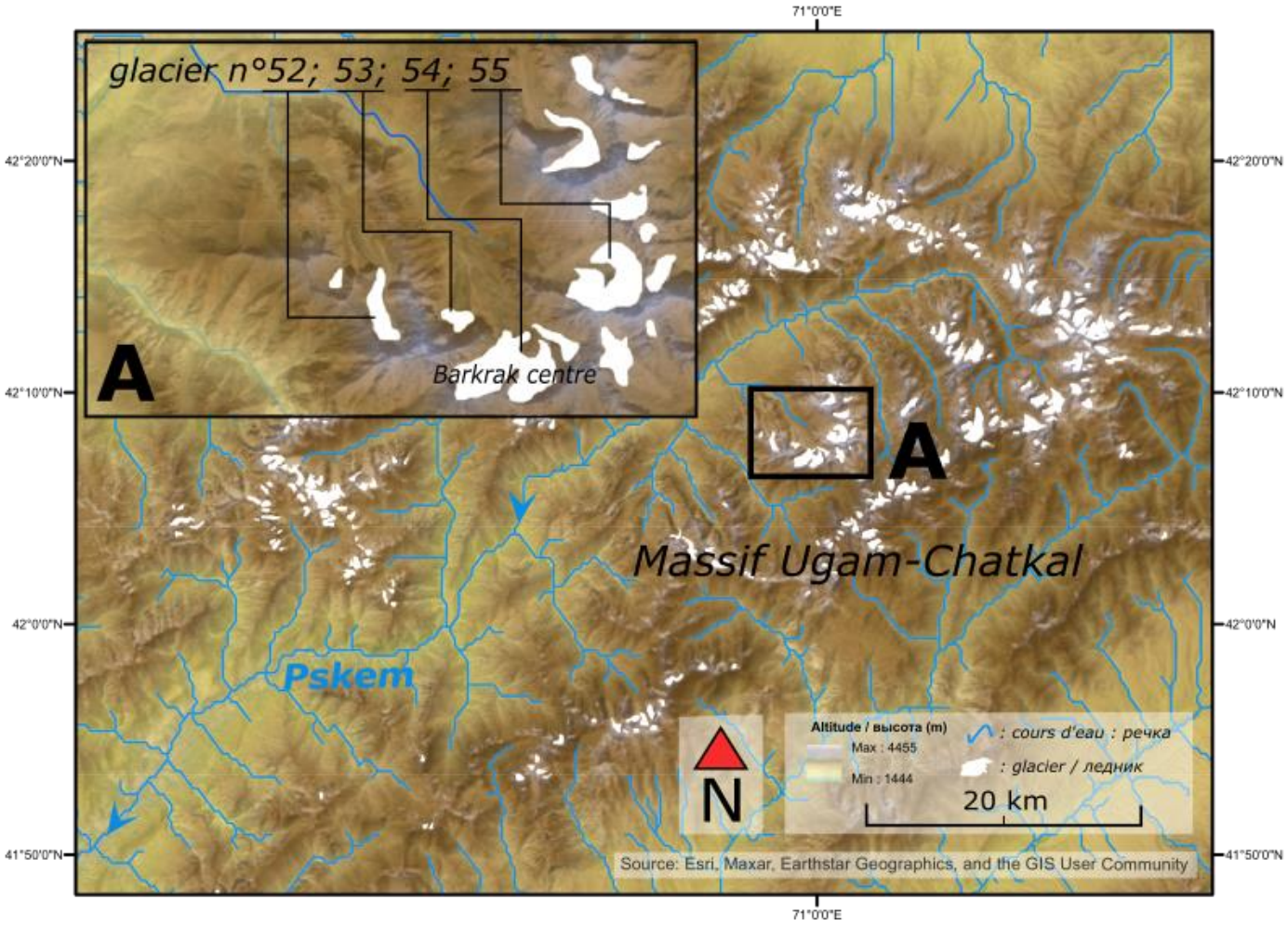


Fig. 2.6 : Le glacier Barkrak dans le massif de l'Ugam-Chatkal. Données : Lehner et Grill, 2013 ; ASTER GDEM 3, 2019

Le complexe des glaciers appelés Barkrak (42,1°N, 71°E) est situé en tête du bassin versant de la rivière Pskem, affluent de la Syr-Daria. Il nourrit la rivière éponyme – Barkrakskaïa. Ce site regroupe quatre glaciers nommés d'Est en Ouest dans le catalogue des glaciers d'URSS du glacier n°55 au glacier n°52 et sont désignés sous le nom commun de Barkrak (Shchetinnikov et Podkopaeva, 1968). Pour les identifier, ils ont été appelés Barkrak droite (n°55), Barkrak milieu (n°54), et Barkrak gauche (n°53 et 52) (fig. 2.7). L'étude se concentre ici sur les glaciers

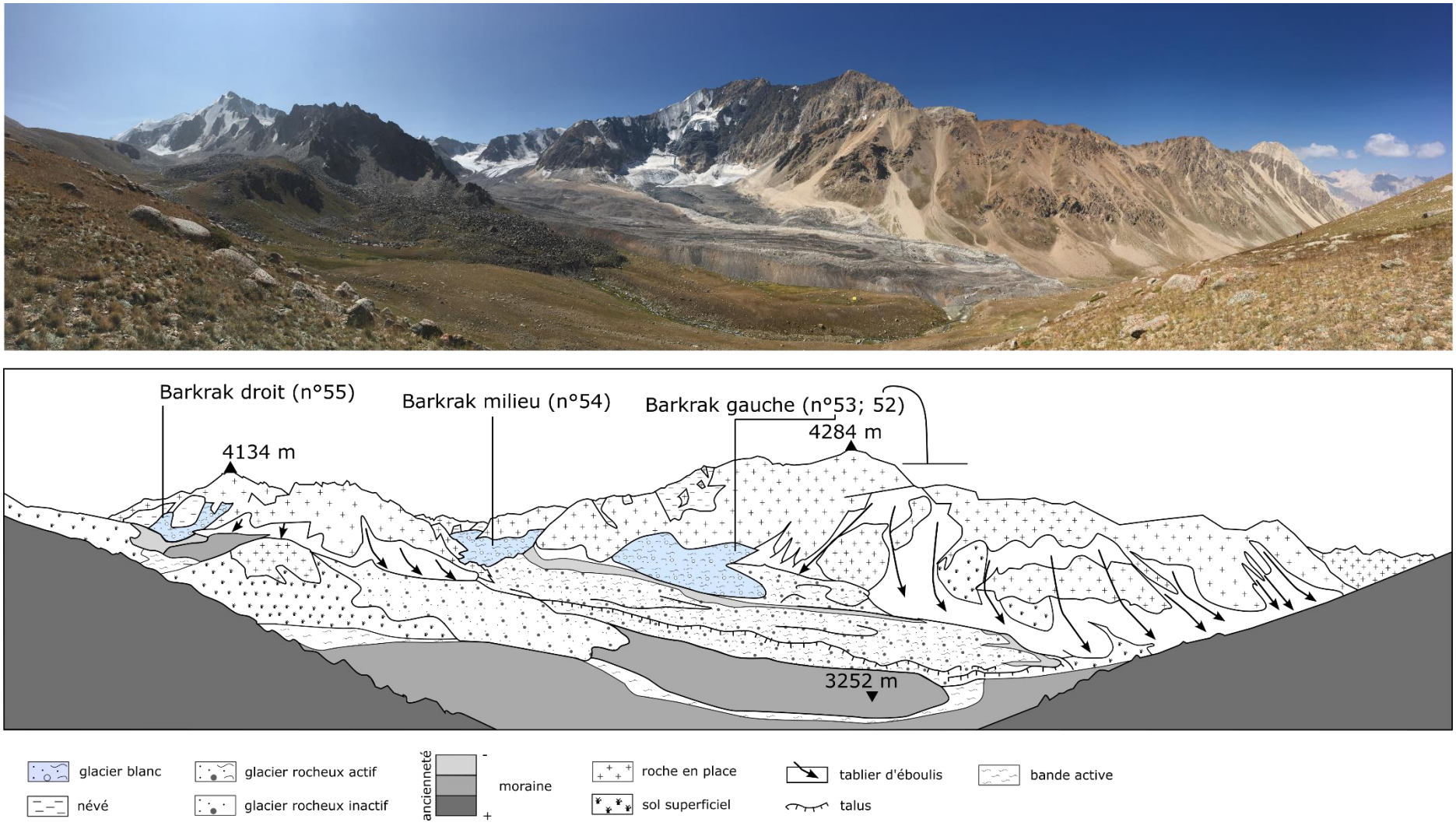


Fig. 2.7 : Barkrak droit et Barkrak milieu avec leurs moraines successives. Barkrak gauche se situe derrière la ligne de crête. Prise de vue depuis une moraine latérale. O. Solomina (1996) avait échantillonné le glacier rocheux inactif ; G. Béra, 13/8/2021, orientation S, alt. 3450 m

Barkrak droite et milieu sont les glaciers les plus étendus de la vallée éponyme (respectivement 1,4 et 2,5 km² - les autres sont assimilables à des névés, < 0,1 km²). Barkrak milieu est issu de 3 cirques glaciaires (fig. 2.8 haut). Un petit glacier de vallée descend le versant Est du complexe de Barkrak milieu par une pente moyenne de 29 %. Le glacier issu du cirque glaciaire central s'écoule en deux langues autour d'un nunatak. La partie Est est coalescente avec le premier, isolé par une moraine médiane visible sur plus d'un kilomètre, mais encore englacée (indiquée comme glacier rocheux actif sur la fig. 2.7). La partie Ouest est coalescente avec le glacier issu du troisième cirque. Celui-ci se distingue par son orientation ENE et sa pente plus faible (17 %). De la glace de surface était observée de 3 900 à 3 520 m (août 2025, 3 900-3 490 m en août 2021). Ce complexe glaciaire est remarquable par sa partie aval : une langue rocheuse de plus de 40 m de hauteur sur sa partie terminale descend la vallée sur trois kilomètres jusqu'à 3 150 m. Cette langue rocheuse recouvre une moraine médiane au paléo-Barkrak-droite et continue par une avancée du glacier dans la plaine alluviale de la Barkrakskaïa (fig. 2.8 bas). Elle mesure en ce point jusqu'à 50 m de hauteur et est témoin d'une production et d'un transport sédimentaire soutenus ; elle semble encore active.

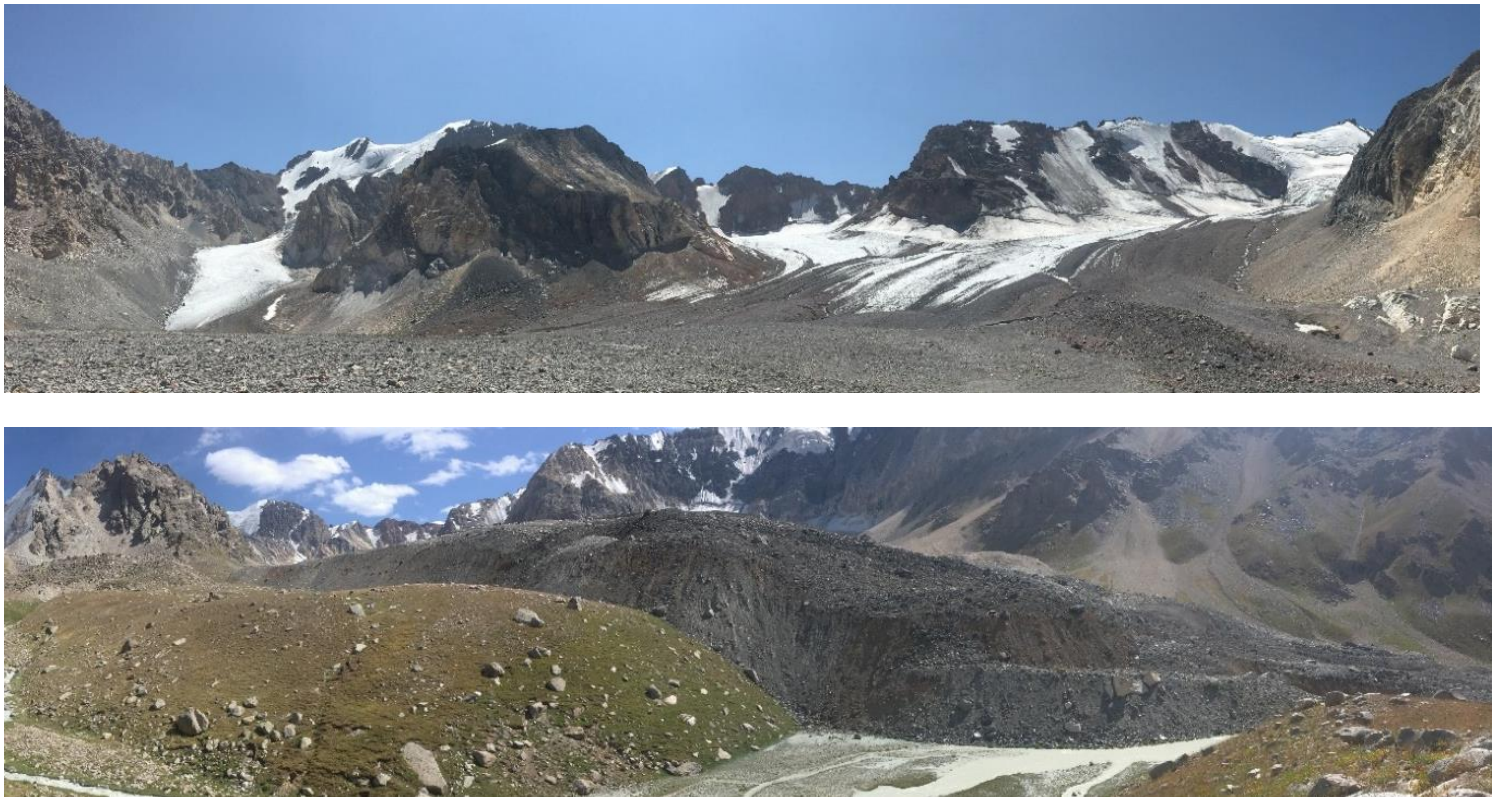


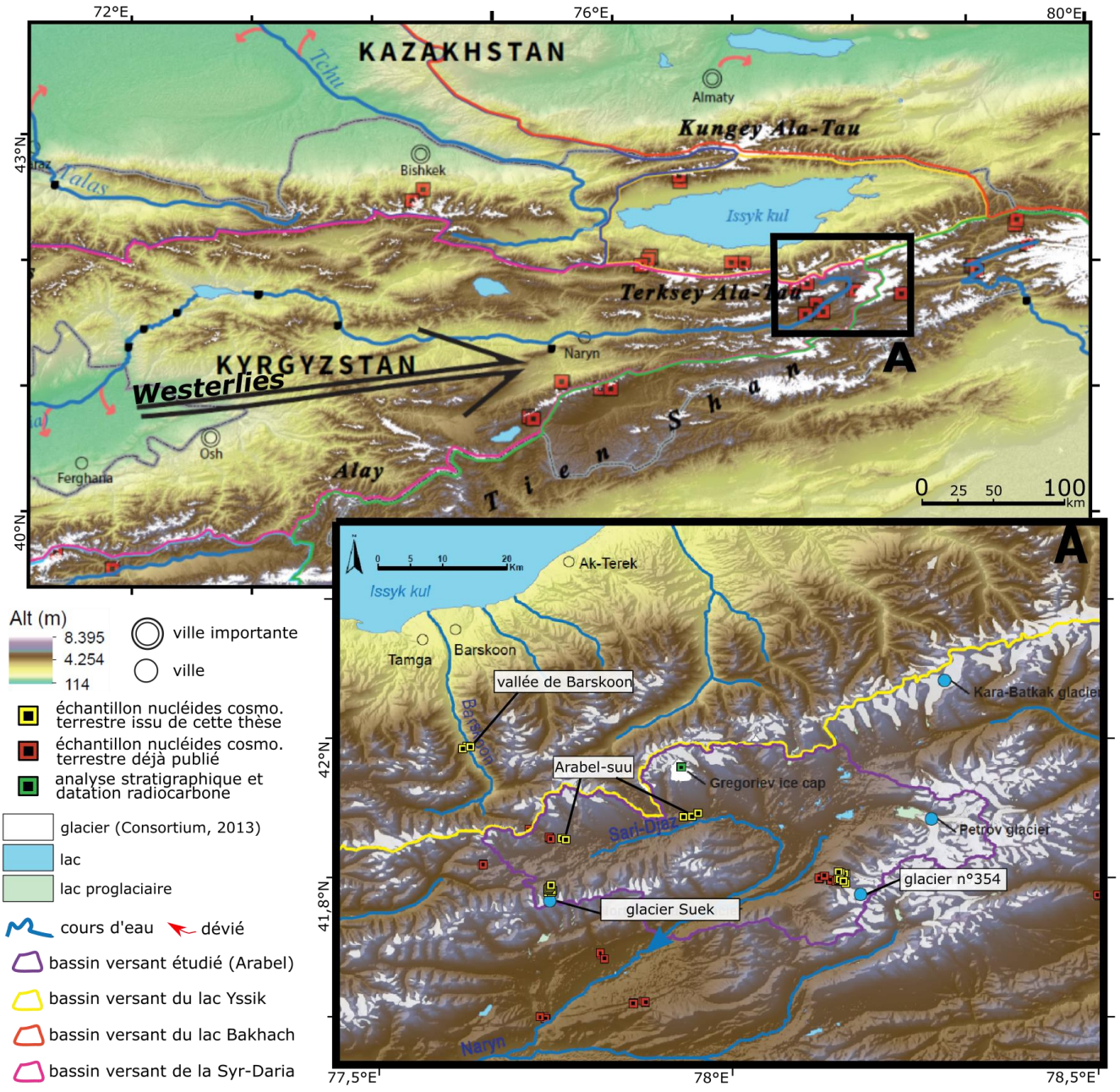
Fig. 2.8 : Le complexe glaciaire Barkrak milieu. De gauche à droite : le cirque de droite (Ouest) et le nunatak qui sépare les langues issues du cirque du milieu et le glacier n°54 issu du cirque de gauche (Est) ; G. Béra, 7/8/2021, orientation SSE, alt. 3490 m (haut) ; (bas) la moraine médiane végétalisée de Barkrak

droite (n°55) et Barkrak milieu (n°54) et la langue rocheuse / moraine fronto-latérale du glacier Barkrak milieu (n°54) ; G. Béra, 4/8/2021, orientation SSO, alt. 3200 m

Dans la vallée de la Barkrakskaïa, les versants sont plus escarpés et actifs sur la rive gauche (Ouest) que sur la rive droite. Des tabliers d'éboulis occupent une large partie des versants Ouest de la vallée. Les formes glaciaires héritées sont visibles sur l'autre versant. Jusqu'à quatre séries de moraines sont décelables par des ruptures de pente pour la plus haute ou par un cordon morainique constitué de blocs grossiers anguleux. Ce léger épaulement est visible sur 5 km jusqu'à la confluence avec la vallée issue du complexe de Barkrak gauche. L'environnement y est végétalisé : les strates muscinales et herbacées perdurent, quelques arbustes également. Neuf kilomètres séparent la langue rocheuse de Barkrak milieu de la confluence avec le cours d'eau principal (Oygaing). Trois kilomètres en aval est installée la station météo Oygaying à 2 180 m d'altitude. Une seconde station météo a été installée trente kilomètres en aval à 1 480 m à la confluence avec la rivière Pskem (Piskem en ouzbek), dont elle a pris le nom. Les lithologies les plus communes sont des roches carbonatées, dolomites et granitoïdes chargés en micas.

2.2.1.2 Le plateau du Haut-Naryn en Kirghizie : une paléo-calotte glaciaire sur la ligne de partage des eaux mobile entre les trois bassins majeurs d'Asie centrale ? étude de cas des glaciers n°354 et Suek occidental

La seconde zone d'étude présentée se situe environ 500 km à l'Est dans le massif du Terskey Ala-Tau (sous-ensemble du Tien Shan central). Elle couvre près de 4 000 km² et regroupe 600 glaciers orientés principalement vers le Nord en arrêtes de poisson autour de lignes de crêtes principales. Les reliefs orientés Est-Ouest présentent une certaine symétrie avec le Kungel Ala-Tau par rapport au grand lac endoréique Issyk (fig. 2.9).



Fig, 2.9 : les glaciers Suek, n°354 et les sites glaciaires de la vallée de Barskoon et du plateau d'Arabel-suu dans le Terskey Ala-Tau. Données ASTER GDEM 3, 2019

Les lignes de crête oscillent entre 3 900 et 4 500 m. Des vallées alpines traversantes Nord-Sud garantissent la continuité des écoulements entre une large plaine d'altitude où serpente la rivière Arabel (/Arabel-suu) entre 3 850 et 3 550 m sur une quarantaine de kilomètres. Cette plaine tombe vers le Sud-Ouest, contournant par l'Est le chaînon Dzhetimbel orienté Est-Ouest. Une petite centaine de glaciers constitue ainsi les sources de la rivière Naryn, principal cours d'eau du Kirghizistan. Cette plaine d'altitude représente la limite entre trois bassins versants d'AC :

le bassin du lac endoréique Issyk au Nord, celui du Tarim à l'Est et au Sud, et le bassin de la mer d'Aral vers l'Ouest (via la Naryn puis Syr-Daria) (fig. 2.9). Le premier capte les écoulements au Nord de la crête du Terskey Ala-Tau. Ceux dirigés vers le bassin du Tarim sont confinés à l'extrémité orientale de la plaine d'altitude et à la moitié NE/SO du massif d'Ak-Shiirak au Sud-Est de l'altiplano. Ils constituent la marge de ma zone d'étude. Enfin, la majeure partie des écoulements autour de la plaine d'altitude se dirigent vers l'Ouest. Ils forment la rivière Naryn qui change de nom en aval pour s'appeler Syr-Daria, principal affluent de la partie Nord de la mer d'Aral. Au début du xxi^{e} siècle, la fonte des 68 glaciers qui drainent la haute vallée fournissait plus de 50 % du débit annuel de la Naryn sur sa partie supérieure (Aizen *et al.*, 2006, Saks *et al.*, 2022). Il est important de préciser que les limites entre ces bassins sont peu nettes. Bassins versants topographique et réel sont différents et semblent avoir évolués sous l'influence de la tectonique et au cours des crises paraglaciaires.

Fig. 2.10 : L'altiplano des sources de la rivière Naryn depuis le glacier n°354. Les cours d'eau viennent de la partie Nord et s'écoulent vers l'Ouest. La calotte Gregoriev est visible sur la partie droite de l'image ; V. Rinterknecht, 12/10/2019, orientation d'O à E, alt. 4010 m

Les vallées qui débouchent sur la plaine sont occupées par des glaciers. Les langues glaciaires descendent jusqu'à 4 000 m sur les ubacs, peu au-dessus de l'altitude basale de l'altiplano (fig. 2.9 ; 2.10). Les glaciers présentent une orientation NNO/N/NNE. Des reliefs paraglaciaires sont visibles sur toute la surface de la plaine d'altitude ; son réseau hydrologique complexe en est un bon témoin. L'hypothèse qu'une calotte glaciaire aurait occupé cet espace est formulée dès la deuxième moitié du xx^{e} siècle. (Zatoulovski, 1948 ; Grosswald et Glebavoï, 1965). Elle est reprise dans des études récentes (Blomndin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2020). Les scientifiques ont interprété et daté des moraines médianes au centre de l'altiplano, ainsi que des terrains compoéss d'hummocks et des moraines fronto-latérales en aval sans parvenir à un

consensus de géochronologie glaciaire. Pour approfondir ces études, deux glaciers ont concentré mes investigations : le glacier Suek-Ouest (aussi appelé Suek occidental, Zapadnyi Suek, Western Suek, Batysh Suek, Suek pouvant aussi être dérivé en Sook, ou en Suyuk) (Dyurgerov *et al.*, 1994 ; Kezhenbaev *et al.*, 2017) ainsi que le glacier n°354 visibles respectivement sur les figures 2.11 et 2.12. Pour approfondir les discussions en cours, il a aussi été décidé d'investiguer l'aval de ce secteur afin d'affiner les résultats discutés ; ils sont décrits dans un second temps.

Fig. 2.11 : le glacier Suek occidental (n°419) et ses dépôts glaciaires. Vue ici depuis la moraine basse du glacier. Des séries de trimelines successives sont visibles sur le versant Ouest et des dépôts fluvio-glaciaires occupent la partie centrale de l'image. Ils mènent à la plaine d'altitude source de la Naryn ;
V. Rinterknecht, 4/10/2019, orientation NNE à SSO, alt. 3850 m

Tout d'abord, le premier glacier de ce secteur porte le n°419 dans le catalogue des glaciers d'URSS. Il est issu du chaînon de Dzhetimbel au centre de l'altiplano et présente la particularité d'être le plus petit glacier étudié au sein des sites retenus (0,92 km² en 2019). De nombreux glaciers persistent sur le versant Nord de ce chaînon mais aucun sur l'adret. Le glacier n°419 est rectiligne et s'étend sur deux kilomètres de 4 350 à 3 970 m (2019). Il se prolonge sur quelques hectomètres par un terrain composé de sédiments glaciaires hétérogènes schisteux cryoclastiés qui sont accumulés par endroits sous forme de moraines latérale, frontale, mollards et drumlins rocheux. Deux séries de moraines frontales sont partiellement conservées. Des trimelines sont visibles sur le versant Est et persistent par endroit sur le versant opposé (fig. 2.11). Des dépôts fluvio-glaciaires forment une pente douce (< 5 %) sur un à deux

kilomètres jusqu'à l'altiplano, atteint à 3 830 m. La surveillance de ce glacier a été lancée par des programmes de coopération kirghizo-suisses et des séries de données récentes sont disponibles concernant son comportement (Kutuzov et Shahgedanova, 2009 Turchaninova *et al.*, 2019).

Pareillement, des études approfondies du fonctionnement du glacier n°354 autour des sources de Naryn (bilan de masse, apports avalancheux, composition des eaux de fonte…) ont été lancées à l'orée des années 2010 (Turchaninova *et al.*, 2019, Saks *et al.*, 2022). Il n'a pas été nommé depuis les expéditions soviétiques de la seconde moitié du xx^{e} siècle et a gardé le nom de glacier n°354. L'étude de ce glacier a été reprise ici en raison de ces recherches déjà réalisées sur place. Ces dernières ont été à l'origine du prélèvement de blocs erratiques et de cordons morainiques pour des âges d'exposition en aval . Le glacier n°354 est issu de trois cirques coalescents et descend suivant une direction Nord-Ouest. La glace se forme autour de 4 550 m et fondait totalement à 3 858 m après un parcours d'environ 4 km (octobre 2019). Une trimeline est parfaitement conservée sur le versant Ouest et fait face à une moraine fronto-latérale de plus de trois kilomètres et demi sur le versant opposé (fig. 2.12). La faible distance qui sépare cette dernière de la plaine en contrebas est prolongée de formes interprétées comme des moraines latérales (Stroeven *et al.*, 2013). Sur la figure 2.12, capturée lors du premier terrain de cette thèse, on distingue plusieurs phases d'englacement de la vallée. Plus de mille mètres de dénivelé séparent la partie gauche de la partie droite de l'image (fond de vallée à 3 600 m). En amont, au moins deux stades de dépôts sont identifiables par la trimeline et les moraines fronto-latérales et médianes (stades 1 et 2, fig. 2.12) (Blomdin *et al.*, 2016). Un stade intermédiaire séquencé dans la vallée est visible (stade 3, fig. 2.12). L'englacement le plus ancien est indiqué par les épaulements et dépôts issus de moraines latérales. Il suggère un englacement général du plateau. Ce site unique en AC de par la quantité d'étude parues est à la limite entre trois bassins versants majeurs (Aksu, Issykul, Syr-Daria). Plusieurs laboratoires y ont concentré leur intérêt et réalisé des datations absolues (Takeuchi *et al.*, 2014 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2018 ; 2020). Focalisés sur les stades d'avancée notés 3 et 4 de la figure 2.12 ainsi que plus en aval, les résultats les suggèrent issus de glaciers en place au cours des MIS 2 à 5. Je me suis servi des résultats pour dégager des scenarii d'évolutions plus récentes des glaciers (stades 1 et 2 sur la fig. 2.12).

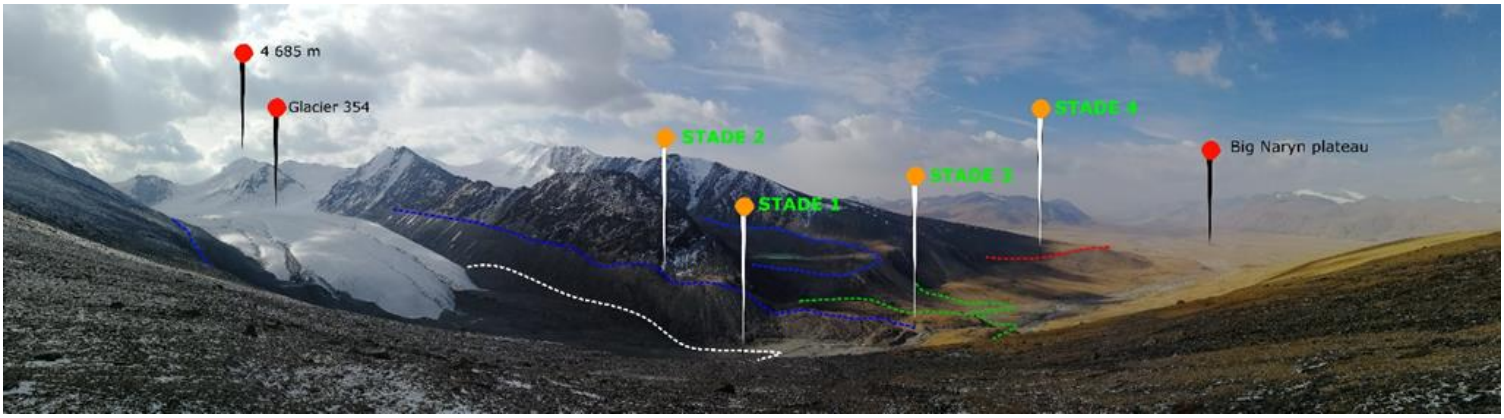


Fig. 2.12 : Le glacier n°354 et différentes moraines qui marquent des extensions maximales successives de sa surface englacée. L'extension au stade 2 est marquée par une trimeline bien conservée sur le versant adret. La plaine d'altitude est visible après la jonction avec le glacier n°355 masqué par la crête ; G. Béra, 29/09/2019, orientation SO (gauche) à E (droite), alt. 4090 m

Une séquence a été échantillonée dans le cadre de cette thèse pour approfondir les recherches de coalescence des glaciers sur le plateau. Elle est constituée par une moraine médiane en aval du glacier Suek et en amont du glacier n°354 à une altitude de 3 750 m. La vallée à fond plat à cet endroit est large d'environ 4 km.

Compte-tenu de la faible inclinaison du plateau signalée plus haut et des failles actives en place, cette étude cherche également à investiguer d'éventuelles inversions des écoulements. Cela a mené à l'échantillonnage de deux séquences supplémentaires en marge septentrionale du plateau (col de Barskoon) et plus bas dans la vallée alpine de Barskoon menant au lac Issyk. La première complète une moraine datée dans Batbaatar (*et al.*, 2020) associée au PAG qui ne permet pas de comprendre les écoulements glaciaires antérieurs. Ces blocs marquent la ligne topographique de partage des eaux, perchés à 3 800 m, soit seulement 50 m plus haut que la moraine frontale précédemment repérée dans le cadre de cette étude, pourtant localisée à plus de 15 km. L'absence de roche en place sur le col et les importants dépôts sédimentaires sur les amont des pentes menant vers le Nord semble en inadéquation avec le stock disponible. Cela suggère un changement de direction des écoulements (fig. 2.13). L'importante anthropisation de l'amont de la vallée ne permet pas l'investigation de parties intermédiaires jusqu'à la séquence suivante de Barskoon.

Fig. 2.13 : les pentes anthropisées menant au plateau des sources de la Naryn sur leur substrat sédimentaire. La route est en permanence dégagée et le col est emprunté par des dizaines de camions chaque jour pour approvisionner la mine de Kumtor située sur le plateau ; V. Rinterknecht, 01/10/2019, orientation N, alt. 3770 m

Dans le fond de la vallée de Barskoon un replat a été interprété comme moraine frontale. Elle se situe dans une vallée encaissée sous l'influence climatique du lac Issyk (Kezhenbaev *et al.*, 2017). À la différence des autres séquences du secteur, elle est dominée par des versants abrupts (environ 45° sur plus de 1 500 m de dénivelé). Les écoulements mènent vers le Nord : la moraine est située plus d'un kilomètre plus bas que le col de Barskoon dont elle est distante de près de 15 km (ainsi que de la précédente séquence décrite). Une végétation arborée est présente sporadiquement sur une matrice hétérogène constituée de tillite limoneuse à des blocs plurimétriques émoussés et météorisés. Le fond de vallée plat à cet endroit (< 10°) est large d'environ 500 m et constitue un des seuls élargissements de la vallée. Bien plus basse que les autres sites, cette séquence a été retenue pour tenter de calibrer l'étendue des glaciers émissaires septentrionaux de la calotte du plateau.

*

Les formes glaciaires et périglaciaires sont bien conservées sur l'altiplano et dans les vallées en amont. Cela a motivé mon choix pour approfondir ce site d'étude. De plus, des enjeux importants sont à prendre en compte. Le glacier n°354 faisait l'objet de prospections par la compagnie minière canadienne Centerra Gold qui exploite l'or charrié par les glaciers et le traite sur place. Cette entreprise qui prospère des bénéfices qu'elle tire de l'exploitation de ressources terrestres est implantée à l'Est de ce glacier : elle a déjà rasé cinq glaciers et commence l'exploitation d'un sixième : le glacier n°353. La nationalisation autoritaire récente de la mine ralentit le processus, le glacier n°354 pourrait être préservé à titre de témoin du climat pour quelques années supplémentaires. L'actuel territoire de la mine était un des principaux sites d'observation du climat depuis les années 1930. Une station avait été implantée à 3 800 m d'altitude, baptisée Tien Shan central. Elle a été déplacée pour permettre l'installation des infrastructures d'extraction de minerais.

Si les trois premiers sites retenus présentaient de nombreuses similitudes géomorphologiques et climatiques, le plateau du Haut-Naryn est plus enclavé au sein des massifs montagneux. La présence du socle perché modifie les flux hydriques et aériens. Les conditions climatiques sont plus sèches et les écoulements liquides sont diffus. Ils se partagent en trois bassins endoréiques qui débouchent dans trois pays différents. Ces enjeux ont motivé le choix de retenir cette zone d'étude malgré les contraintes d'accès au territoire venant de la présence minière.

2.2.2 Les sites du Sud : marges de la zone de convergence intertropicale ?

2.2.2.1 Jak-Archa, les précipitations les plus importantes au Tadjikistan

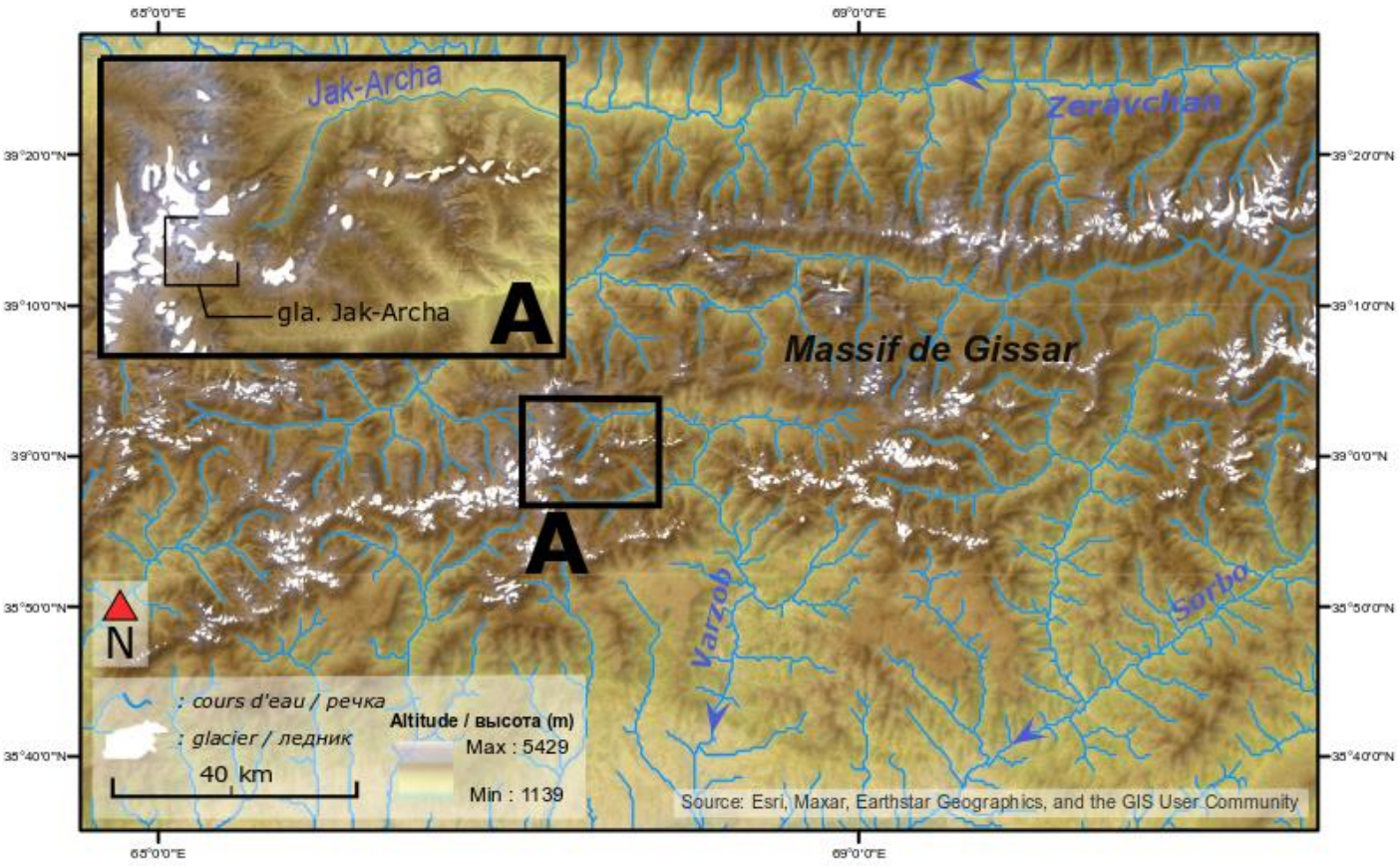


Fig. 2.14 : Le glacier Jak-Archa dans le massif du Gissar. Données : Lehner et Grill, 2013 ; ASTER GDEM 3, 2019

Les premiers sites présentés sont compris entre 41° et 43°N (fig. 2.14). Les suivants, ceux-ci, sont répartis entre 1 et 4° plus au Sud. Ils sont plus concentrés sur la partie occidentale, suivant les reliefs. Jak-Archa, localisé à l'Ouest du Tadjikistan représente l'équivalent méridional du glacier Barkrak sur la zone d'étude retenue. Le complexe glaciaire occupe les premiers contreforts rencontrés par les Westerlies et recueille des précipitations élevées par rapport aux conditions régionales arides. Il regroupe les glaciers n°66 à 74 du catalogue des glaciers d'URSS (Jak-Archa est le glacier n°71 ; Kvachev *et al.*, 1980) qui forment le cours d'eau éponyme. Le glacier Jak-Archa fut suivi par les soviétique dès les années 1950. Une station

météorologique y avait été implantée et des fonctionnaires y travaillaient en continu. Sa surveillance a repris en 2021 par caméra et station météorologique semi-automatique après 30 ans d'interruption. Les glaciers n°70 à 74 partagent une moraine commune non végétalisée, signe d'un retrait récent. Les langues glaciaires se terminent respectivement à 3 800 ; 3 870 ; 4 030 ; 4 050 et 4 250 m. Contrairement aux premiers sites présentés au Nord de la zone d'étude, la production sédimentaire semble plus faible ici (fig. 2.15). Les avancées sont par conséquent moins marquées. Les sept cirques glaciaires accumulent des glaces jusqu'à 4 500 m (glacier n°73), Jak-Archa jusqu'à 4 150 m.

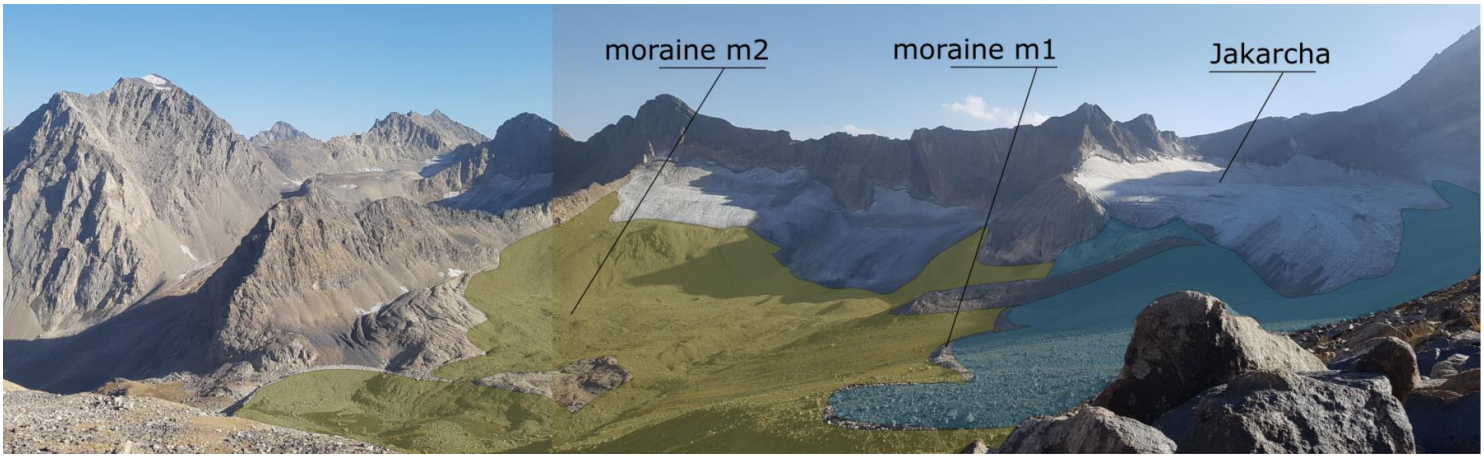


Fig. 2.15 : de gauche à droite : les glaciers n°69 ; 70 et 71 (Jak-Archa). On distingue au moins deux étapes d'extension glaciaire au sein du cirque, cartographiées en jaune : m2 et en bleu : m1 ; G. Béra, 26/09/2021, orientation SSE, alt. 3830 m

Leur fonte alimente la capitale du Tadjikistan, Douchanbé à travers un réseau dense de cours d'eau. La rivière Jak-Archa est longue d'environ dix kilomètres. Elle évolue dans une vallée encaissée qui a peu permis le maintien de formes glaciaires. Les adrets sont abrupts mais les dynamiques de versants sont moins actives que sur les ubacs pourtant moins pentus. Au niveau de sa confluence avec la rivière Maïkhoura, une moraine médiane d'environ 300 m de haut semble avoir été formée par la coalescence des paléo-glaciers en amont. La Maïkhoura continue sur une dizaine de kilomètres vers l'Est jusqu'à la confluence avec Varzob où est installée une station météorologique à 1 930 m d'altitude. Cette vallée est marquée par des dynamiques de versant semblables à celles de la vallée de Jak-Archa. Les sept derniers kilomètres ont été marqués par la construction de l'axe de communication principal du Tadjikistan (reliant les deux plus grandes villes du pays) à l'origine de nombreux éboulis. En aval, la rivière Varzob conserve une pente forte et un cours contraint par des versants abrupts.

Elle chemine vers le Sud et descend sur une cinquantaine de kilomètres jusqu'à la dépression d'Hissor / Gissar, où elle prend le nom de Douchanbinka autour de la capitale Douchanbé. Elle devient Kofarnihon en aval de la capitale jusqu'à la frontière avec l'Afghanistan où elle se joint à l'Amou-Daria, principal affluent de la mer d'Aral. Ce système glaciaire fait partie des sources de la partie Sud de la mer d'Aral, zone la plus touchée par la disparition de l'eau en AC.

2.2.2.2 Kyzyl Suu, Abramov et le corridor du Pamir-Alaï : une piste des routes de la soie ?

Kyzyl-Suu représente un cas unique parmi les sites retenus. Il s'agit du seul glacier couvert étudié, mais aussi du seul glacier au bilan de masse stable (Shchetennikov et Podkopaeva, 1979). Ce glacier prend sa source au niveau de la crête Petra Pervovo (Pierre 1er) non loin du pic Ismoil Somoni (anciennement pic du Communisme, 7 495 m). La glace se forme aux alentours de 4 740 m où il a l'apparence d'un glacier blanc sur 6 km. En-deçà de 3 850 m, il est entièrement couvert jusqu'à sa langue rectiligne de 3 km (fig. 2.16).

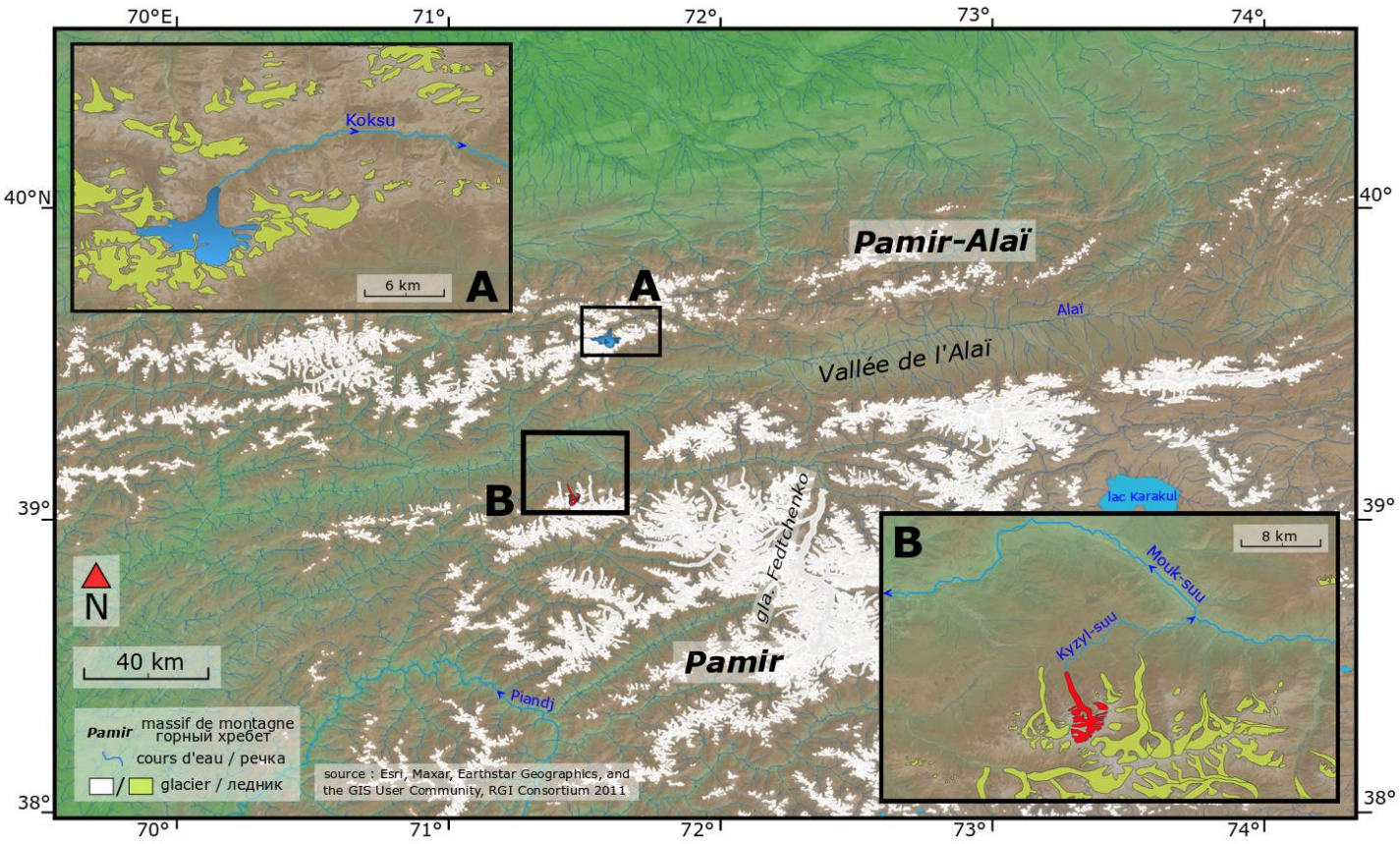


Fig. 2.16 : le glacier Abramov (A, en bleu) et Kyzyl-Suu (B, en rouge) de part et d'autre de la vallée de l'Alaï. Sources : Esri, Maxar Geographics and the GIS User Community, RGI Consortium 2011

Le front du glacier se situe actuellement à 3 420 m. Sa surface était estimée à 8,2 km² en 1979 ; elle est de 8,3 km² actuellement (Shchetennikov et Podkopaeva, 1979 ; RGI Consortium, 2019). La vallée glaciaire rectiligne orientée NNO est encaissée. La partie terminale du glacier correspond à l'ouverture de la vallée glaciaire sur un vaste replat. Cet espace a conservé de nombreuses formes glaciaires préservées par la topographie favorable. Un terrain composé d'hummocks se confond avec des séries de moraines basales, latérales et frontales issues des glaciers n°808 à 829 (fig. 2.17). Des dépôts fluvio-glaciaires s'accumulent le long du cours d'eau proglaciaire éponyme au glacier Kyzyl-suu, nommé d'après la couleur des alluvions. Sur ce replat, une faille active décrochante est observée (Styron et Pagani, 2020). Elle détourne les cours d'eau proglaciaires issus de Kyzyl-suu vers l'Est. Ce cours d'eau s'écoule jusqu'à la Mouk-Suu issue du glacier Vanjiar / Fedtchenko. Au pied d'un escarpement de près d'un kilomètre sous ce replat, elle conflue avec la Kok-Suu qui a descendu la vallée de l'Alaï en provenance entre-autres du glacier Abramov (fig. 2.16).

Fig. 2.17 : moraine latérale (ici RS-33 pendant l'échantillonnage) du glacier Kyzyl-suu en arrière plan daté aux NCT sur Cl-36 et estimé au PAG ; M. Kneib, 21/09/2021, orientation S, alt. 3380 m

La vallée de la Kok-Suu orientée Est-Ouest héberge 25 glaciers de plus d'un kilomètre carré et de nombreux autres plus petits (RGI Consortium, 2019). Le glacier Abramov est le glacier le plus grand et le plus à l'Ouest de la vallée. Il s'écoule sur plus de 7 km de 4 550 à 3 650 m d'altitude. Des moraines latérales sont partiellement conservées le long de la Kok-suu. Le glacier Abramov a fait l'objet d'un suivi intensif depuis près d'un siècle (marqué néanmoins par une rupture suite à la chute de l'URSS et à un accident au cours des années 1990). De nombreuses publications se concentrent sur ce glacier. Des bilans de masse sont ainsi mesurés depuis les années 1960 et reconstruits sur plus d'un siècle (Barandun *et al*., 2015 ; 2021 ; Kronenberg *et al*., 2022 ; Hoezle *et al*., 2017 ; Dezinger *et al*., 2021 ; Guidicelli *et al*., 2023). Ce glacier sert de référentiel régional à la connaissance du climat récent. Les connaissances associées aux paléoclimats se sont récemment développées (Zech *et al*., 2000 ; Abramowski *et al*, 2006 ; Saks *et al*., 2024). Environ 40 km en aval du glacier, une moraine en fond de vallée d'abord interprétée comme issue du DMG a été rétrogradée en Pléistocène récent (MIS 4 – 2 500 m d'altitude) (Zech *et al*., 2000 ; Abramowski *et al*., 2006). L'extension au cours du MIS 2 semble s'être opérée une dizaine de kilomètres en aval du glacier, jusqu'à environ 3 450 m d'altitude (Saks *et al*., 2024). Des avancées plus récentes associées au PAG sont marquées à 3 560 m. C'est sur ce glacier que les méthodes de cette thèse ont été testées : reconstruction de la paléosurface, datations de blocs morainiques et interprétation de LEG (Saks *et al*., 2024).

Plusieurs études paléoclimatiques se sont concentrées sur cet espace remarquable à proximité du plus gros glacier interpolaire terrestre – Vanjiar (Zech *et al*., 2000 ; Abramowski *et al*., 2006 ; Grin *et al*., 2016 ; 2018). Les recherches se concentrent récemment sur des dépôts archéologiques de la vallée de l'Alaï, adjacente. La large vallée de l'Alaï est un des points de passage potentiels des anciennes voies de colonisation du bassin du Tarim par les homininés ; elle est marquée par des formes anciennes d'occupation (Schnaider *et al*., 2018). Des sites archéologiques indiquent le peuplement de cet espace depuis l'Holocène.

2.2.2.3 Vuzh et Pish : l'exploration du Sud du Pamir

Le dernier site présente une configuration particulière. Il est composé de deux espaces qui ont été investigués pour des réflexions à des échelles de temps différentes : Vuzh (aussi orthographié Vodzh ou Vuj) et Pish. L'un et l'autre sont distants d'une cinquantaine de kilomètres. Pish est situé sur la frontière avec l'Afghanistan en marge de la confluence des plus grandes rivières du Pamir (Gunt, Shohdara, Piandj). Le site est dénué de glace mais pourrait avoir gardé des traces de l'englacement majeur de ces grandes vallées (fig. 2.18).

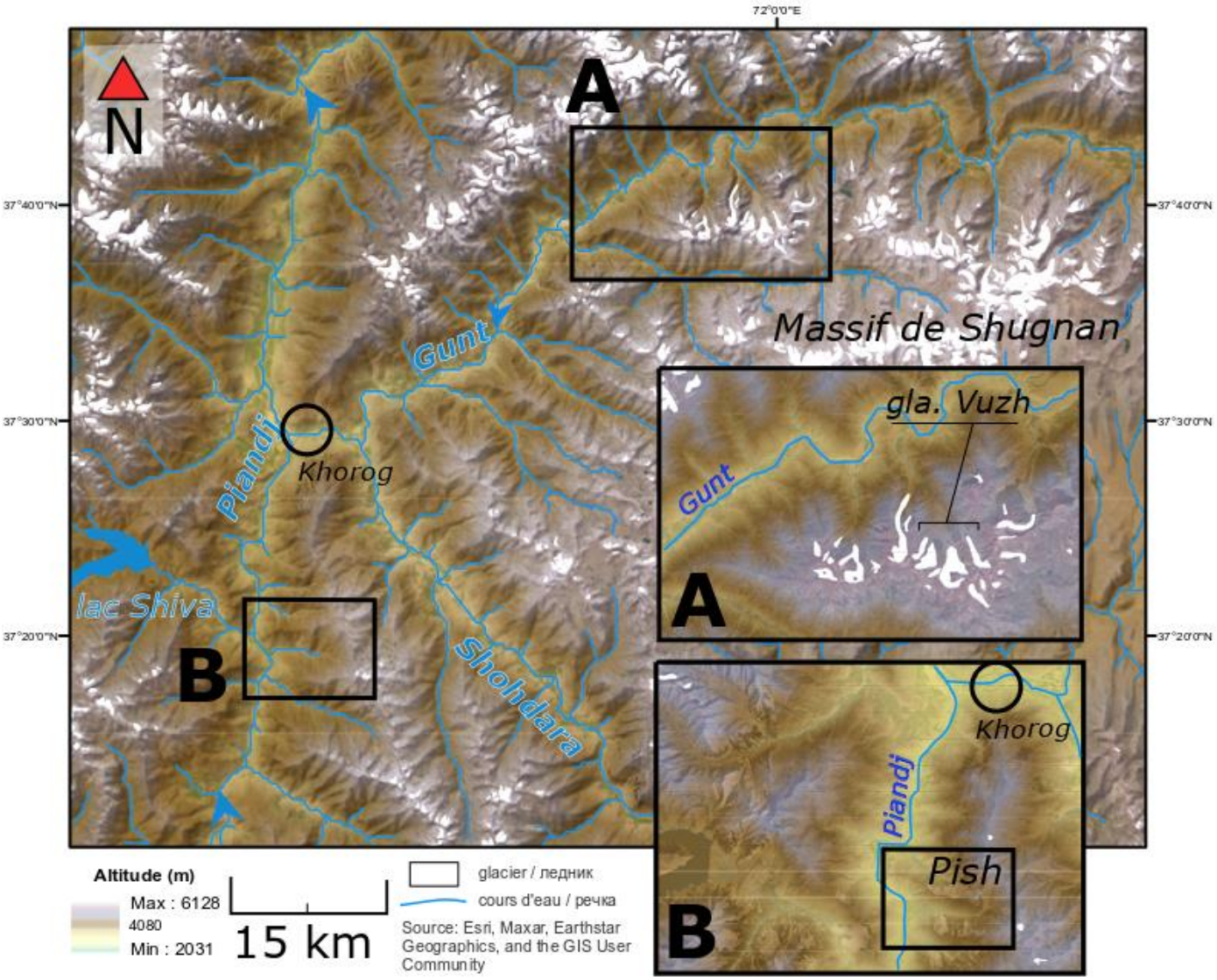


Fig. 2.18 : le glacier Vuzh et l'ancienne vallée glaciaire de Pish au sein du Pamir occidental. Données : Lehner et Grill, 2013 ; ASTER GDEM 3, 2019.

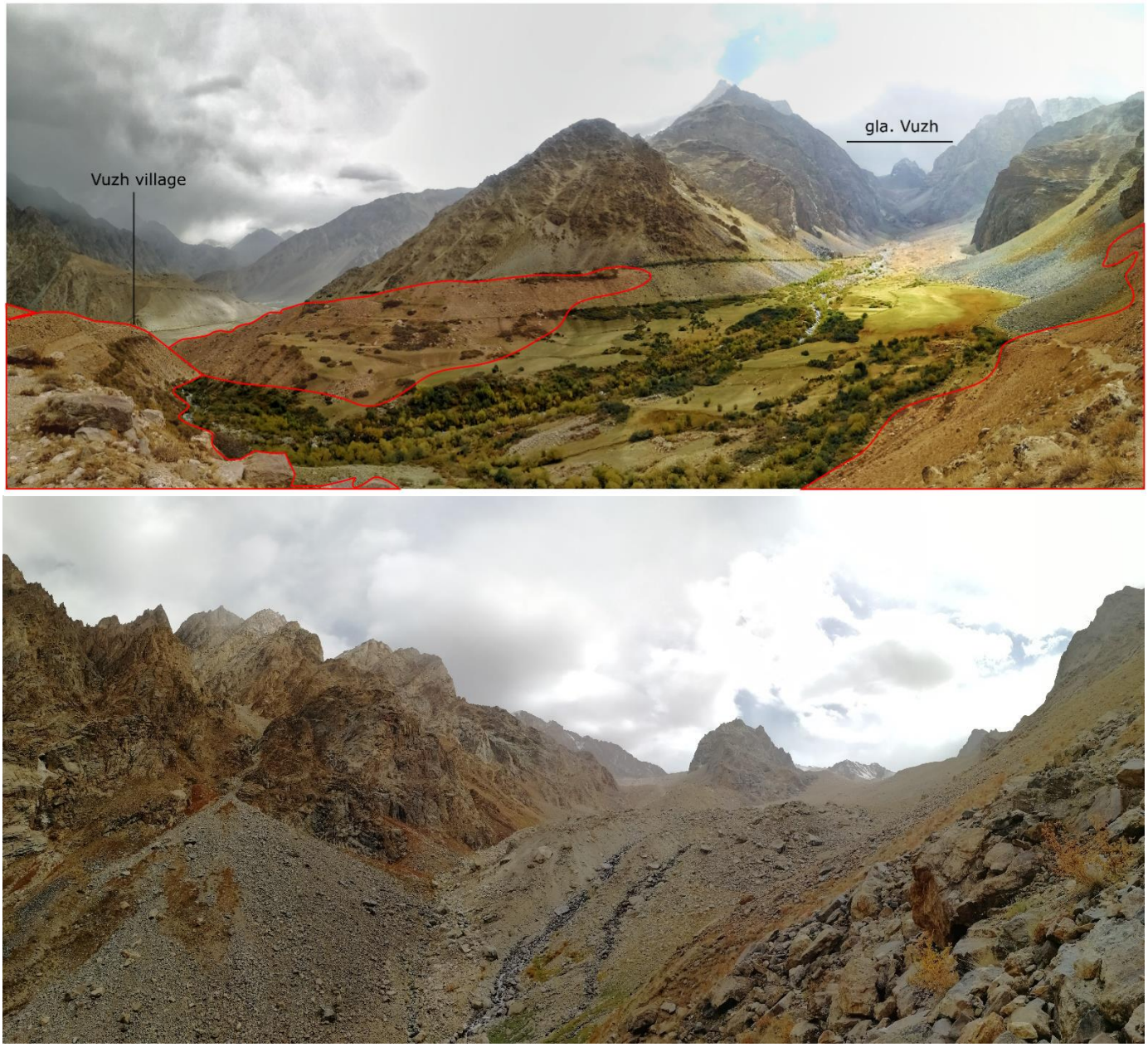


Fig. 2.19 A ; B : La basse vallée de Vuzh depuis la large moraine fronto-latérale Ouest. Les moraines (en rouge) forment un arc ouvert sur la partie gauche de l'image (Nord) et masquent la Gunt dans le fond de vallée. Le complexe des glaciers de Vuzh est en arrière-plan sur la droite. G. Béra, 4/10/2021, orientation NNE à SSE (haut), alt. 2900 m. La moraine frontale de la haute vallée de Vuzh. Elle est marquée par une activité fluvio-glaciaire dans sa partie frontale. G. Béra, 1/10/2021, orientation SSE (bas), alt. 3750 m

Vuzh est une petite vallée Sud-Nord issue du massif de Shugnan (fig. 2.18). Le site couvre la courte vallée torrentielle de Vuzh. Le torrent éponyme est un affluent de la Gunt qui irrigue Khorog (préfecture du Gorno-Badakhchan) (fig. 2.18). C'est à Khorog qu'est installée la station météorologique la plus proche de ces sites (données accessibles sur le site de pogodaiklimat). Elle y mesurait ces dernières années < 250 mm/an de précipitation concentrées à la fin de l'hiver (de décembre à avril).

Comme presque tous les villages du Gorno-Badakhchan, le village de Vuzh est installé sur le cône de déjection du torrent éponyme. Une moraine fronto-latérale d'environ 160 m de haut structure le paysage (culminant à environ 2 870 m). Elle est issue de la vallée de Vuzh et a concentré les installations humaines entre sa partie externe et la rivière Gunt. Cette moraine débute plus d'un kilomètre en amont. Elle est utilisée comme aqueduc pour l'irrigation du village sur les deux versants (fig. 2.19 A). Seule la rive gauche a permis la conservation de sa partie fronto-latérale où elle est dénuée de traces d'anthropisation majeure.

Elle est d'autant plus intéressante que sa partie Ouest (rive gauche) a constitué un cordon distinct du versant, formant une micro-vallée sur quelques hectomètres. Durant cette thèse, une équipe a publié des résultats de datation de ce cordon morainique ainsi que du versant duquel il est disjoint et qui semble aussi marqué par des dépôts glaciaires (Stübner *et al.*, 2024). Les âges d'exposition proposent un englacement de la vallée au cours du MIS 3 (34 ka) sur un échantillonnage léger (n=2). Le cordon morainique semble déposé par la suite, peut-être au cours du Dryas (14 ka) (Stübner *et al.*, 2024).

Plus haut, la vallée de la Vuzh est encaissée. Un cône de déjection actif marque un léger replat 2 km en amont, zone de dépôt (temporaire) des sédiments fluvio-glaciaires issus du glacier n°538 (long glacier à l'Ouest de Vuzh sur la fig. 2.18). Le fond de cette vallée affluente est couvert de glace de 5 200 à 4 300 m sur une pente moyenne de 40°. Les dynamiques de versants catastrophiques ont couvert ce glacier sur ses cent derniers mètres de dénivelé. En aval, peu, voire aucune forme paléo-glaciaire ne semble conservée. En effet, le glacier a été cartographié « glacier à pulsation » (Kotlyakov, Osipova et Tsvetkov, 2008).

Quatre kilomètres en amont de la large moraine fronto-latérale de Vuzh, une moraine frontale éventrée subsiste dans la vallée principale (fig. 2.19 B). Sa partie sommitale culmine autour de 3740 m. Elle est distante d'environ 2 km des fronts des glaciers Vuzh actuels. Ces derniers ont fait l'objet d'une cartographie rapide au cours des expéditions soviétiques (Varnakova et, Rototaeva, 1979). Nommés glaciers n°535, n°536 et n°537, ils étaient coalescents au niveau de la moraine observée (fig. 2.19 B). En 2021, leur superficie était de 0,7 km² (glacier n°535), 1,3 km² (glacier n°536), 1,1 km² (glacier n°537) et 0,9 km² (glacier n°538, dans la vallée affluente qui partage la même moraine fronto-latérale en fond de vallée). Huit cirques glaciaires entre 4 900 et 5 100 m concentrent les écoulements d'eau solide sur des pentes rectilignes d'environ 25°. Les glaciers s'étendaient sur ~2 km jusqu'à 4 300 m d'altitude (2021). Des moraines latérales sont sporadiquement présentes dans la partie amont de la vallée, parfois réduites à des trimelines. Elles sont entrecoupées sur de larges tronçons par des zones de

transport sédimentaire. Processus gravitaires, éboulis, couloirs mixtes ou d'avalanches ont remobilisé les dépôts glaciaires. Le fond de vallée est occupé par des sédiments glaciaires, fluvio-glaciaires et issus de ces processus gravitaires. Le complexe glaciaire de Vuzh constitue l'ensemble de glaciers le plus élevé de ma zone d'étude évoluant au-dessus de 5 000 m.

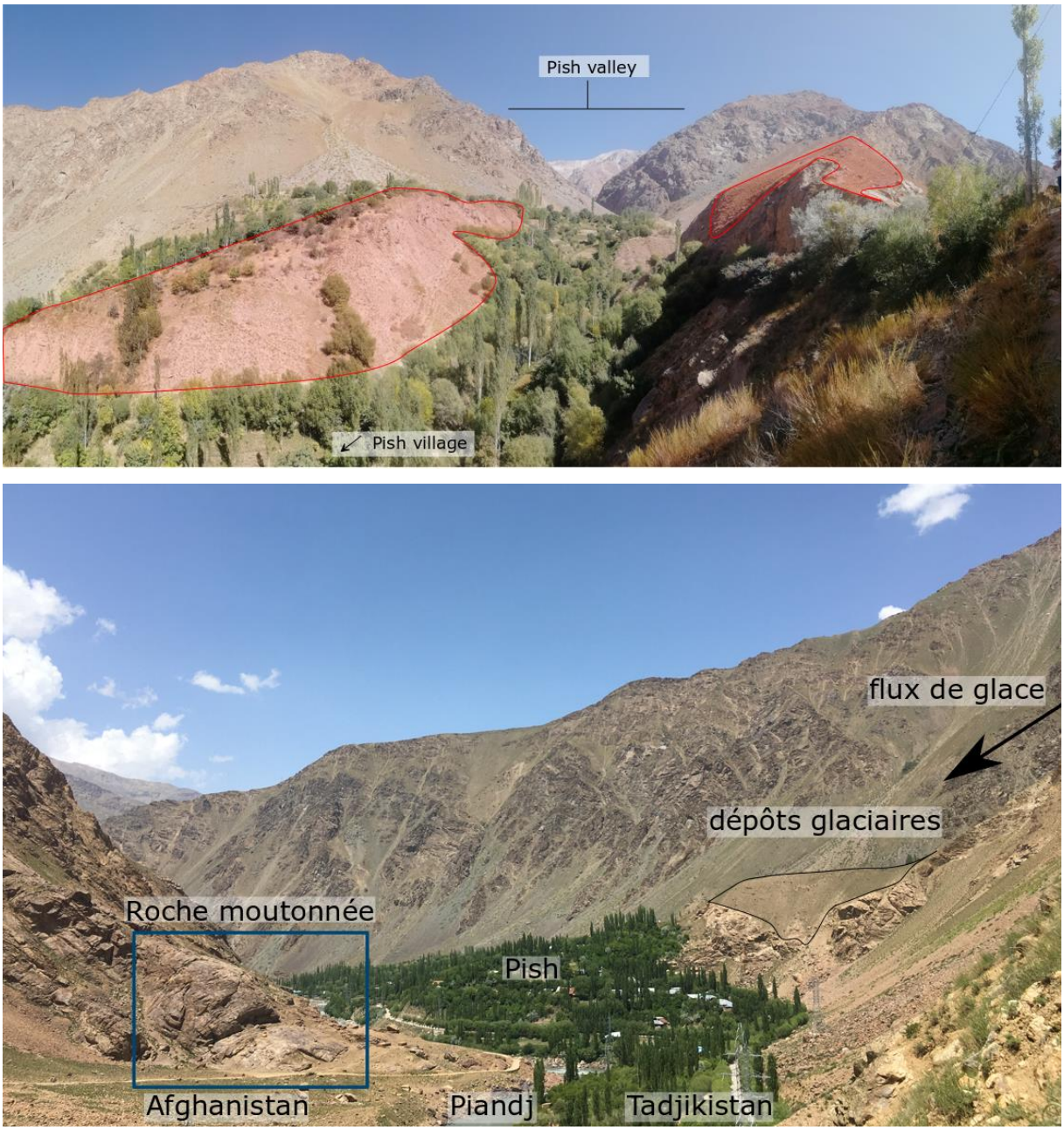


Fig. 2.20 A ; B : la vallée de Pish et ses dépôts glaciaires (en rouge). La Piandj arrive de par l'éperon rocheux Sud (à droite de l'image) et conflue avec la rivière Pish au niveau du village. G. Béra, 3/10/2021, orientation ENE (A), alt. 2280 m ; Vue sur Pish depuis la valle de la Piandj. Le paléoglacier étudié arrive depuis le Sud à droite de l'image. G. Béra, 8/06/2025, orientation N, alt. 2210 m

À l'inverse, celui de Pish est le plus bas. Aucun glacier ne subsiste en tête de bassin à 4 200 m (fig. 2.18). Ce site fait partie du bassin versant de la Pish qui conflue avec la Piandj (Darmarah dans ce secteur) 20 km en amont de Khorog (fig. 2.18). Le site de Pish a été choisi en correspondance avec les décrues majeures proposées par Stübner (*et al.* 2017 ; 2021 ; 2024) dans la vallée de la Bartang et de la Gunt durant les pénultiennes et ultimes périodes glaciaires (MIS 2 à 8). Le DMG est localement estimé autour de 70-80 ka et une recrudescence des glaciers au cours du MIS 2 est remarquée (Abramowski *et al.*, 2006 ; Röhringer *et al.* 2012 ; Stübner *et al.*, 2021 ; 2024). Les langues glaciaires terminales associées ont été interprétées de 1 800 et 2 800 m au Haut-Badakhchan, bien qu'elles soient conservées sporadiquement (Stübner *et al.*, 2024). Il n'existe pas de contrainte temporelle plus récente dans le Gorno-Badakhchan et aucune chronologie de la vallée ici étudiée n'a été proposée. Fuchs (*et al.*, 2013 ; 2014 ; 2015) ont conduit des recherches dans la vallée de la Piandj concentrées sur l'estimation de l'incision de la rivière et du taux de dénudation dans le Pamir. Ils proposent un taux de dénudation important : 0,5 à 1 $mm.a^{-1}$ au cours du dernier millénaire et jusqu'à 7 mm/an d'incision de la rivière depuis 26 ka, soit près de 140 m sur la période (Fuchs *et al.*, 2013 ; 2014 ; 2015). Nous rediscuterons ces valeurs avec les nouveaux résultats des datations.

La vallée drainée par la Pish est courte : son bassin versant s'étend sur 12 km^2. Les lignes de crête oscillent autour de 4 200 m. La Pish prend sa source aux alentours de 3 500 m et se jette dans la Piandj 5 km plus bas vers 2 130 m d'altitude. Son cours est rectiligne. Peu avant la confluence avec la Piandj, un éperon rocheux partiellement recouvert de dépôts hétérogènes contraint la Pish à adopter le sens des écoulements de la Piandj, vers le Nord (fig. 2.20 A ; B). Un cône de déjection marque la jonction entre les deux rivières. Le village de Pish est installé sur ce replat. Ce petit bassin versant est entièrement dépourvu de glace de surface en été. Des signes semblent indiquer l'influence passée des glaciers sur cet espace : on dénote la présence de blocs hétérogènes anguleux en place dans une matrice de tillite (fig. 2.20 A).

Autre élément structurant dans ce cas d'étude, l'incision des vallées par la rivière Piandj. Des travaux dans la région mettent en exergue ce phénomène inégal qui a très peu été quantifié dans le reste de l'AC (Fuchs *et al.*, 2013 ; 2014). Il permet d'affiner l'estimation de l'âge d'exposition de la moraine de Pish – présumée ancienne et d'apporter des éléments complémentaires à sa reconstruction géomorphologique ainsi qu'à celle des masses de glace durant la dernière grande glaciation de l'AC.

*

Les zones retenues pour des études à grande échelle couvrent une large partie de l'AC. L'espacement entre les sites forme un maillage motivé par l'identification des variations locales du climat. Cela pourra contribuer à comprendre les éventuels changements de circulation atmosphérique à l'échelle du sous-continent. Cette sélection de sites permet de comparer les dynamiques glaciaires lors d'épisodes de variation du climat. Cela mènera, à l'aide de la littérature disponible, à proposer une chronologie d'extension de la surface glaciaire au cours de l'Holocène. Au sein de cette période, les avancées les plus récentes, celles du PAG, seront détaillées et investiguées. Elles pourront être confrontées au suivi récent des glaciers permis par les nouvelles technologies (imageries satellite et dérivés, géophysique, SIG). À l'aide d'une simple étude descriptive et comparée des glaciers retenus, des tendances ont été dégagées : certains semblent avoir mobilisé d'importantes masses sédimentaires dans le Nord de l'AC au cours du PAG. D'autre dans le Sud de ma zone d'étude suivent un comportement moins uniforme. Des investigations à plus petite échelle seront proposées par rapport aux larges masses de glace en circulation. Les recherches pourront être mises en perspective avec les résultats des autres disciplines utilisées pour répondre aux questionnements sur les paléoclimats. Plus localement, les enjeux qui persistent et s'aggravent autour de la ressource en eau au sein de la zone d'étude devront être mentionnés et gardés à l'esprit pour une interprétation appliquée pertinente des résultats. La totalité des habitant.es sont dépendants des stocks solides et des écoulements liquides. Aussi, j'ai pris soin de répartir les sites étudiés au sein des bassins versants majeurs d'AC.

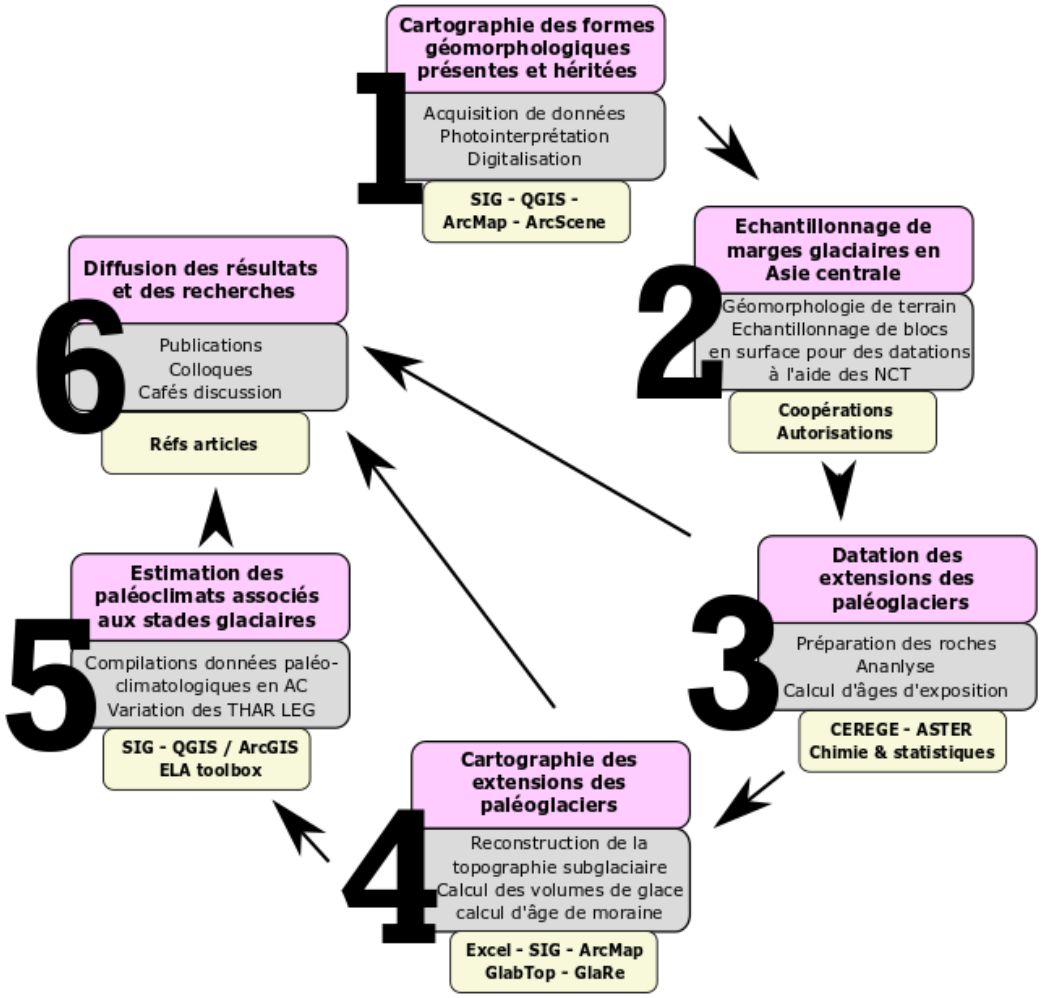


Fig. 3.1 : méthodes et outils mis en place dans cette thèse pour répondre aux objectifs de recherche

Chapitre 3 – Méthodologie des recherches

Les glaciers en Asie centrale, approche géomorphologique et géochronologique

Cette thèse de géographie s'appuie sur des normes établies depuis plusieurs siècles : celles de la dissertation. Y sont mobilisées représentations artistiques et écrites, premières sources utilisées pour produire du savoir scientifique. Propre à l'identité de la géographie, de nombreuses cartes illustrent ce travail. Elles sont autant utilisées comme outils de synthèse que comme outils de démonstration (fig. 3.1). Avec l'arrivée de l'informatique et des calculateurs il est devenu impensable de ne pas mobiliser les SIG dont on tire la quasi-totalité des cartes aujourd'hui. Reprenant des algorithmes appliqués aux recherches sur les glaciers, des reconstructions de surface de paléo-glaciers ont été conduites pour estimer les LEG et volumes associés (fig. 3.1). De nombreuses méthodes sont possibles pour mener à bien ces objectifs, je décris mes choix dans la première partie de ce chapitre (3.1).

Les résultats majeurs de ce travail sont les résultats de datations absolues de dépôts de moraines et de blocs erratiques. Adoptant une part grandissante du caractère de la géomorphologie quantitative associée à la géochronologie, ce travail a permis la production de 114 nouveaux âges d'exposition à l'aide des NCT Be-10 et Cl-36. Cette méthode est au centre des recherches de cette thèse, j'y consacre la seconde partie de ce chapitre pour décrire l'utilisation de ces méthodes dans le contexte des géosciences (3.2) (fig. 3.1).

Enfin, je résume dans une troisième section les limites associées aux méthodes retenues (3.3). C'est en bonne connaissance de ces limites qu'une interprétation des formes glaciaires et des âges d'exposition peuvent être formulés.

3.1 Les SIG dans l'étude des paysages géomorphologiques postglaciaires

3.1.1 Quels supports et quels outils pour quels objectifs ?

Depuis une dizaine d'année, les SIG sont au cœur des recherches en géographie. L'amélioration des calculateurs renforce la part des travaux réalisés sur SIG et rend possible les études à l'échelle du globe (Immerzeel *et al*., 2020). À l'échelle inverse, les progrès dans la précision des données et images permettent l'agrandissement des grilles de lecture et d'analyse. Certaines images sont utilisées à l'échelle de vallées glaciaires en AC pour des comparaisons diachroniques (Aizen *et al*., 2006 ; Bolch *et al*., 2021 ; Shahbandeh *et al*., 2023). Une évolution des processus de surface peut être observée ou être à l'origine d'analyse de vitesse de la fonte des glaciers ou d'évolutions de BM (Barandun *et al*., 2020 ; Zhang *et al*., 2022). Les SIG se sont imposés à l'expression des résultats et leur analyse suffit à la publication, notamment en géomorphologie de montagne (Narama *et al*., 2010 ; Osmonov *et al*., 2013 ; Pellitero *et al*., 2015 ; 2016). Des journaux scientifiques se consacrent aux recherches en SIG : *Transactions in GIS, Computer Science, Journal of Maps*.... Cet outil rend possible l'étude d'espaces sans pratique du terrain. Une discipline spécifique, la géomatique, en est née. Elle regroupe les activités réalisées sur informatique dans un cadre géographique. Ma thèse proposant des échelles de lecture diverses, il m'a paru inévitable de mobiliser les SIG.

Avant tout, il convient de caractériser cet outil : les SIG consistent en l'abstraction d'entités spatiales qui sont analysées par leurs liens dans l'espace. Ces abstractions sont réalisées sous forme de vecteurs (*shapefile*) ou d'images (rasters). Polyvalents, et au cœur de nos raisonnements, il existe un grand nombre de supports qui permettent de les utiliser. Le logiciel QGIS est sans doute le plus répandu. Des extensions y sont régulièrement ajoutées et proposent des méthodes variées pour mener une opération. N'importe qui peut participer à l'enrichissement des fonctionnalités initiales par la capacité du logiciel à lire des langages informatiques Python ou C++. Cela garantit la modularité des fonctions spatialisées qui sont rendues accessibles et diffusables. La majorité des cartes présentées dans cette thèse ont été réalisées avec ce programme.

QGIS est néanmoins connu pour ses échecs qui mènent à la fermeture brutale de l'application sans sauvegarde. La suite ArcGIS (ici principalement utilisée dans ses versions ArcMap 10.6.1,

ArcScene 10.6.1 et ArcMap 10.8.1) permet de réaliser des raisonnements équivalents à ceux possibles sur QGIS par des opérations à la logique similaire. Ce logiciel est réputé pour sa stabilité. L'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne qui encadre ce travail fournit à son personnel des licences annuelles ArcGIS dont j'ai bénéficié. Son principal atout est sa fiabilité lors de la manipulation de données lourdes. Le principal désavantage est le prix qui le rend inaccessible à une très large partie de la communauté scientifique rendant les forums d'échanges plus pauvres et marginalisant nombre d'utilisateurs de SIG. En découlent moins d'extensions associées, des mises à jour plus rares. La prise en main d'ArcMap est longue et fastidieuse. La logique des opérations diffère de ce qui est proposé par QGIS. Les environnements de travail sont incompatibles d'un logiciel à l'autre. Aussi, la quasi-totalité des opérations cartographiques basées sur des algorithmes ont été réalisées sur ArcGIS. Certaines opérations, possibles uniquement sur ArcGIS ont motivé ce choix (Pellitero *et al.*, 2015 ; 2016). Au sein de la suite ArcGIS, ArcMap et ArcScene ont été utilisés, selon le rendu recherché (ArcScene proposant un rendu en 3D). Pendant cette thèse, ESRI a annoncé la fin du fonctionnement du logiciel ArcMap en 2025, privilégiant la nouvelle version : ArcGIS Pro. Ainsi, tous les environnements de travail créés dans cette thèse sont devenus obsolètes, phénomène récurrent dans les SIG.

3.1.2 Acquisition de données pour un SIG en géomorphologie glaciaire

Une part importante du travail sur SIG a consisté en la digitalisation des formes du relief des zones d'étude. Pour cela, l'acquisition de données (sources) représente un enjeu majeur. De nombreux satellites sont disponibles sur le marché pour répondre à cette demande. Les données récentes issues du satellite japonais Alos Palsar couvrent la totalité de mes sites d'études (Narama *et al.*, 2010). Leur précision à 12,5 m est satisfaisante pour ce qui existe sur le marché (Fowler et Ng, 2021 ; tab. 2). La position décentrée de l'URSS avait protégé son territoire de plusieurs campagnes de surveillance internationale qui imageaient le monde. Jusqu'à l'implosion de l'Union, l'AC était peu couverte par les images aériennes. Les images Corona, issues du programme de surveillance éponyme des années 1970 aux années 1990 constitue une base de donnée régulièrement mobilisée pour l'AC (Eliott *et al.*, 2020 ; Bhattacharya *et al.*, 2021 ; Shahbandeh *et al.*, 2023). Leur bonne qualité permet d'identifier différentes formes géomorphologiques sur le terrain depuis parfois la fin des années 1960 (tab. 3.1). Elles sont

complétées par l'acquisition d'images des satellites Sentinel (Union européenne) et Landsat (Etats-Unis) pour les périodes plus récentes.

Satellite, sensor	Frequency (GHz)	Swath width (km)	Spatial resolution (m)	Repeat orbit (days)	Operation period
ERS-1/-2 SAR	5.3	100	25	35	1991–2000/1995–2011
ERS-1/-2 Tandem	5.3	100	25	1	April 1995–Jan 2000
SRTM, C-SAR	5.3	225	30, 90 (DEM)	Single-pass	11–22 Feb 2000
STRM, X-SAR	9.6	50	25 (DEM)	Single-pass	11–22 Feb 2000
Radarsat-1, SAR	5.3	50–500	10–100	24	1995–2013
Radarsat-2, SAR	5.4	10–500	3–100	24	2007–
Envisat, ASAR	5.3	70–400	25–150	35	2002–2012
ALOS, PALSAR	1.27	40–350	10–100	46	2006–2011
ALOS-2, PALSAR-2	1.26	25–500	3–100	14	2014–
COSMO-Skymed, SAR	9.6	10–200	1–30	16 (1 satellite)	2007–; constellation of four satellites
TerraSAR-X	9.6	10–100	1–16	11	2007–
TanDEM-X	9.6	10–100	1–16	11, single-pass with TerraSAR-X	2009–; in formation with TerraSAR-X
Sentinel-1A/B	5.3	80, 250, 400	5, 20, 40	12/6	2014–/2016–

Different numbers for swath width and resolution refer to different SAR operation modes

Tab. 3.1 : métadonnées des principales images utilisées dans l'observation des glaciers du monde. Dans (Fowler et Ng, 2021)

Une grande quantité de supports permet d'accéder à ces données raster. Chacun possède des spécificités : accès à un satellite, couverture d'une zone, d'une période, proposition des données actualisées… Pour ce travail, un tableur (non exhaustif) a été mis au point regroupant les principales métadonnées utilisées : nom, résolution, zone d'étude… (tab. 3.2). Dans le cadre de cette thèse, les images satellites ont été téléchargées sur le site Earth Explorer et Earth Data, et les MNT sur ASF Data Search Vertex, Natural Earth, GLIMS (*cf* sitographie). GéoSud et Dinamis ont permis l'acquisition d'images Pléiades pour certaines parties de ma zone d'étude (Barkrak et Kyzyl-Suu). Ces images ont été utilisées pour étudier les formes actuelles du relief. La compréhension de certains processus nécessite une vision dynamique. Aussi je me suis basé sur des images Corona, Landsat et Sentinel de résolution suffisante pour mettre en exergue des dynamiques géomorphologique à grande échelle sur mes sites d'échantillonnage (Chandler *et al.*, 2018).

Zone d'étude	Glacier	Nom fichier	Format	Taille	Source	Base de données	Type Camera	Précision (m)	Prise de vue	
Terskey Ala-Tau	Glacier n°354	AP_07405_FBD_F0820_RT1.dem.tif	tif	321 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	15/06/2007	2010-20's
		L1C_T44TKM_A012901_20190826T053910	tif	5.68 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	26/08/2019	1990-00's
		p148r031_7x19990918.tar	tif	971 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	18/09/1999	1970-80's
		p159r031_2x19750830.tar	tif	90 Mo	Landsat 2	Earth Explorer	Image traitée	60	30/08/1975	
		DS1115-2201DA011	tif	889 Mo	Corona	Earth Explorer	Stereo High	6 à 9	23/09/1971	
		DS009013022DV154_a	tif	2.56 Go	Corona	Earth Explorer	Pellicule numérisée	6 à 9	12/07/1960	
	Western Suek	AP_08324_FBD_F0820_RT1.dem	tif	65 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	17/08/2007	
		AP_08324_FBD_F0820_RT2.dem	tif	11 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	30	17/08/2007	
		DS009038031AF027	tif		Corona	Earth Explorer	Image traitée	6 à 9	28/06/1962	
		L1C_T44TKM_A012901_20190826T053910	tif	5.68 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	1	26/08/2019	
	Arabel Suu	AP_07405_FBD_F0830_RT1.dem	tif	321 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	15/06/2007	
		AP_08324_FBD_F0820_RT1.dem	tif	63.5 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	17/08/2007	
		AP_07405_FBD_F0820_RT1.dem	tif	63 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	15/06/2007	
		AP_12350_FBD_F0830_RT1.dem.tif	tif	71 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	-	
		L1C_T44TKM_A012901_20190826T053910	tif	5.68 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	26/08/2019	
		LE71480312006248PFS00.tar	tif	980 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	05/09/2006	
		p148r031_5x19900731.tar	tif	567 Mo	Landsat 5	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	31/07/1990	
		DZB1216-500277L021001	tif			Earth Explorer	Pellicule numérisée	6 à 9	21/08/1980	
		p160r031_2x19750813.tar	tif	43 Mo	Landsat 2	Earth Explorer	Image traitée	60	13/08/1975	
Kungey Ala-Tau	Tuyuk-Suu	AP_08324_FBD_F0850_RT1.dem.tif	tif		Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5		
	Adyguene	AP_08222_FBD_F0840_RT1.dem	tif	68.6 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	10/08/2007	
		AP_08222_FBD_F0840_RT2.dem	tif	11.9 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	30	10/08/2007	
Pamir Alay	Kyzyl Suu	AP_08193_FBD_F0770_RT1.dem	tif	71 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	08/08/2007	
		DZB1216-500273L007001-B-_georef	tif	1.2 Go	Pléiades	Dinamis	Image traitée	1	23/08/2019	
		LE71520332006212ASN00.tar	tif	986 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	15	31/07/2006	
		p151r034_5x19920927.tar	tif	576 Mo	Landsat 5	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	27/09/1992	
		p164r033_1x19720910.tar	tif	87 Mo	Landsat 1	Earth Explorer	Image traitée	30 à 60	10/09/1972	
	Abramov	AP_02650_FBS_F0780_RT1.dem	tif	78 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	27/10/2009	
		AP_02650_FBS_F0780_RT2.dem	tif	14 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	30	27/10/2009	
		LE71520332006212ASN00.tar	tif	986 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	31/07/2006	
		DZB1216-500273L006001.tgz	tif	1.2 Go	Landsat 2	Earth Explorer	Pellicule numérisée	6 à 9	20/08/1980	
Pamir	Vuzh	AP_05509_FBS_F0740_RT1.dem	tif	73 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	23/09/2007	
		L1C_T42SYG_A032835_20211005T060609	tif	6.6 Mo	Sentinel-2	Earth Explorer	Image traitée	1	05/10/2021	
		S2A_OPER_MSI_L1C_TL_MTI__20160802T	tif	5.7 Mo	Sentinel-2	Sentinel Hub	Image traitée	6 à 9	02/08/2016	
		LT51510342009237KHC00.tar	tif	542 Mo	Landsat 5	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	25/08/2009	
		p152r034_7x20010802.tar	tif	923 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	02/08/2001	
		p152r034_5x19920918.tar	tif	548 Mo	Landsat 5	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	18/09/1992	
		p163r034_1x19730712.tar	tif	88 Mo	Landsat 1	Earth Explorer	Image traitée	30 à 60	12/07/1973	
	Pish	AP_05509_FBS_F0740_RT1.dem	tif	73 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	23/09/2007	
		LT51510342009237KHC00.tar	tif	542 Mo	Landsat 5	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	25/08/2009	
		p152r034_7x20010802.tar	tif	923 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	02/08/2001	
		p152r034_5x19920918.tar	tif	548 Mo	Landsat 5	Earth Explorer	Image traitée	10 à 30	18/09/1992	
		p163r034_1x19730712.tar	tif	88 Mo	Landsat 1	Earth Explorer	Image traitée	30 à 60	12/07/1973	
		S2A_OPER_MSI_L1C_TL_MTI__20160802T	tif	5.7 Mo	Sentinel-2	Sentinel Hub	Image traitée	6 à 9	02/08/2016	
		L1C_T42SYG_A032835_20211005T060609	jp2	6,6 Mo	Sentinel-2	Earth Explorer	Image traitée	1 à 5	05/10/2021	
Western CA	Jak-Archa	AP_07420_FBD_F0770_RT1.dem	tif	69.2 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	16/06/2007	
		AP_15129_FBS_F2830_RT1.dem	tif	69.8 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	16/06/2007	
		AP_15129_FBS_F2830_RT2.dem	tif	12.1 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	16/06/2007	
		DS009023023DV204_204	tif	333 Mo	Corona	Earth Explorer	Pellicule numérisée	6 à 9	30/08/1961	
		p165r033_2x19750625.tar	tif	88 Mo	Landsat 2	Earth Explorer	Image traitée	30	25/06/1975	
		p166r033_2x19770721.tar	tif	89 Mo	Landsat 2	Earth Explorer	Image traitée	30	21/07/1977	
		p154r033_5x19890807.tar	tif	552 Mo	Landsat 2	Earth Explorer	Image traitée	30	07/08/1989	
		p154r033_7x20010731.tar	tif	947 Mo	Landsat 2	Earth Explorer	Image traitée	30	31/07/2001	
		L1C_T42SVJ_A032735_20210928T060636	jp2	116 Mo	Sentinel	Sentinel Hub	Image traitée	10	28/09/2021	
	Barkrak	AP_05932_FBS_F0830_RT1.dem	tif	70.7 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	06/03/2007	
		AP_05932_FBS_F0830_RT2.dem	tif	12.2 Mo	Alos Palsa	ASF Data Search	DEM	12,5	06/03/2007	
		L71153031_03120060823_B20	tif	56.4 Mo	Landsat 7	Earth Explorer	Image traitée	30 à 60	23/08/2006	
		S2B_MSIL1C_20210903T060629_N0301_R	jp2	825 Mo	Sentinel	Sentinel Hub	Stereo High	6 à 9	03/09/2021	
		DZB1206_500080L013001_a	tif	1.17 Go	Corona	Earth Explorer	Pellicule numérisée	6 à 9	03/08/1973	
		p153r031_5x19900616.tar	tif	546 Mo	Landsat 2	Earth Explorer	Stereo High	30	16/06/1990	
		p165r031_2x19770825.tar	tif	54 Mo	Landsat 2	Earth Explorer	Stereo High	30	25/08/1977	

Tab. 3.2 : extrait du tableur recensant les détails des données raster acquises pour une cartographie des formes géomorphologiques superficielles

Google Earth a constitué un outil important dans mes recherches. Issu de données Pléiades, Landsat et Sentinel, le logiciel propose un rendu avec une résolution de plus en plus qualitative (parfois métrique). Il est régulièrement utilisé dans les recherches en géomorphologie en AC comme outil à la compréhension des dynamiques de surface, disposant d'un outil « remonter le temps » (dix dernières années, parfois jusqu'à 1985, Aizen *et al.*, 2006 ; Hedrick *et al.*, 2017).

3.1.3 Préparation des données

3.1.3.1 Données vectorisées

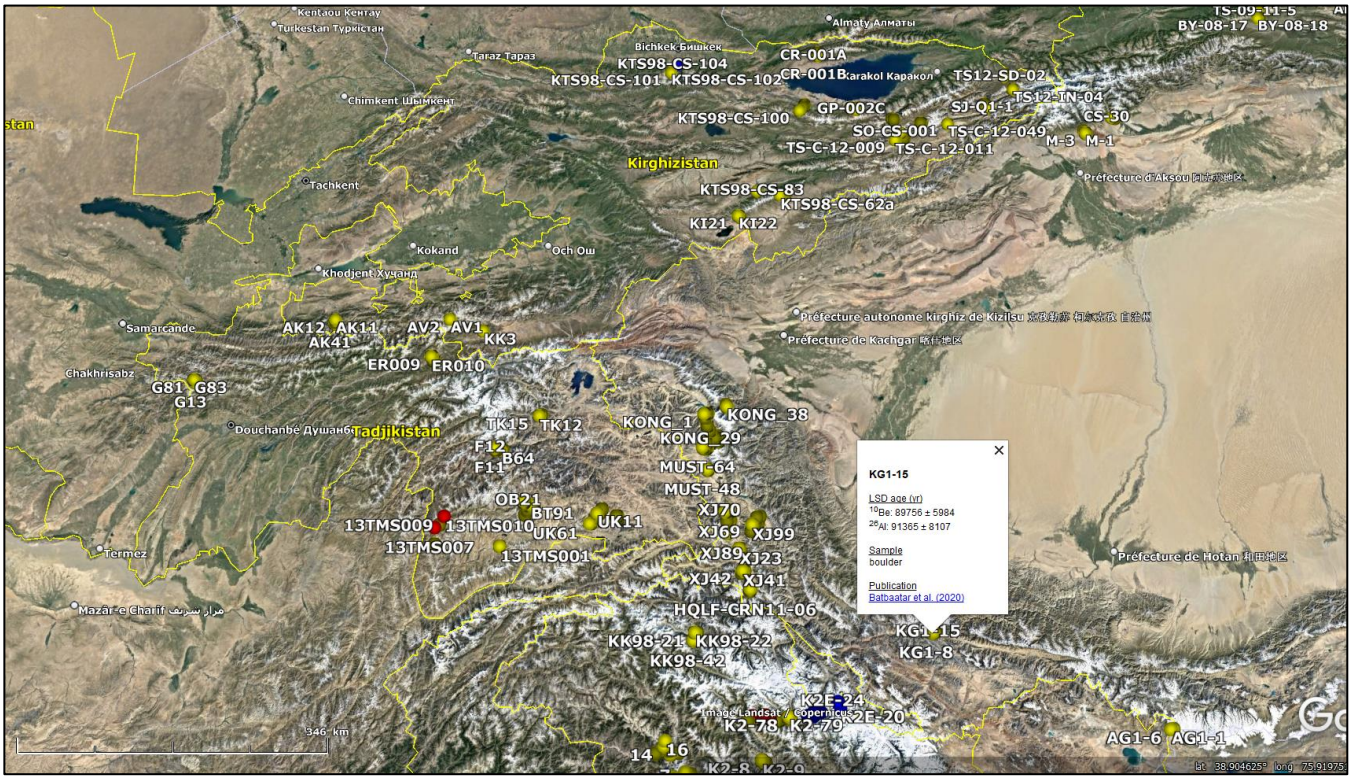


Fig. 3.2 : capture d'écran Google Earth des données *expage* montrant la fiche associée à l'échantillon KG1-15 prélevé sur un bloc erratique (Baatbatar *et al.*, 2020). Les moraines et blocs erratiques (en jaune) sont majoritaires par rapport à la roche en place (en rouge) et les sédimentaires (en bleu).

Une quantité importante de données est issues de résultats de recherches précédentes. Les données sont parfois rendues disponibles sur internet pour une application SIG (Codilean *et al.*, 2018). Dans le cadre de ce travail sur la géochronologie glaciaire, la base de données produite par Jakob Heyman a été utile. Bien que non exhaustive sur les datations absolues en général, elle compile les datations en milieu glaciaire ^{10}Be et ^{26}Al sur son site internet *expage* (*cf* sitographie). Trois catégories y sont distinguées : les datations de moraines et blocs erratiques (distinguées textuellement l'une de l'autre), la datation de roche en place et celle de dépôts sédimentaires fluvio-glaciaires. *Expage* permet la visualisation spatiale des recherches appliquées. La comparaison des données met en valeur l'aspect majoritaire de la datation de moraines et blocs erratiques plutôt que des roches en place ou dépôts fluvio-glaciaires, mais

également la sous-représentation des hautes montagnes d'AC dans les datations absolues par rapport aux chaînes des Himalaya, du Kunlun, ou de la partie orientale du Tien Shan (fig. 3.2). Il s'agit donc de données ponctuelles. Ces vecteurs sont complétés par quelques polygones de vallée glaciaire, terrain composés d'hummocks et moraine issus de travaux d'Arjen Stroeven malheureusement centrés sur la partie Nord de ma zone d'étude (Stroeven *et al.*, 2013). Le service mondial de surveillance des glaciers (WGMS) produit des polygones de tous les contours des glaciers du monde, sur leur état détecté par traitement semi-automatique (télédétection) d'images satellite de 2011 (RGI Consortium, 2019).

En AC, quelques vallées glaciaires cartographiées à l'échelle 1/60 000 ont proposé leurs données en accès libre (Stroeven *et al.*, 2013 ; Blomdin *et al.*, 2016). C'est le cas du site Arabel-suu dans lequel des séquences de dépôts glaciaires ont été datées (Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2018 ; 2020). Une cartographie à plus grande échelle de la zone d'étude me semble nécessaire pour une géochronologie détaillée des évolutions récentes des glaciers. Elle doit être réalisée entièrement sur tous les autres sites. Aussi, une partie importante du travail sur SIG a consisté en la digitalisation de nombreux éléments structurants du paysage à petite échelle : bassins versants, cours d'eau, chaines de montagne. Une cartographie des glaciers actualisée a été réalisée à l'échelle 1/30 000. Le processus d'élaboration des cartes géomorphologiques est décrit dans la partie suivante.

3.1.3.2 Données raster

Les rasters ont constitué le cœur des opérations SIG réalisées dans cette thèse (production de surface de paléoglaciers). Des opérations d'analyse de surface des rasters facilitent la lecture de cartes et sont constamment utilisées dans les projets SIG (ombrage, exposition, calcul des pentes) (Stroeven *et al.*, 2013 ; Stübner *et al.*, 2017).

Comme les données vecteurs, les rasters peuvent être facilement partagés. C'est le cas de Romain Millan (Institut des Geosciences de l'Environnement de Grenoble) qui a partagé les résultats obtenus sur SIG d'épaisseurs des glaciers du monde (Millan *et al.*, 2022 ; Hugonnet *et al.*, 2023). Le travail a été réalisé à l'échelle globale, aussi la résolution est assez faible mais fait partie des rares données raster partagées sur l'AC (précision des pixels : 50 m). Je réutilise ici ses données pour des reconstructions de paléoglaciers dans des vallées encore englacées.

Un travail important a aussi été développé en analyse bi-stéréoscopique d'images sur les Pléiades (Kneib *et al.*, 2023). Des photographies d'un même site, prises avec des angles de vue faiblement distincts permettent de réaliser des modèles de terrain haute précision par

photogrammétrie. MICMAC, mis au point par l'institut géographique français (IGN) depuis 2010 a été utilisé dans cette thèse pour élaborer un MNT sur Kyzyl-suu. Sa méthode disponible sur des forums et des fichiers de documentation fonctionne sur Ubuntu – Linux par l'application d'une commande -mm3d. Des alternatives existent comme Ames Stereo Pipeline ou Visual SFM ; elles n'ont pas été utilisées ici. Elles reposent toujours sur le même fonctionnement : l'identification de points référencés pour un ajustement interne qui mène à la construction d'un MNT haute précision (métrique dans le cas de Kyzyl-suu).

3.1.4 Traitement des données et modélisations

3.1.4.1 Réalisation de cartes géomorphologiques

Les cartes géomorphologiques de cette thèse ont été confectionnées suivant des rapports 1/10 000 à 1/30 000 selon les sites. Elles sont réalisées lors d'études approfondies en amont de travaux de terrain et ont été modifiées après les observations. Ces cartes ont servi d'outil à la base des axes de réflexion successifs :

Identification des dynamiques géomorphologiques superficielles actives par comparaison diachronique d'images (1) :

- Cartographie des glaciers actuels (2020-2023) à l'échelle de l'AC (1/25 000).
- Cartographie des glaciers du corpus de sites retenus avec les images images satellites anciennes (1965-1980), intermédiaires (> 10 ans) et récentes, associées aux âges des MNT utilisés.
- Recherche des dynamiques paraglaciaires : éboulis, glissement de terrain, évolution du cours de la rivière… pour la localisation claire des marges proglaciaires des sites étudiés à grande échelle et pour l'identification des marges de paléoglaciers.

Préparation et analyse du terrain, repérage des sites d'approfondissement de la recherche (2) :

- Cartographie précise de processus géomorphologiques superficiels (glacier blanc, couvert, rocheux, moraine frontale, latérale, de fond, crête morainique, nunatak, trimeline, névé, roche en place, lac paraglaciaire, lac proglaciaire, cône de déjection, torrent interactif, torrent pérenne, bassin de rétention (du torrent), bande active, tablier d'éboulis, couloir d'avalanche, couloir mixte (empruntés par des avalanches et des débris sédimentaires), dépôts fluvio-glaciaires, terrains composés

d'hummocks, lignes de crêtes, et autres formes du relief rencontrées ponctuellement…)

- Analyse de certaines données surfaciques de base : pentes, ombrages, exposition, isolignes topographiques.

Proposition des lieux d'échantillonnage (3) :

- Détermination des marges proglaciaires dans la vallée : combien de stades visibles ?
- Identification de processus géomorphologiques actifs qui pourraient être à la source de mouvements post-dépôts de blocs morainiques
- Localisation de blocs erratiques isolés
- Établissement d'hypothèses de recherche des moraines déposées durant de mêmes périodes glaciaires de part et d'autre de la vallée pour des moraines latérales, ou d'amont en aval pour des moraines latérales et frontale

L'utilisation et la confection des cartes géomorphologiques a posé problème avec la logistique de terrain, incertaine et soumise à de nombreux imprévus. Certains sites d'échantillonnage initiaux avaient été repérés et cartographiés. Ils ont été remplacés par des sites partagés par des programmes de recherche internationaux ou pour des questions de logistique, de déplacements et de budgets. Les imprévus sont assez courants en AC, aussi la quasi-totalité des glaciers retenus dans mon projet de thèse issu de mon mémoire de recherche ont été modifiés (Béra, 2019). Cela a mené à l'échantillonnage de certaines vallées sans analyse préalable du site (Adyguen dont les échantillons ne sont pas arrivés à destination et Jak-Archa).

3.1.4.2 Héritages glaciaires pour la reconstruction de la surface des glaciers et des paléoglaciers

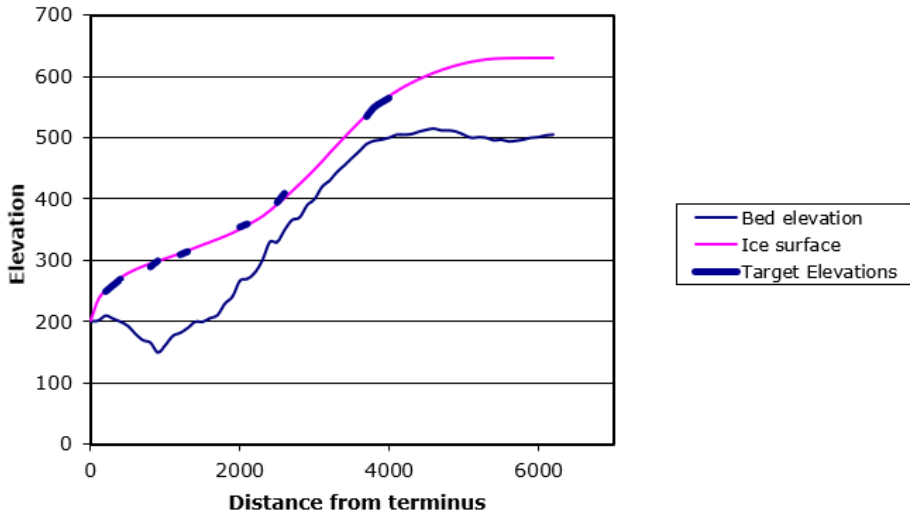
Les cartes géomorphologiques détaillées ont été mobilisées pour l'interprétation des résultats des âges d'exposition. Seuls les marqueurs géomorphologiques de présence des glaciers issus de ces cartes sont utilisés pour les reconstructions : moraines frontales, latérales et épaulements. Actuellement, une grande partie du travail de reconstruction de la surface de paléoglaciers est issue des recherches en rhéologie de Nye (1952a) Shilling et Hollin (1981) et Paterson (1994) dans un environnement qualifié de « plasticité parfaite » de la glace (Ultee et Bassis, 2016).

Leurs recherches ont été adaptées à l'arrivée de l'informatique. Benn et Hulton ont diffusé une feuille de calcul *profiler v2* qui itère leurs équations le long de la ligne d'écoulement principale

du glacier – le talweg (tab. 3.3 A ; B ; 5) (Benn et Hulton, 2010). Son principe repose sur l'inversion des équations d'écoulement « parfait » du glacier – écoulement qui répond à la pression issue de l'accumulation de neige et de glace sur une pente ici réduite au talweg (Benn et Hulton, 2010). Récemment, Pellitero a adapté ces équations aux SIG avec la boîte à outil GlaRe sur ArcMap que je présente plus tard (Pellitero *et al.*, 2016) (3.1.4.4).

ice density	900								
g	9.81								
Step length	100							Quadratic coefficients	
Distance from terminus	Bed elevation	Target Elevations	Shear stress	F	Ice surface	H		b	c
0	201	0	50000	1	201	0			
100	202		50000	1	235	33		-403	39469.3689
200	210	250	50000	1	251	41		-412	40453.1625
300	205	260	50000	1	262	57		-415	40072.1186
400	200	270	50000	1	271	71		-405	36318.2154
500	193		50000	1	278	85		-393	31933.9537
600	180		50000	1	284	104		-373	25236.9057
700	170		50000	1	289	119		-350	17567.6682
800	166	290	50000	1	294	128		-336	12385.2755
900	150	300	50000	1	298	148		-316	5375.60452
1000	162		50000	1	302	140		-312	3051.13922
1100	177		50000	1	306	129		-339	10069.6278
1200	182	310	50000	1	311	129		-359	15059.0744
1300	190	315	50000	1	315	125		-372	17962.952
1400	200		50000	1	320	120		-390	22499.7661
1500	200		50000	1	324	124		-400	24563.1379
1600	206		50000	1	329	123		-406	25375.9778
1700	211		50000	1	333	122		-417	27860.4695
1800	230		50000	1	338	108		-441	34730.569
1900	241		50000	1	344	103		-471	43748.5726
2000	267	355	50000	1	350	83		-508	55333.6002
2100	270	360	50000	1	357	87		-537	64345.8894
2200	280		50000	1	363	83		-550	67847.9326

a



b

Tab. 3.3 A ; B : Extrait du tableur profiler v.2 et de ses principales entrées dans Benn et Hulton (2010) (a). Reconstruction de la surface du même paléoglacier théorique (b)

Ces reconstructions sont basées sur la présence de marqueurs géomorphologiques. Le plus important est la moraine frontale, qui marque la limite altitudinale basse du paléoglacier. Elle est identifiable dans le tableau 3.3 A sous la dénomination « terminus ». Les reconstructions

sont basées sur ce marqueur géomorphologique. La hauteur de glace à la surface du paléoglacier est $h = 0$ au niveau de la moraine frontale.

Nye (1952a) et Paterson (1994) identifient la pression basale reçue au niveau du talweg (appelée contrainte de cisaillement basal (CCB) – *shear stress* en anglais) comme variable principale qui influe sur la hauteur de glace du glacier / paléoglacier à partir de la moraine frontale. La CCB notée τ_b est difficilement mesurable sur le terrain. Des équations en rhéologie permettent de la calculer :

Eq. 5: $\tau_b = \rho * g * h * \sin(\alpha)$

où ρ est la densité de la glace (0,9 à 0,917 ; 0,910 selon Patterson (1994)) ; g l'accélération gravitationnelle (9,81 $m.s^{-2}$), h l'épaisseur de glace et α la pente de la surface du glacier (°)

Dans le cas de la reconstruction de surface des paléoglaciers, les pentes à la surface des glaciers sont inconnues. Par extrapolation des mesures sur les glaciers, la CCB est estimée de 0 à 150 000 kPa selon la pente et l'épaisseur du glacier (Pellitero *et al.*, 2016).

Cette valeur dépend également de la contrainte apposée par les versants entre lesquels le glacier évolue. Un moyen est proposé pour prendre en compte cette contrainte. Quantifiée dans Patterson (1994), Benn et Hulton l'intègrent à leur feuille de calcul (tab. 5) (Benn et Hulton, 2010). La variable est appelée le facteur *f* (*f factor*). Elle est utilisée pour calibrer la pression reçue au niveau du talweg en fonction de la largeur de la vallée (tab. 3.4). Plusieurs méthodes sont utilisées pour le calculer. Paterson (1994) propose la formule :

Eq. 6 : $f = \frac{A}{Hp}$

où A est l'aire de la partie du glacier pour laquelle le facteur est calculé (m^2) ; H est l'épaisseur de glace et p est le périmètre du secteur étudié englacé (m).

Le *f factor* s'estime à chaque changement notable de la géométrie de la vallée par des profils en large (tab. 3.4). Ces profils sont réalisés pour corriger des hauteurs de glace par l'intensité de la pression latérale (Benn et Hulton, 2010 ; Pellitero *et al.*, 2016). Une valeur moyenne de 0.8 est recommandée par défaut ; 1 pour les calottes (Pellitero *et al.*, 2016).

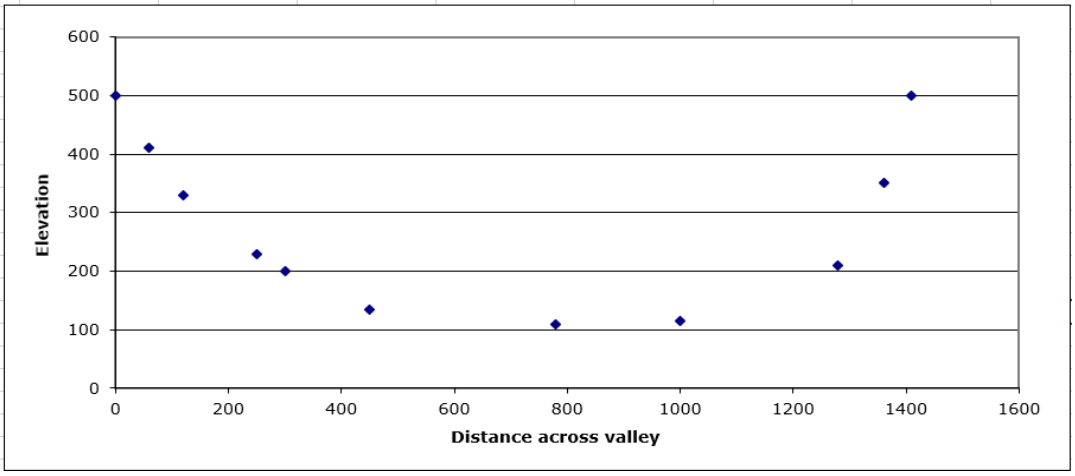
Ces méthodes permettent la quantification des contraintes perçues par la glace au niveau des lignes d'écoulements principales, qui correspondent au talweg (Nye, 1952a ; Patterson, 1994 ; Benn et Hulton 2010). Dans un modèle de plasticité parfaite de la glace, une équation est utilisée pour l'itération des résultats de calcul d'épaisseur de glace le long de la ligne d'écoulement.

Cette ligne d'écoulement (*flowline*) est divisée en points de contrôle dans lesquels l'opération est répétée.

Eq. 7 : $$h_{i+1} = h_i + \frac{\tau_{av}}{F_i \rho g} \frac{\Delta x}{H_i}$$

Où h représente l'altitude (m) de la surface du glacier où h = 0 au niveau de la moraine frontale ; τ_{av} est la CCB (Pa) ; F le facteur f (éq. 6) ; ρ et g décrits dans l'équation 5 ; $\Delta\chi$ la distance entre deux points d'écoulement ; H l'épaisseur de glace (m) où H = 0 au niveau de la moraine frontale et i fait référence à l'étape de répétition de l'opération Shilling et Hollin, (1981 ; dans Denton et Hughes, 1981).

Y	Z	P*	A*		
0	500			H	390
60	410	108.2	2700	P	1760.0
120	330	100.0	7800	A	428900
250	230	164.0	28600		
300	200	58.3	14250	**F**	**0.62**
450	135	163.5	49875		
780	110	330.9	124575		
1000	115	220.1	85250		
1280	210	295.7	94500		
1360	350	161.2	17600		
1410	500	158.1	3750		



Tab. 3.4 : Exemple de calcul du f factor sur un profil en large de vallée, dans Benn et Hulton (2010)

Ces équations se basent sur la reconstruction de la surface de glace au niveau de lignes d'écoulements principales représentées par la colonne *Bed Elevations* dans le tableau 3.3 A. Ce profil suit d'après Nye le talweg situé sous la plus importante hauteur de glace (Nye, 1952a). Il est soumis aux plus fortes pressions et aux vitesses les plus importantes (Nye, 1952a ; Li *et al.*, 2012 ; Hugonnet *et al.*, 2023). Les dépôts ou érosions qui surviennent entre les différentes

périodes d'extensions glaciaires mènent à des changements de topographie basale qui ne sont pas pris en compte par ces modèles alors qu'ils sont inhérents aux crises paraglaciaires (Pellitero *et al.*, 2016). Aussi, la surface du paléo-glacier est reconstruite sans prendre en compte cette incertitude.

Dans le cas de reconstructions de paléo-surfaces de glace dans des bassins versants encore englacés, l'altitude du talweg représente une inconnue qui doit être calculée. La reconstruction de ce profil basal a fait l'objet de nombreuses discussions (Linsbauer *et al.*, 2009 ; 2012 ; Paul et Linsbauer, 2012 ; James et Carrivick, 2016). Les applications sur SIG se sont basées sur l'inversion des équations de plasticité parfaite de la glace de Nye (1952a) et Patterson (1994). Plusieurs se sont distinguées : GlabTop sur ArcMap 10.8 (Paul et Linsbauer, 2012), Volta mis au point par James et Carrivick (2016) ou GlaRe que j'ai appliqué dans ces recherches (Pellitero *et al.*, 2016).

3.1.4.4 La boîte à outil GlaRe

Pour faire fonctionner la boîte à outil GlaRe, les seules données spatiales à intégrer sont les limites spatiales du paléoglacier. Le produit final est un MNT de la surface du paléo-glacier (annexe a5). C'est cette boîte à outil que j'ai utilisée pour la reconstruction des surfaces des paléoglaciers et qui est régulièrement mobilisée dans les études récentes (Rodriguez-Rodriguez *et al.*, 2017 ; Léger *et al.*, 2022 ; Ancrenaz, 2023).

Les résultats produisent des erreurs estimées à entre 10 % et 25 % du volume du glacier . Plusieurs modèles ont été appliqués sur chaque site et pour chaque extension glaciaire pour comparer ces résultats (tab. 3.5). Des tests ont été réalisés dans des bassins versants avec des tracés différents des lignes d'écoulement afin de jouer sur la variation des valeurs rentrées en CCB. Des valeurs de 50 000 à 150 000 kPa ont été testées selon les parties du glacier, la période et le site. Le tableau 3.5 les résume.

L'utilisation de GlaRe recommande une contrainte surfacique vectorielle du paléoglacier (*shapefile*) qui limite son extension maximale. Pourtant facultative pour le fonctionnement de la boîté à outil, la cartographie de cette contrainte a représenté un enjeu majeur du résultat des modélisations. Une absence de contrainte a constamment mis en échec l'exécution de l'algorithme. Certaines reconstructions sont fortement impactées par les contraintes entrées tandis que d'autres ont « naturellement » limité l'extension glaciaire avant la contrainte. Des méthodes détaillées des étapes à suivre sont disponibles en annexe a6 pour GlaRe.

glacier étudié	MNT	quintile 1 (kPa)	quintile 2 (kPa)	quintile 3 (kPa)	quintile 4 (kPa)	quintile 5 (kPa)	extension associée (supposée)	contrainte
Barkrak	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG	faible
	Millan et al., 2023 50 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG	faible
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t2 - Dryas	forte
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t3 - DMG	faible
Jak-Archa	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG 2	forte
	Alos Palsar 12.5 m	100	100	150	150	150	t1 - PAG 2	forte
	Millan et al., 2023 50 m	70	70	100	100	100	t2 - PAG 1	faible
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t2 - PAG 1	faible
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t3 - DMG	forte
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t3 - DMG	faible
Suek	Alos Palsar 12.5 m	100	100	150	150	150	t1 - PAG 2	faible
	Millan et al., 2023 50 m	100	100	150	150	150	t1 - PAG 2	faible
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG 2	faible
	Millan et al., 2023 50 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG 2	faible
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t2 - PAG 1	faible
	Millan et al., 2023 50 m	70	70	100	100	100	t2 - PAG 1	faible
n°354	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG	forte
n°354 & 355	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG	faible
Calotte Suek - 354	Alos Palsar 12.5 m	50	50	70	100	100	t3 - DMG	forte
Kyzyl-suu	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t1 - Dryas	forte
	Millan et al., 2023 50 m	70	70	100	100	100	t1 - Dryas	forte
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t2 - DMG	faible
Vuzh	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG	faible
	Millan et al., 2023 50 m	70	70	100	100	100	t1 - PAG	faible
	Alos Palsar 12.5 m	70	70	100	100	100	t2 - DMG	faible

Tab. 3.5 : contrainte de cisaillement entrée dans la modélisation GlaRe des paléo-glaciers de la thèse

Dans le cas de cette thèse, les têtes de bassins sur lesquelles j'ai choisi de réaliser des reconstructions des surfaces des paléo-glaciers sont souvent englacées (8 vallées glaciaires sur 9). Ramon Pellitero, à l'origine du développement de la boîte à outil GlaRe avait pensé une étape pour reconstruire la topographie sub-glaciaire dans le cas où de la glace serait encore présente . Cette étape ne fonctionne pas (correspondance personnelle avec l'auteur, 2021). Il a fallu établir une méthode antérieure pour prendre en compte la topographie subglaciaire.

De même, le programme Volta se fonctionne plus (2021) et les auteurs avaient cessé toute correspondance à ce sujet.

À titre expérimental, la boîte à outil GlaBTop (Glacier to Bed Topography) a été utilisée au cours des stages de Ludyvine Bonhomme et Anaïs Fichot au CEREGE (Bonhomme, 2022 ; Fichot, 2022). Elle fonctionne par reconstitution d'une arborescence et une inversion des équations de rhéologie de Nye (Linsbauer *et al*., 2009 ; 2012 ; Paul et Linsbauer, 2012 ; Frey *et al*., 2013). À l'issue de ce stage, un protocole est proposé par Anaïs Fichot et Ludyvine Bonhomme (2022 ; annexe a5). La conclusion est l'aspect chronophage de l'utilisation de GlaBTop dont la stabilité est incertaine.

Le plus rapide est de reconstruire la paléo-surface directement sur la surface actuelle. Dans les cas de paléoglaciers largement plus étendus que les glaciers actuels, les différences d'épaisseurs de glace ont pu être considérées comme minimes et omises. C'est aussi le cas des petits glaciers.

La publication de l'épaisseur des glaciers du monde (Millan *et al.*, 2022) a fourni un bon outil de prise en compte de la topographie subglaciaire. Bien que peu précise (résolution 50 m) elle peut facilement être ôtée au MNT brut pour proposer une reconstruction de la topographie basale (fig. 3.3). Il semble qu'elle exagère les épaisseurs de glace dans des environnements de faible pente comme pour la calotte Gregoriev (Van Tricht *et al.*, 2022 ; à paraître).

Les trois méthodes ont été suivies et les reconstructions des paléo-surfaces associées sont discutées dans les résultats (Chap. 4 ; 5 ; 6).

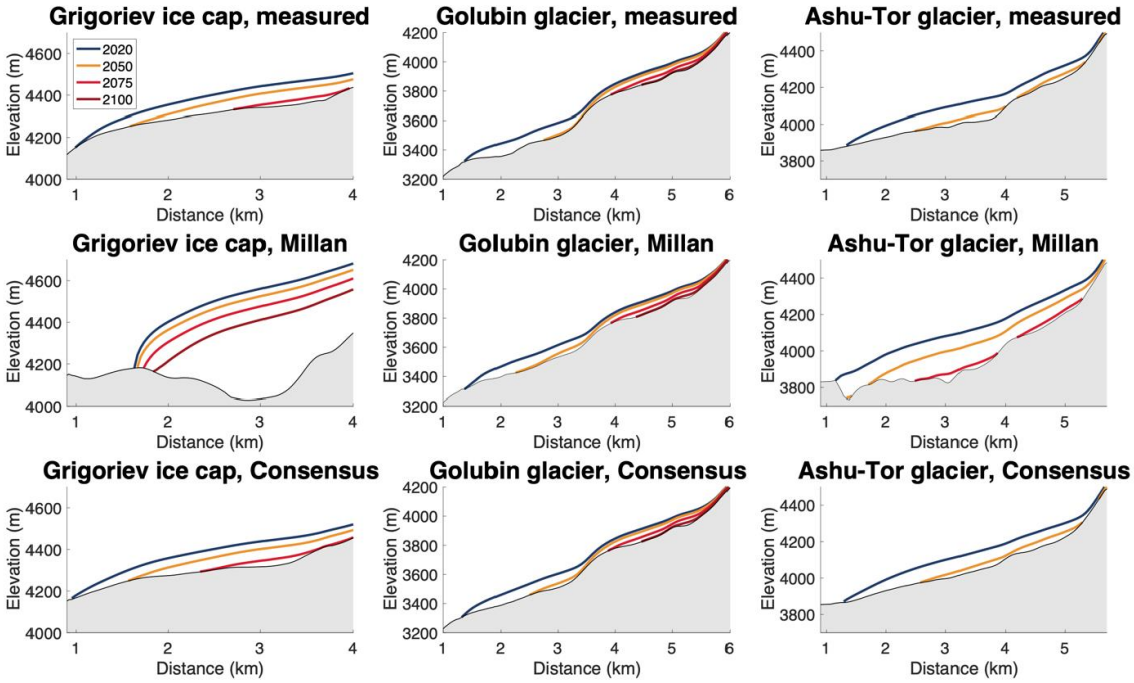


Fig. 3.3 : Profil en longueur de trois glaciers d'Asie centrale issu du modèle GloGEMflow model selon des données empiriques (1ère ligne), issus du modèle de Millan *et al.*, 2022 (2ème ligne), du Consensus sur les glaciers (RGI Consortium, 2013) dans Van Tricht *et al.*, à paraître

Les reconstructions de paléo-surface d'un glacier reposent sur des données topographiques et géomorphologiques. Plus la précision augmente, plus les incertitudes diminuent et le modèle sera fiable. Les résultats dépendent de la qualité des données initiales, en particulier des images satellites et MNT. Compte-tenu des évolutions des logiciels de SIG, les scripts doivent être

actualisés pour rester fonctionnels. Des problèmes majeurs ont été identifiés, correspondant à des obsolescences d'outils mis au point puis abandonnés.

3.1.4.5 Les indicateurs des climats passés dans la reconstruction glaciaire : températures et précipitations

La reconstruction de la surface d'un paléoglacier permet de calculer sa LEG en le considérant dans un état d'équilibre, et dans un environnement de plasticité parfaite de la glace. Des équations ont été mises au point afin de proposer des reconstructions de températures ou de précipitations, basées sur les relations initiales observées par Ahlmann (1924) (Dahl et Nesje, 1992 ; 1996 ; Braithwaite, 2008 ; Shea et Immerzeel, 2016). Kraaijenbrick *et al.,* (2017) l'utilisent pour stimuler le scénatio optimiste du GIEC à 1,5°C à l'échelle des glaciers d'Asie. Ces reconstructions se basent sur un modèle dit « hermétique » : l'accumulation se produit uniquement par précipitation durant la période hivernale et l'ablation se résume strictement à la température moyenne des trois mois estivaux. Limitée, elle repose sur des incertitudes cumulées rappelées plus haut. On l'exprime par la formule :

Eq. 8 : $\frac{\delta\, LEG}{\delta\, Tair} = 16.46\ (ppt - 379{,}61)\text{^}0{,}32$

Où T_{air} représente la température estivale moyenne et *ppt* les précipitations hivernales.

Cette équation n'a pas de solution si *ppt* < 379,61 (mm). L'AC étant située dans des espaces arides à désertiques, il n'y a pas de sens de l'appliquer à la région (Batbaatar *et al*., 2020). Les incertitudes cumulées de reconstruction de la topographie subglaciaire et de calcul de LEG ont semblé produire des résultats trop imprécis pour en déduire des évolutions de températures.

3.1.4.6 Calculs des volumes de glace

Les résultats issus des reconstructions des paléo-glaciers sont produits sous forme de rasters. Ils ont été transformés pour le calcul des volumes. Les MNT de surface des paléo-glaciers, produits finaux des modélisations, contiennent trois types de données par pixel : les coordonnées de référence [x ; y ; z]. En soustrayant celles du MNT initial au paléo-glacier, les résultats expriment les hauteurs de glace. Une multiplication des valeurs par la taille des cellules indique le volume de glace contenu par pixel. La transformation du raster en *shapefile* permet d'extraire les données à partir de sa table attributaire et de calculer les statistiques principales : surface totale et volume total. Le résultat peut être multiplié par 0,9 à 1,917 pour obtenir un équivalent en eau liquide.

3.2 Les datations à l'aide des nucléides cosmogéniques terrestres Be-10 et Cl-36

3.2.1 Les datations par les nucléides cosmogéniques terrestres

La compréhension de la radioactivité et la découverte des rayons cosmiques au début du xx^{e} siècle ont entrainé la démocratisation d'un nouveau type de datation depuis une trentaine d'années : les datations absolues par les Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT). Le principe fut d'abord appliqué à la datation du carbone. Dans la biomasse, l'apport de NCT s'arrête avec la vie. Pour les matières inorganiques elle commence avec l'exposition à la surface et se termine par l'enfouissement (*i. e.* isolation). Les premiers travaux sont apparus sur le radiocarbone (^{14}C) et se sont multiplés au cours de la seconde moitié du xx^{e} siècle. Plus récemment, les progrès dans la physique ont permis l'utilisation d'autres isotopes comme ceux du béryllium, chlore, aluminium, uranium, rubidium strontium, plomb etc… qui ont rendu possible l'exploration de nouveaux champs, dont les milieux minéraux. La quantité de datations absolues est aujourd'hui en nette augmentation (Elias, 2007). Une des méthodes les plus approuvées pour dater les surfaces est la datation au Be-10 *in situ*.

3.2.2 Les datations au Be-10 *in situ*

Les nucléides cosmogéniques terrestres (NCT) sont issues de la collision des rayons cosmiques avec des noyaux d'atomes situés à la surface de la Terre. La désintégration des éléments composant les rayons cosmiques primaires (majoritairement des protons et des particules α) et secondaires (dans une moindre mesure par les neutrons et les muons) se produit en atteignant l'environnement terrestre. Une majeure partie dite « atmosphérique » est désintégrée dans l'atmosphère avant la collision avec la Terre (en noir sur la fig. 3.4). Une autre partie est produite « *in situ* » lorsqu'elle entre en collision avec des particules terrestres (environ 0,1% - en rouge sur la fig. 3.4) (Granger et Muzikar, 2001 ; Lebatard *et al.*, 2014). L'énergie libérée lors de ces collisions entraine une modification isotopique des atomes des minéraux. Elle

s'atténue rapidement avec la profondeur (fig. 3.5 B). Ces modifications sont appelées réactions par spallation (Siame *et al.*, 2000). Les muons produisent en profondeur des NCT, mais elles demeurent marginales (Gosse et Philips, 2001). L'ensemble de ces réactions sont observables et mesurables grâce aux technologies de Spectrométrie de Masse par Accélération (SMA) dont les avancées récentes ont permis d'affiner les analyses (Klein *et al.*, 2006 ; 2008 ; Merchel *et al.*, 2008 ; 2011 ; Arnold *et al.*, 2010).

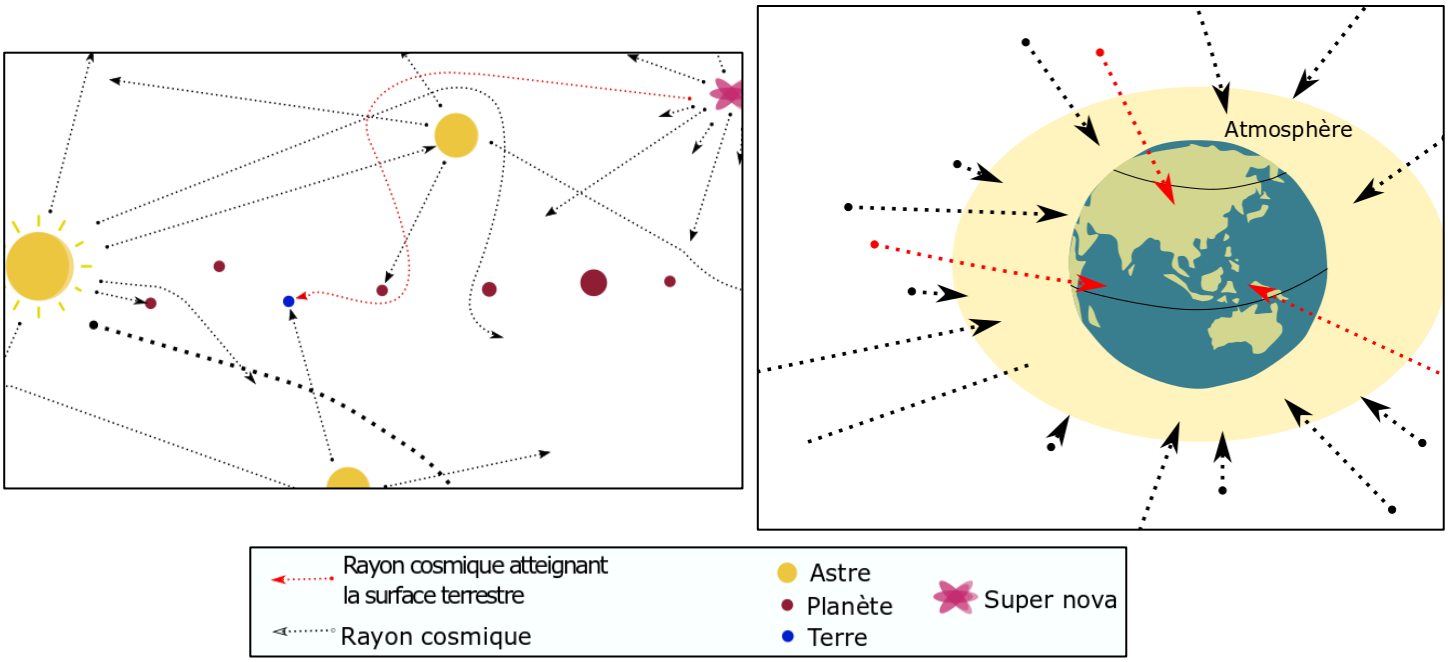


Fig. 3.4 : rayons cosmiques et origine des nucléides cosmogéniques terrestres, d'après Bourlès, Benedetti et Braucher, 2004 ; Lebatard et Bourlès, 2015

Dans le cadre des datations aux NCT appliquées à la géomorphologie, j'ai utilisé les résultats pour interpréter la durée d'exposition des blocs morainiques. La datation par durée d'exposition aux NCT des roches en surface utilisée ici, suit la logique suivante : c'est l'accumulation d'isotopes radioactifs qui est mesurée (Lebatard *et al.*, 2014). Selon les minéraux et leur localisation, les taux de production varient. Ces taux de production au sein des minéraux sont exprimés en atomes par gramme de matière par an ($at.g^{-1}.a^{-1}$). Ils sont régulièrement calibrés (Nishiizumi, 2022). Le taux de production du béryllium dans le quartz au niveau de la mer et aux moyennes latitudes est défini à 3,92 $at.g^{-1}.a^{-1}$ (Brochers *et al.*, 2016). Ce taux a été retenu lors du calcul de l'âge d'exposition, dérivé pour la latitude et l'altitude des blocs. Plus l'exposition d'un bloc aux NCT est longue, plus sa concentration en Be-10 sera élevée. Les

résultats sont exprimés par la concentration en atomes par gramme de quartz dans le cas du Be-10 (at.g^{-1}). La demi-vie du Be-10 est estimée à 1.387 ± 0.012 Ma (Korschinek *et al*., 2010 ; Chmeleff *et al*., 2010).

De formule SiO_2, le quartz est l'environnement parfait pour une production par spallation du béryllium. Cette méthode du Be-10 appliquée aux blocs morainiques part du principe qu'il s'agit d'une première exposition aux rayons cosmiques de l'échantillon mesuré. Elle est la plus souvent utilisée et bénéficie de moins d'incertitudes, c'est pourquoi elle a été retenue dans cette étude (Ivy-Ochs et Briner, 2014 ; Tomkins *et al*., 2021).

Un des principaux sites d'analyse des NCT est le centre ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) hébergé depuis 2007 au CEREGE (CEntre de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement) (Arnold *et al*., 2010). ASTER réalisait au début des années 2020 entre 4 000 et 6 000 mesures par an ; c'est un des 210 laboratoires dans le monde qui disposent d'un système de spectrométrie de masse par accélération (SMA). Institution de renommée mondiale, le CEREGE est partenaire de cette thèse et m'a hébergé pendant deux années au cours desquelles j'ai réalisé les datations présentées ici.

3.2.3 Les datations au Cl-36 *in situ*

La méthode de datation à l'aide du NCT Cl-36 suit la même logique que celle du Be-10. On mesure la concentration en Cl-36 dans le bloc échantillonné en surface, concentration qui résulte de modification isotopique issue des réactions par spallation. L'accumulation d'isotopes radioactifs Cl-36 est mesurée, opérant comme un chronomètre. Plus l'exposition du bloc est longue, plus sa concentration en Cl-36 sera élevée. La demi-vie du Cl-36 est estimée à 301 ± 2 ka (Dunai, 2010).

Les réactions par spallation dans le chlore s'opèrent principalement sur le calcium, potassium et dans une moindre mesure sur le titane et le fer (Dunai, 2010 ; Brochers *et al*., 2016). La diversité des sources de production entraine plus de difficultés à contraindre le taux de production, qui reste discuté (Philips *et al*., 1986 ; Schimmelpfennig *et al*., 2009 ; 2022). Selon les blocs échantillonnés, les taux de production varient. Aussi, outre leur localisation, il est nécessaire de connaître leur composition exacte en calcium, potassium, fer ou titane, ainsi que les taux de production dans ces éléments. Le taux de production de Cl-36 dans le calcium (Ca-40) est estimé à 3,127 at.g^{-1}.a^{-1} ; celui dans le potassium (K) est de 0,423 at.g^{-1}.a^{-1} ; celui dans

le titane (Ti) de 0,210 at.g^{-1}.a^{-1} ; et celui dans le fer (Fe) de 0,191 at.g^{-1}.a^{-1} (Schimmelpfennig *et al.*, 2009).

Les imprécisions des résultats sont aussi en partie issues de la plus forte vulnérabilité des roches échantillonnées (sédimentaires ou métamorphiques) à la météorisation.

Protocole de préparation des échantillons pour datation au Cl-36 en annexe a3.

3.2.4 Calibrations appliquées aux géosciences

Ces taux de production varient en fonction de paramètres secondaires connus ; ils nécessitent une calibration. La latitude, l'altitude et l'écrantage topographique sont ces principales variables (fig. 3.5 A ; B) (Ivy-Ochs et Kober, 2008). Dans le cas de ces recherches, les espaces échantillonnés se situent entre 37° et 42° N, sous influence de l'effet latitude qui influe sur le taux de production des isotopes radioactifs (Lebatard et Bourlès, 2015 ; Borchers *et al.*, 2016) (fig. 3.5 A). À l'inverse, l'altitude fait doubler le taux de production tous les 1 500 m (Lebatard et Bourlès, 2015). Les moraines échantillonnées ici sont pour la plupart au-dessus de 3 000 m. Les plus récentes sont les plus hautes, jusqu'à 4 000 m. Aussi, le taux de production des isotopes radioactifs est élevé et m'a permis de me concentrer sur des âges jeunes, du PAG. Enfin, l'écrantage topographique est essentiel dans le calcul des concentrations en NCT : une plaine est bombardée de « toute part » par les NTC alors qu'un fond de vallée encaissée est protégé par les versants (Lifton *et al.*, 2014b).

L'ensemble des variables que je viens de présenter, propres au site de calibration, s'appellent les facteurs d'échelle. Ils sont rappelés dans les publications scientifiques et ont fait l'objet de travaux ou de programme de recherche à part entière (Nishiizumi *et al.*, 2007 ; Lifton *et al.*, 2014b ; Marrero *et al.*, 2016 ; Philips *et al.*, 2016). Des calculateurs ont été mis au point pour prendre en compte ces facteurs d'échelle et obtenir un âge d'exposition et son incertitude (par exemple : Cronus Earth & CREP) (Martin *et al.*, 2017). L'utilisation des NCT dans le milieu glaciaire permet une combinaison avec les travaux de reconstruction paléoclimatique (Narama, 2002 ; Narama *et al.*, 2009 ; Takeuchi *et al.*, 2014) pour lesquels la précision des âges d'exposition joue un rôle crucial.

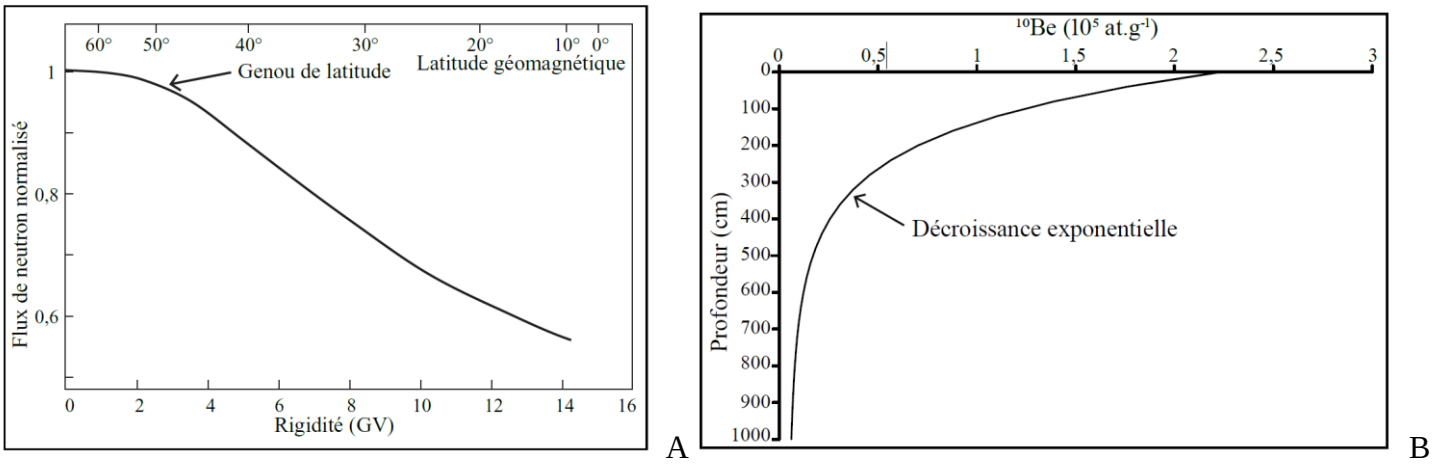


Fig. 3.5 A ; B : taux de production des nucléides cosmogéniques en fonction de la localisation de l'élément échantillonné sur terre (A) et dans la roche (B) ; dans Lebatard et Bourlès, 2015

Les calculs d'âges d'exposition doivent prendre en compte tous les facteurs d'échelle (Stone, 2000 ; Gosse et Philips, 2001). Ils contiennent des incertitudes importantes qui doivent être prises en compte et documentées dès l'échantillonnage.

La position exacte de l'échantillon sur la roche analysée, peut faire varier l'impact des rayons cosmiques : cet impact diminue de manière exponentielle dès les premiers centimètres de profondeur (fig. 3.5 A), l'auto-écrantage sur une partie du bloc anguleux est aussi courante (Lebatard et Bourlès, 2015). Certains sites d'études associés à des héritages géomorphologiques complexes font entrer de nombreux paramètres qui peuvent jouer sur la durée d'exposition. Un bloc échantillonné peut avoir été mobilisé par plusieurs processus de transports sédimentaires et avoir connu des stades de dépôts successifs, enfoui ou en surface. De même, les espaces de montagne sont couramment recouverts d'une épaisse couverture neigeuse. L'influence de cette couverture neigeuse sur le taux de production de nucléides cosmogéniques a été calculée. Celui-ci serait inférieur de 5 % moindre pour une couverture neigeuse de 75 à 150 cm, selon la densité de la neige (Ivy-Ochs et Briner, 2014). Compte-tenu de la difficulté de reconstruire cette couverture neigeuse sur le temps court et long, les âges d'exposition sont présentés bruts dans la littérature scientifique internationale (Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2020). Cela permet d'avoir une base comparative entre les calculs d'âges réalisés par des équipes différentes qui n'auraient pas estimé de la même manière l'impact de la couverture neigeuse sur l'accumulation isotopique de l'échantillon. La datation par les nucléides cosmogénique est ainsi devenue une clé de lecture de l'évolution des paysages (Siame *et al.*, 2000). Pourtant, les résultats obtenus doivent être discutés et critiqués. Pour rester transparent, je détaille les

méthodes suivies pour la production d'âges d'exposition à l'aide des NCT du terrain (2.2) au laboratoire et à la mesure (2.3).

3.2.5 L'échantillonnage de roches pour des datations absolues

3.2.5.1 Théorie

Prenant en compte la répartition des réactions par spallation sur un bloc ainsi que les facteurs d'échelles, des méthodes ont été mises en place pour optimiser l'échantillonnage de roches (Heyman *et al.*, 2016). Quel que soit l'isotope recherché, deux hypothèses doivent être vérifiées : le bloc n'a pas eu d'exposition antérieure à son transport (1), et est continuellement exposé depuis son dépôt (2) (Heyman *et al.*, 2016). Suivant ces hypothèses, on retrouve trois configurations types de dépôts glaciaires.

Lorsqu'on travaille sur les moraines et blocs erratiques, plusieurs consignes doivent être suivies afin de diminuer l'incertitude de l'origine du bloc échantillonné. Chercher à éviter les blocs au dépôt post-glaciaire issus du transport gravitaire primaire du versant, ou ceux qui auraient connu des expositions cumulées (transport en plusieurs étapes) par mobilité post-dépôt. Ces biais peuvent mener à une surexposition, ou au contraire à une exposition incomplète d'une roche prélevée à côté d'une voisine brouillant le signal recherché. Susan Ivy-Ochs et Jason Briner (2014) résument des configurations géomorphologiques pouvant mener à ces biais grâce à une figure ludique (fig. 3.6). Pour que ces hypothèses de travail soient validées, la meilleure méthode est d'échantillonner plusieurs blocs par moraine. Cela permet d'identifier d'éventuelles valeurs aberrantes et de les écarter de la série statistique. Des résultats d'âges d'exposition homogènes et une absence de valeur aberrante sur un site d'étude confirme l'hypothèse que la moraine est issue d'une même dynamique glaciaire dont l'âge de stabilité correspond approximativement à l'âge de dépôt des échantillons analysés. Aussi, le nombre de cinq échantillons par moraine a été conventionnellement fixé (Gosse et Philips, 2001 ; Nishiizumi *et al.*, 2007 ; Tomkins *et al.*, 2021). Toutefois, de nombreuses interprétations d'extensions des glaciers en AC reposent sur des chronologies moins fournies (Zech *et al.*, 2005b ; Abramowski *et al.*, 2006 ; Koppes *et al.*, 2008 ; Röhringer *et al.*, 2012 ; Zech, 2012). Peu d'études s'appuient sur des distributions solides dans la région (où $n > 5$; Seong *et al.*, 2009 ; Zech *et al.*, 2013 ; Grin *et al.*, 2016).

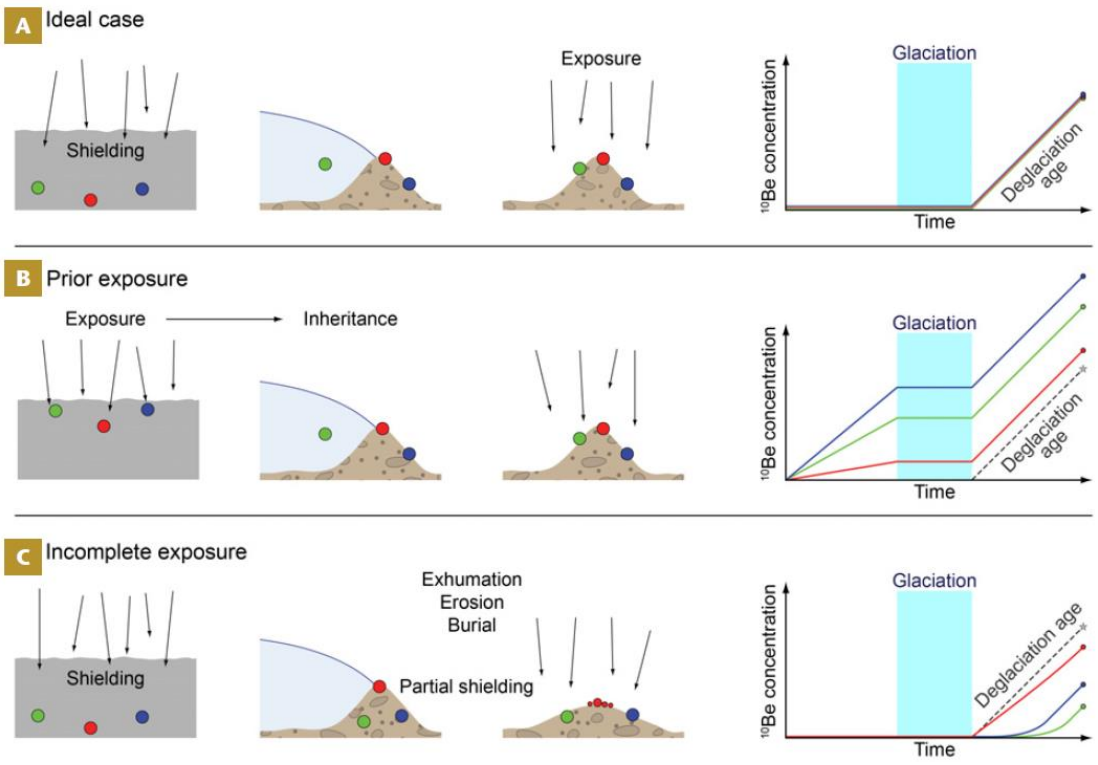


Fig. 3.6 : expositions théoriques potentielles aux NCT rencontrées sur des blocs morainiques pouvant être à la source de production de valeurs idéales (A), d'exposition anté-dépôt (B) ou d'exposition incomplète (C) ; dans Ivy-Ochs et Briner, 2014

Tomkins (*et al.*, 2021) liste une série d'indices qui permettent de diminuer les erreurs d'échantillonnage de moraines. Il conseille :

- L'échantillonnage de blocs sur la crête ou sur une surface plane de la moraine. Le paramètre le plus important est la stabilité de la forme géomorphologique : elle doit rester la plus inchangée possible depuis sa formation,
- Le choix des plus gros blocs en place dans la moraine pour minimiser les probabilités d'écrantage inter-blocs et post-dépôt,
- Des gros blocs ou des blocs bien en place dans la matrice de la moraine pour diminuer les chances de déstabilisation ou de transport post-dépôt,
- Des blocs émoussés par le transport glaciaire : on cherche à trouver un intermédiaire entre des blocs anguleux dont l'origine serait plus certainement le versant au-dessus de la moraine (s'il y en a, ce qui peut être confirmé par des lithologies similaires), et des blocs arrondis potentiellement d'origine fluvio-glaciaire.

La quantité de matériel à échantillonner doit prendre en compte l'âge estimé du dépôt. La présence de blocs erratiques permet de renforcer la connaissance des dynamiques de déglaciation. Les recherches en AC conduisent régulièrement à l'échantillonnage de tels blocs (Abramowski *et al.*, 2006 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Stübner *et al.*, 2017 ; 2021). Enfin, il est important de rappeler que les roches n'ont pas la même résistance à l'érosion en fonction de leur lithologie. Leur nature doit si possible être estimée au préalable pour anticiper une campagne d'échantillonnage de ^{10}Be, de ^{36}Cl ou autres. Dans les deux sous-parties suivantes, je tâcherai de décrire les méthodes d'échantillonnage de roches riches en quartz pour le ^{10}Be puis pour le ^{36}Cl.

3.2.5.2 Pratique

annexes a1 ; a2 ; a3 ; a4 ; figures A1 ; A2 ; A3 ; A6

3.2.6 Interprétation des résultats et calcul des âges d'exposition

3.2.6.1 Analyse des résultats pour le Be-10

Pour le béryllium ou le chlore, l'échantillon est placé dans une cathode. La cathode est insérée dans une roue amovible qui contient plusieurs centaines d'échantillons, à l'entrée de l'accélérateur ASTER. Chacun doit être mélangé dans une matrice super-conductrice, afin de produire un signal aussi constant que possible lors du bombardement de l'échantillon. Dans le cas du béryllium, la matrice est constituée de niobium. L'échantillon suit un parcours dans l'accélérateur ASTER où il passe des champs électromagnétiques successifs. En résulte une sélection par masse atomique : les atomes plus lourds ou plus légers sont déviés ; le capteur en fin de chaîne ne mesure que les atomes à la masse sélectionnée. La précision fondamentale requise pour l'analyse nécessite une surveillance et un paramétrage constants dont est en charge l'équipe d'ASTER au CEREGE (Georges Aumaître, Karim Keddadouche et Fawzi Zaidi). Le protocole prévoit au moins trois mesures par échantillons pour éviter l'effet mémoire entre les échantillons (fig. 3.7, trait rouge vertical ; tab. 6 colonne G). Une montée progressive en puissance d'ASTER (sur plusieurs jours) permet la mesure sensible d'atomes de plus en plus lourds. Cela permet l'analyse régulière d'échantillons sur béryllium (^{10}Be), aluminium (^{26}Al), jusqu'à arriver, en conditions optimales, au chlore (^{36}Cl).

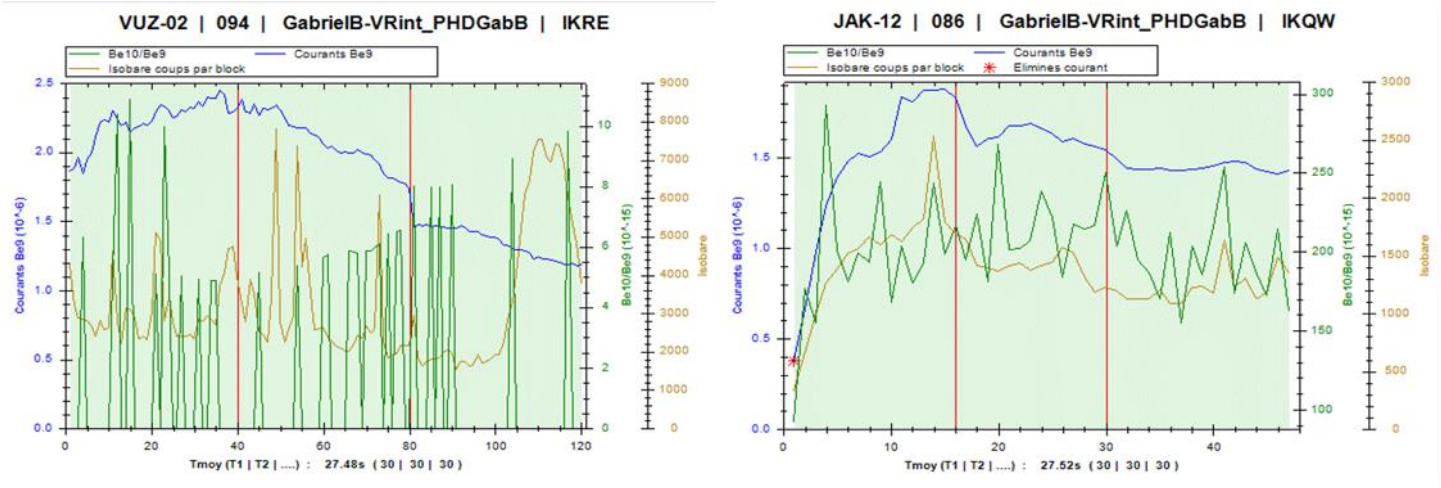


Fig. 3.7 : graphiques correspondant aux mesures réalisées par spectrométrie de masse par accélération (SMA) sur deux échantillons. VUZ-02 présente très peu d'atomes de ^{9}Be (en vert). Ils sont associés à une irrégularité des données comptées par la machine. JAK-12 correspond à une exposition importante et relativement stable mesurée par SMA.

3.2.6.2 Calcul des âges d'exposition sur Be-10

Lorsque les échantillons sont passés dans l'accélérateur, l'équipe ASTER produit des graphiques et tableaux (fig. 3.7 ; tab. 3.6). Ces documents apportent des précisions sur la qualité de mesure et fournissent un rapport ^{10}Be/^{9}Be visible dans la colonne C du tab. 1. Par la quantité connue d'un traceur stable (^{9}Be) ajoutée en chimie, il est possible de déterminer le nombre d'atomes de ^{10}Be présents dans l'échantillon. Le ratio est ramené à une valeur absolue par l'équation suivante :

$$\text{Eq. 9} : Be(9) = \frac{Mspike \times Concentration(spike)}{Mmolaire\ (Be) \times nombre\ d'Avogadro}$$

où la masse molaire du béryllium est approximativement 9,012182 g.mol^{-1} et le nombre d'Avogadro 6,02214176.

La quantité d'atomes de Be-10 est déduite du nombre de Be-9 par l'équation :

$$\text{Eq. 10} : Be(10) = \frac{\left(\left(\frac{Be-10}{Be-9}\,éch\right)-\left(\frac{Be-10}{Be-9}\,blanc\right)Be-9\right)}{M(quartz)}$$

Où les valeurs des blancs sont soustraites.

Lorsque plusieurs blancs avec le même entraîneur ont été réalisés sur une même série, la valeur moyenne de ces blancs a été retranchée.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	Sample name	Description	Be10/Be9	Total count Be10	Uncertainty Be10/Be9 (%)	N cath/ Ope	Dates	Position	Be10/Be9 machine
2	BeO_Blanc	-- Blanc machine #	5.69930E-16	5	44.7381	AKBP	* 07/01/2022 15:16:48 * 08/01/2022 05:56:47 * 08/01/2022 20:59:03	16	2.87632E-16
3	KGZ-06	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	4.57159E-13	1739	2.6920	IHPC	* 07/01/2022 15:38:07 * 08/01/2022 06:18:04 * 08/01/2022 21:20:22	101	2.30719E-13
4	KGZ-07	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	6.51088E-13	2606	2.3095	IHPD	* 07/01/2022 15:42:31 * 08/01/2022 06:24:32 * 08/01/2022 21:25:48	102	3.28591E-13
5	KGZ-08	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	3.64075E-13	1368	2.9676	IHPE	* 07/01/2022 15:45:24 * 08/01/2022 06:32:33 * 08/01/2022 21:31:15	103	1.83741E-13
6	KGZ-09	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	3.38112E-13	1580	2.7974	IHPF	* 07/01/2022 15:50:50 * 08/01/2022 06:37:59 * 08/01/2022 21:36:41	104	1.70638E-13
7	KGZ-10	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	1.90954E-12	3982	2.0020	IHPG	* 07/01/2022 15:55:46 * 08/01/2022 06:43:58 * 08/01/2022 21:42:08	105	9.63707E-13
8	KGZ-13	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	3.71510E-13	1274	3.3066	IHPH	* 07/01/2022 15:57:36 * 08/01/2022 06:53:02 * 08/01/2022 21:47:36	106	1.87494E-13
9	KGZ-16	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	3.81015E-14	583	4.5267	IHPI	* 07/01/2022 16:05:07 * 08/01/2022 06:59:31 * 08/01/2022 21:52:32	107	1.92291E-14
10	BCBG 1	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan --blanc	5.72519E-16	13	27.7620	IHPJ	* 07/01/2022 16:26:09 * 08/01/2022 07:20:33 * 08/01/2022 22:13:34	108	2.88939E-16
11	KGZ-18	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	8.18836E-14	1235	3.0974	IHPK	* 07/01/2022 16:47:07 * 08/01/2022 07:41:33 * 08/01/2022 22:34:34	109	4.13250E-14
12	KGZ-20	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	9.55858E-13	4664	1.9080	IHPL	* 07/01/2022 16:58:15 * 08/01/2022 07:50:06 * 08/01/2022 22:43:05	110	4.82402E-13
13	KGZ-21	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	1.61515E-14	530	4.5127	IHPM	* 07/01/2022 17:00:36 * 08/01/2022 07:58:40 * 08/01/2022 22:48:30	111	8.15134E-15
14	KGZ-37	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	7.99869E-13	4907	1.8800	IHPN	* 07/01/2022 17:21:33 * 07/01/2022 17:23:20 * 08/01/2022 08:19:37 * 08/01/2022 23:09:28	112	4.03678E-13
15	KGZ-38	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	6.86777E-13	5943	1.8750	IHPO	* 07/01/2022 17:27:13 * 08/01/2022 08:25:06 * 08/01/2022 23:14:55	113	3.46602E-13
16	KGZ-40	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	8.89425E-14	1234	3.0984	IHPP	* 07/01/2022 17:29:35 * 08/01/2022 08:33:41 * 08/01/2022 23:20:20	114	4.48875E-14
17	KGZ-41	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	6.91994E-13	3209	2.1782	IHPQ	* 07/01/2022 17:39:12 * 08/01/2022 08:41:43 * 08/01/2022 23:31:59	115	3.49236E-13
18	BCBG 2	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan --blanc	5.05783E-16	8	35.3765	IHPR	* 07/01/2022 17:42:03 * 08/01/2022 08:49:46 * 08/01/2022 23:37:25	116	2.55258E-16
19	BKGB 1	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan --blanc	8.42948E-16	23	21.1831	IHSW	* 07/01/2022 18:03:06 * 08/01/2022 09:10:46 * 08/01/2022 23:58:22	117	4.25419E-16
20	KGZ-11	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	2.58337E-13	1320	3.3792	IHSX	* 07/01/2022 18:24:05 * 08/01/2022 09:31:43 * 09/01/2022 00:19:21	118	1.30378E-13
21	KGZ-12	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	5.19275E-13	3843	2.0361	IHSY	* 07/01/2022 18:35:49 * 08/01/2022 09:41:54 * 09/01/2022 00:29:02	119	2.62067E-13
22	KGZ-14	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	6.78250E-15	177	7.6154	IHSZ	* 07/01/2022 18:38:39 * 08/01/2022 09:49:55 * 09/01/2022 00:34:27	120	3.42299E-15
23	KGZ-15	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	2.66483E-13	1480	3.4355	IHTA	* 07/01/2022 18:59:37 * 08/01/2022 10:10:54 * 09/01/2022 00:55:28	121	1.34489E-13
24	KGZ-17	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	3.71806E-14	642	4.2698	IHTB	* 07/01/2022 19:04:32 * 08/01/2022 10:16:52 * 09/01/2022 01:00:56	122	1.87643E-14
25	KGZ-19	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	8.68455E-14	1193	3.4415	IHTC	* 07/01/2022 19:25:29 * 08/01/2022 10:37:51 * 09/01/2022 01:21:56	123	4.38292E-14
26	BKGB 2	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan --blanc	1.30169E-15	29	20.1712	IHTD	* 07/01/2022 19:36:37 * 08/01/2022 10:48:27 * 09/01/2022 01:35:41	124	6.56938E-16
27	KGZ-22	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	2.49743E-14	739	4.1392	IHTE	* 07/01/2022 19:57:33 * 08/01/2022 11:09:26 * 09/01/2022 01:56:42	125	1.26040E-14
28	KGZ-23	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	1.04209E-13	1249	3.0827	IHTF	* 07/01/2022 20:18:30 * 08/01/2022 11:30:25 * 09/01/2022 02:17:41	126	5.25920E-14
29	KGZ-24	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	7.06387E-13	1302	3.0294	IHTG	* 07/01/2022 20:27:05 * 08/01/2022 11:37:26 * 09/01/2022 02:24:10	127	3.56499E-13
30	KGZ-25	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	8.87038E-15	251	7.7907	IHTH	* 07/01/2022 20:33:02 * 08/01/2022 11:43:56 * 09/01/2022 02:30:41	128	4.47670E-15
31	KGZ-36	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	6.76523E-13	4179	1.9722	IHTI	* 07/01/2022 20:54:02 * 08/01/2022 12:04:54 * 09/01/2022 02:51:40	129	3.41427E-13
32	KGZ-39	GabrielBera-PHd-LGP_Kirhizstan	1.39742E-12	2351	2.7300	IHTJ	* 07/01/2022 20:56:53 * 08/01/2022 12:12:58 * 09/01/2022 02:57:05	130	7.05252E-13
33									

Tab. 3.6 : Tableau produit par ASTER après analyse des échantillons 10Be. La colonne G indique le temps passé dans la machine, chaque mesure est séparée par des « * »

Les résultats doivent ensuite être calibrés suivant les facteurs d'échelle. Des feuilles de calcul en ligne, comme Cronus-Earth (Balco *et al.*, 2008) permettent de manière transparente cette calibration (fig. 3.8). Des résultats équivalents peuvent être obtenus avec ice-TEA ou d'autres calculateurs (Jones *et al.*, 2019). Les mises en forme sont standardisées ; seule l'interface diffère. Sur Cronus-Earth v3, les colonnes en entrée sont respectivement : nom de l'échantillon (1), latitude (2), longitude (3), altitude (4), pression atmosphérique (5), épaisseur de l'échantillon (6), densité de la roche (7), écrantage (8), taux d'érosion (9), année d'échantillonnage ; (10), nom de l'échantillon (11), nucléide cosmogénique étudié (12), minéral (13), taux de concentration de l'isotope instable (14), incertitude (15), type de standard utilisé pour le béryllium (16) et pour l'aluminium (17). La pression atmosphérique (en 5) est calculée en fonction de l'altitude par un mode de calcul dit « standard » . Elle se distingue des modèles de pression atmosphérique de l'Antarctique. L'épaisseur de l'échantillon (6) est déterminée en adoptant une position conservatrice : est retenue uniquement la valeur maximale de cette épaisseur. L'écrantage (8) est calculé d'après des mesures de terrain pour calibrer l'énergie potentielle reçue par le bloc en fonction de son exposition au ciel. La valeur, comprise entre 0 et 1 peut être calculée en ligne même si certaines publications ont diffusé des méthodes pour le calculer sur un SIG sans donnée de terrain (Li, 2013).

En l'absence de données, il est conventionnel d'inscrire un taux de dénudation de 0, repris dans cette thèse. Certaines publications proposent deux expressions d'âges d'exposition en prenant en compte des taux de dénudations, de surrection tectonique, de météorisation de la roche ou d'impact de la couverture neigeuse ou arborée (Abramowski *et al.*, 2006 ; Stübner *et al.*, 2017).

Dans cette thèse, j'estime toutes ces valeurs à 0 pour permettre une comparaison brute des données entre mes sites tous exposés à des dynamiques différentes. (16) Le STD11 est le standard utilisé pour les mesures réalisées à ASTER (Nishiizumi *et al*., 2007 ; Braucher *et al*., 2015). Recalibré chaque année, il correspond à la méthode de calcul associée à l'appareil de mesure ASTER.

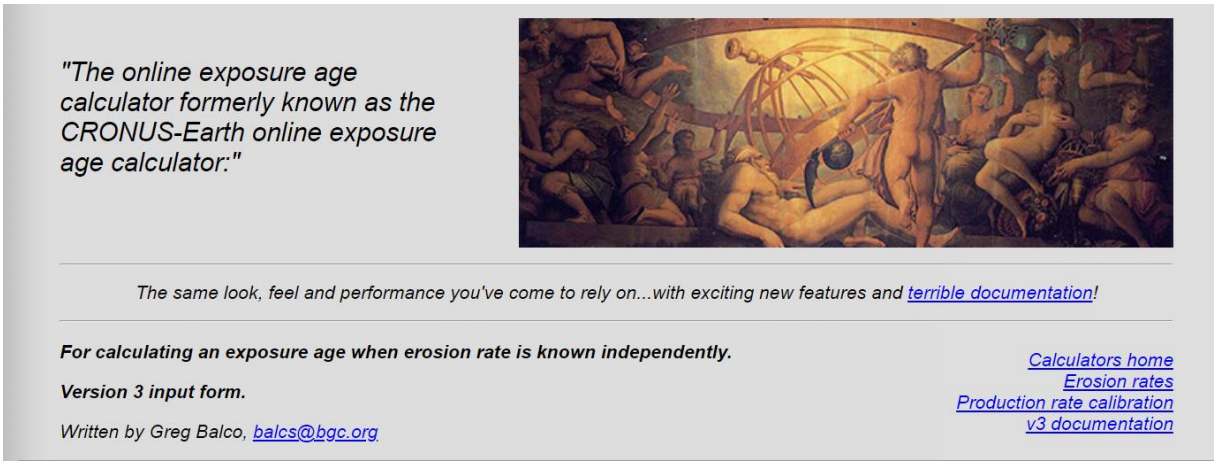


Fig. 3.8 : page d'accueil du calculateur en ligne CRONUS-Earth

Afin de déterminer les âges minimum d'exposition des surfaces j'ai utilisé un taux de production global moderne du ^{10}Be au niveau de la mer et à haute latitude dérivé de l'ensemble de données d'étalonnage primaire de Borchers (*et al*. 2016) ainsi que le calculateur d'âge d'exposition en ligne version 3 CRONUS-Earth (Balco *et al*, 2008). CRONUS-Earth présente trois méthodes de calcul qui reprennent des taux de production de ^{10}Be légèrement différents : la méthode *St* (Standard, qui considère une atmosphère homogène utilisé depuis les années 1970 ; Nishiizumi *et al*., 2007), *Lm* (qui prend en compte les variations de l'atmosphère à la surface du globe (Lal *et al*., 1991), ou *LSDn* pour Lifton-Sato-Dunai (Lifton *et al*., 2014b). Avec ces données, le calculateur produit des résultats d'âges d'exposition associés à des incertitudes internes et externes. La méthode "Lm" fournit l'ajustement le plus proche des données d'étalonnage existantes et est régulièrement utilisée dans les géochronologies en AC (Lifton *et al*., 2014a ; Saks *et al*., 2024). Elle utilise les facteurs d'échelle proposés par Lal (*et al*., 1991) et Stone (2000) et est en outre adaptée aux corrections de variations de composition de l'atmosphère et du magnétisme terrestre au cours du temps selon la description de Nishiizumi (*et al*. 1989). J'ai considéré que les âges d'exposition calculés avec cette méthode de mise à l'échelle (*Lm*)

représentent la meilleure estimation de l'âge d'exposition des échantillons. L'utilisation d'un modèle ou d'un autre revient à des incertitudes en général inférieures à 5 % (Lifton *et al.*, 2014a ; b ; Owen et Dortch, 2014 ; Stübner *et al.*, 2024).

Le calculateur en ligne apporte des corrections spécifiques à l'échantillon pour l'épaisseur et la densité (nous avons utilisé une densité de 2,7 $g.cm^{-3}$). Les taux de production pourraient encore être affectés par la couverture neigeuse intermittente, la couverture végétale et le taux de dénudation. Je n'applique aucune correction pour ces facteurs, pour une comparaison des données brutes à l'échelle de la région.

Nous avons testé chaque population de moraines pour détecter les valeurs aberrantes en utilisant le critère de Chauvenet (Taylor, 1997). Cette méthode discrimine les échantillons qui ont une probabilité inférieure à 50 % de tomber dans la distribution normale de la population de l'échantillon. Pour chaque moraine des incertitudes sont rapportées ; elles incluent les incertitudes analytiques ainsi que les incertitudes externes associées aux taux de production. Ces incertitudes font partie des résultats. Elles renseignent sur la qualité des mesures et sont nécessairement exprimées lors de la présentation des résultats. Elles sont notées respectivement (*interr*) et (*exterr*). Dans la feuille de route ASTER (tab. 3.6) les incertitudes associées aux mesures sont exprimées par le rapport :

Eq. 11 : $$Incertitude = \frac{\sqrt{nombre\ de\ coups}}{nombre\ de\ coups}$$

Plus le matériel passé dans la machine est riche et homogène en Be-10, plus la valeur mesurée est fiable.

3.2.6.3 Analyse des résultats pour le Cl-36

La lecture des résultats pour le ^{36}Cl s'opère suivant les mêmes principes que ceux pour le ^{10}Be. ASTER fournit un tableau comparable à celui des mesures sur béryllium (fig. 7). Sont exprimés, les rapports $^{35}Cl/^{37}Cl$ et $^{36}Cl/^{35}Cl$ qui permettent par le même procédé que pour le béryllium d'exprimer un nombre d'atomes de ^{36}Cl. La masse molaire retenue du Cl-36 est de 35,453 $g.mol^{-1}$; 34,968853 pour le Cl-35 et 36,966 pour le Cl-37 (Schimmelpfennig *et al.*, 2022). Une première feuille de calcul dont un extrait est présenté sur les tableaux 3.7 et 3.8 permet de déterminer ce rapport. Les facteurs d'échelles exprimés plus haut pour le calcul du béryllium sont conservés pour le chlore.

AMS Measurements

Nom du spike	BK	bouteille 1	
35Cl/37Cl ratio in the spike	918.000	±	4.4
Rel abundance % ^{35}Cl	99.891		
Rel. abundance % ^{37}Cl	0.109		
Cl conc. in spike (mg/g)	6.92		

Nom échantillon	Masse échantillon g	masse spike g	Rapport 35Cl/37Cl mesuré	Erreur 35Cl/37Cl %	Rapport 36Cl/35Cl mesuré	Erreur 36Cl/35Cl %	Rapport 36Cl/37Cl mesuré	Erreur 36Cl/37Cl %
RS-25	58.6	0.3361	**6.475**	1.8868	**2.41249E-13**	5.7777	**1.55181E-12**	4.8760
BK	0.00	0.3357	**257.695**	2.0715	**3.14742E-15**	30.5567	**8.05759E-13**	30.4076

Natural		MM		MM	6.02E+23
35nat	75.77%	34.969	3.1271	35.453	avogadrozahl
37nat	24.23%	36.966			

concentration (mg Cl/g)	6.92	± 0.05	35/37	molar mass
	99.89%		918.000	34.97
	0.11%			

	weight Dissolve (g)	± absolute	35/37 ratio measured	± %	± absolute	weight spike or carrier (g)	± absolute	36Cl/35Cl RATIO RATIO	ERROR absolute	mass Cl spike (mg)	±	atoms Cl spike	±
										SPIKE-dependent!!		SPIKE-dependent!!	
sample	58.55		6.47481	1.89	0.122164181	0.3361	0	2.41E-13	1.39E-14	2.32581	0.1163	4.01E+19	2.0E+18
blank			257.69460	2.07148	5.338089718	0.3357	0	**3.14742E-15**	9.62E-16	2.32304	0.1162	4.00E+19	2.0E+18

Tab. 3.7 : extrait de la feuille de calcul utilisée pour déterminer le nombre d'atomes de Cl-36 présents dans l'échantillon ainsi que les erreurs internes associées.

3.2.6.4 Calcul des âges d'exposition avec Cl-36

Comme précisé plus tôt, le contexte des réactions par spallation sur les atomes de chlore diffère de celui des atomes de béryllium (3.2.3). On observe trois principales sources de production : le calcium, le fer et le potassium. Un document a été récemment produit par Irène Schimmelpfennig (2009 ; tab. 3.7 ; 3.8) et prend en compte à la fois la composition de la roche avant analyse (bulk), et après (target fraction) fournie par le service d'analyse des roches et des minéraux (SARM) de Nancy. La connaissance sur les taux de production évolue. Par conséquent la feuille de calcul aussi. Le tableur est organisé en plusieurs parties. La première regroupe les informations à rentrer par l'utilisateur.ice. Elles sont de deux ordres : le terrain et la chimie (tab. 3.8). Les données de terrain à indiquer dans la colonne *calculation* en jaune ; celles de la chimie dans les lignes *bulk* et *target fraction* (tab. 3.8). Les trois catégories suivantes sont des données en sortie : les résultats d'opérations des données de la première partie (tab. 3.8). Les parties 6 à 11 du tableau résument les constantes issues d'observations et de mesures physiques, comme le taux de production du ^{36}Cl dans le calcium.

Chlorine-36 exposure age and erosion rate determination: Please follow the instructions on the first worksheet

1- Input	symbol	units	calculation	Uncertaintie	CaO [wt-%]	K2O [wt-%]	TiO2 [wt-%]	Fe2O3 [wt-	Cl [ppm]		SiO2 [wt-	Na2O [wt-%	MgO [wt-%]	Al2O3 [wt-%]	MnO [wt-%]	P2O5 [wt-%]
(and output for eroding surfaces)					bulk rock:											
element concentration in bulk rock: major element as oxides [wt-%] and trace elements					3.29	1.90	0.28	1.93	106		77.48	1.82	0.82	7.46	0.03	0.00
					target fraction:											
element concentration in target fraction: major element as oxides [wt-%] and Cl in [wt-p					0.00	0.82	0.07	0.22	49		94.69	0.41	0.15	2.00	0.00	0.00
uncertainty target element concentration in target fraction (oxides in [wt-%] and Cl in [w					0.00	0.04	0.00	0.01	2.44		4.73	0.02	0.01	0.10	0.00	0.00
depth reference: top of sample		cm	0													
sample thickness		cm	1.5													
bulk rock density	rho	g cm^{-3}	2.6	grès												
mass depth reference: cente	z	g cm^{-2}	1.95													
mass thickness	z_s	g cm^{-2}	3.9													
scaling factor for nucleon	$S_{el,s}$, $S_{el,n}$	-	13.021	0.651												
scaling factor for muonic	$S_{el,\mu}$	-	3.915	0.196												
correction factor for shiel	S_T	-	0.9686	0.0096855												
correction factor for geom	S_{shape}	-	1	0.03												
correction factor for snow	S_{snow}	-	1	0.01												
effective fast neutron attei	$\Lambda_{f,e}$	g cm^{-2}	160													
estimated ^{36}Cl concentrati	$N_{inher}(0)$	atoms ^{36}Cl g^{-1}														
measured ^{36}Cl concentrat	N_{meas}	atoms ^{36}Cl g^{-1}	270997	10004												
exposure duration (indep	t_{expo}	a	18000	0												
formation age of rock (ind	t_{form}	a	1E+08	0												
erosion rate	ε	mm ka^{-1}	0	0												

2- Output A: exposure age of sample (only for uneroded surface)				
decay constant for ^{36}Cl	λ_{-36}	a^{-1}	2.30E-06	1.52E-08
scaled total sample specific ^{36}Cl production rate without radiogenic	P_{total}	atoms ^{36}Cl g^{-1} a	72.7	9.8
time factor radiogenic	t_r		434216	2865.8
calculated concentration of radiogenically produced ^{36}Cl atoms for estimated age	N_r	atoms ^{36}Cl g^{-1}	3344.1	168.7
estimated ^{36}Cl concentration from inheritance at time of sampling	$N_{inher}(t)$	atoms ^{36}Cl g^{-1}	0.0	
measured ^{36}Cl concentration in sample corrected from radiogenic component and inheritance	$N_{meas-r-inher}$	atoms ^{36}Cl g^{-1}	6.02E+04	3902.5
exposure age of sample	**t**	**a**	**829**	123.9

Tab. 3.8 : capture d'écran du tableur Schimmelpfennig, 2009. L atableau Input correspond aux valeurs à entrer et les âges exprimés sortent dans le tableau Output associés à une erreur interne (en gris).

3.2.7 Calcul d'âge d'exposition des moraines

Dans une moraine, plus le nombre de blocs échantillonnés et datés est important, plus la probabilité de l'âge de la séquence est importante. La multiplication des sites d'échantillonnage permet la mise en exergue d'éventuelles valeurs aberrantes. Il existe une grande diversité de méthodes en géochronologie pour formuler un âge de la séquence échantillonnée.

Applegate (*et al.*, 2010) recommande d'ôter les valeurs aberrantes non comprises entre -2 σ et +2 σ de la série (où σ est l'écart-type de la distribution). Cette méthode est utilisée pour certaines géochronologies en AC (Lifton *et al.*, 2014a ; Grin *et al.*, 2016). D'autre préfèrent se concentrer sur les valeurs comprises entre -1,5 σ et +1,5 σ voire entre -1 σ et +1 σ (Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2020).

Il est possible de ne pas choisir d'exclure de valeurs aberrantes et de traiter de l'âge du dépôt par son âge maximum – si on considère que des blocs ont été exhumés post-dépôt, c'est une interprétation conservative – ou par son âge minimum, si on considère que les blocs ont de

l'héritage. Cette méthode est utilisée pour des géochronologies du Quaternaire notamment en AC (Abramowski *et al.*, 2006 ; Seong *et al.*, 2009 ; Röhringer *et al.*, 2012).

Enfin, il est possible de discréditer les valeurs aberrantes par le test de Chauvenet, de Pierce ou par la méthode de Parzen-Rosenblatt (*kernel density estimation*) (Taylor, 1997 ; Applegate *et al.*, 2010 ; Blomdin *et al.*, 2016).

Je me réserve la possibilité de choisir la méthode la plus pertinente selon les résultats observés sur la séquence datée.

	10Be Age	Analytical		xi	sigmai	xi / sigmai2	1 / sigmai2	xi2 / sigmai2		Internal uncertainty	
Sample ID	(yr)	error (yr)									
TK11	90983	3506		90983	3506	0.007	0.000	673.437	1	0.04	
TK12	77422	3555		77422	3555	0.006	0.000	474.296	2	0.05	
TK13	88000	3379		88000	3379	0.008	0.000	678.249	3	0.04	
TK14	94896	3650		94896	3650	0.007	0.000	675.943	5	0.04	
TK15	90408	3464		90408	3464	0.008	0.000	681.174	6	0.04	
										0.04	
	Straight mean	equation 4.17	equation 4.19	equation 4.23							
	for the YD	weighted mea	internal error	external error							
	88342	88305	1569	4089							
sigma	6587					standard deviation of the mean exposure age =				3803	0.04
	0.07										
				not including the P rate error				88342	±	3803	years

Tab. 3.9 : tableau utilisé pour calculer l'âge de dépôt des formes géomorphologiques échantillonnées, recalculé ici pour Abramowski *et al.*, 2006 ; avec le modèle atmosphérique *Lm*. L'âge estimé du dépôt est exprimé par la moyenne pondérée des âges ($\overline{x_{pond}}$) : 88,3 ± 1,6 (4,1) ka ou 88,3 ± 3,8 ka.

Les potentielles valeurs aberrantes ôtées, le calcul de la moyenne des âges d'exposition donne une bonne approximation de l'âge de la moraine. Le calcul de la moyenne pondérée (par l'incertitude analytique des blocs) est cependant plus solide statistiquement (Applegate *et al.*, 2010). Cette moyenne pondérée est retenue dans le cas d'une distribution statistiquement homogène, valeurs aberrantes ôtées. Lorsque possible, je retiens cette méthode dans cette étude.

Chaque âge d'exposition de moraine doit être exprimé avec ses erreurs internes et externes (*interr(moraine)* et *exterr(moraine)*) (Applegate *et al.*, 2010). Le tableau 3.9 présente un outil semi-automatisé pour le calcul de l'âge pondéré des moraines et l'expression des incertitudes associées. Ces dernières sont calculées respectivement par les formules :

$$\text{Eq. 12 : } Interr\ (moraine) = \sqrt{\frac{1}{\sum \gamma}}$$

où :

$$\text{Eq. 13 : } \gamma = \frac{1}{\text{interr}(éch)^2}$$

et Eq. 14 : $Exterr\ (moraine) = \sqrt{\left(\left(\frac{\Sigma\rho}{\Sigma\gamma}\right) - \overline{x_{pond}}\right) \times \frac{1}{2}}$

où : Eq. 15 : $\rho = \hat{a}ge(éch)^2 \times \gamma$

et Eq. 16 : $\overline{x_{pond}} = \frac{\Sigma\varphi}{\Sigma\gamma}$

où Eq. 17 : $\varphi = \frac{\hat{a}ge(éch)}{interr(éch)^2}$

Les âges d'expositions de formes géomorphologiques corespondant à plusieurs échantillons sont généralement exprimés sous la forme : âge ± *interr* (*exterr*).

Différentes méthodes sont utilisées pour exprimer les âges d'exposition de formes du paysage en géochronologie glaciaire (Dortch *et al.*, 2022). Une part de subjectivité demeure dans l'interprétation des âges. Les résultats sont soumis aux incertitudes de nombreuses variables présentées plus haut. Aussi, une subjectivité est nécessaire pour donner du sens aux résultats.

3.3 Les limites de la géomorphologie quantitative et des approches mobilisées dans la reconstruction des paléoclimats en AC

3.3.1 L'estimation des âges d'extensions glaciaires – une datation absolue ?

3.3.1.1 Limites rencontrées lors de l'échantillonnage

L'échantillonnage des arcs morainiques et blocs erratiques est associé à plusieurs biais identifiés dans la partie des méthodes liées à l'échantillonnage (3.2). Je les résume ici par ordre de rencontre sur le terrain de cette thèse.

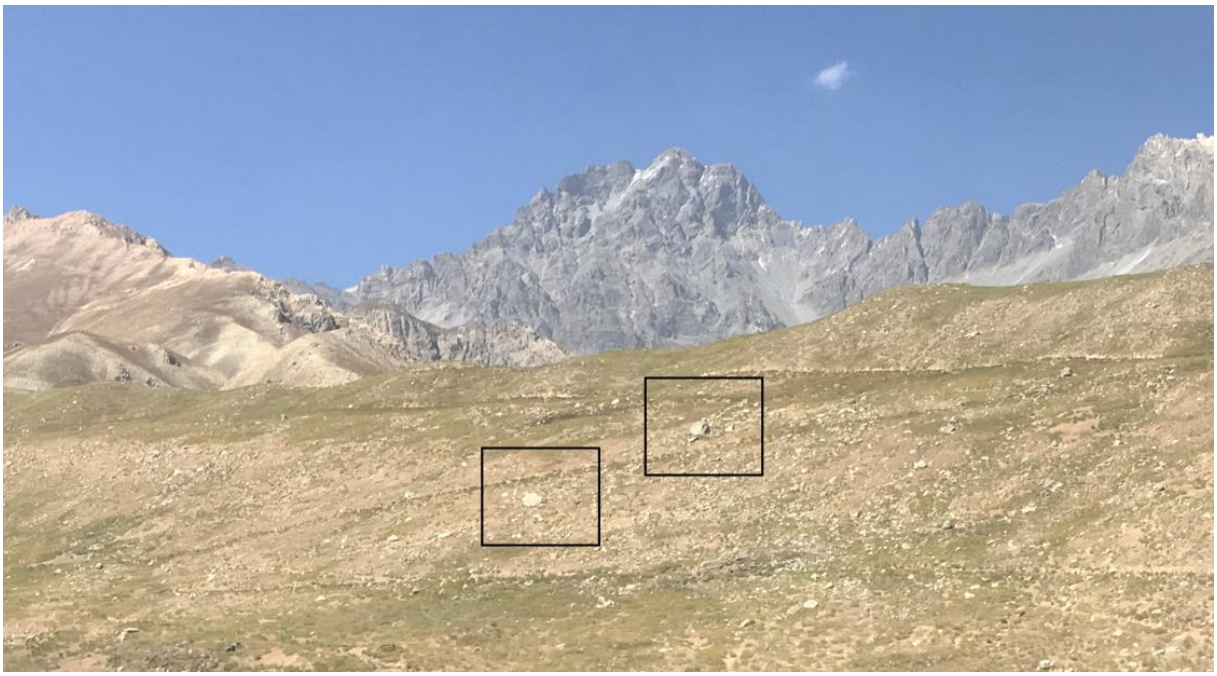


Fig. 3.9 : JAK-11 et JAK-12 (encadrés) sur la moraine médiane du MIS 4 au paléoglacier Jak-Archa.

Les échantillons, situés à mi-pente et insérés dans une matrice en tillite, sont exposés à une potentielle érosion et à une potentielle mobilité post-dépôt. La présence d'une route construite pour accéder à un gisement d'or en amont a pu modifier la topographie. Les résultats des datations synchrones avec les échantillons datés dans Narama, 2002 réfutent cette mobilité post-dépôt.

Le choix du bloc échantillonné est crucial et doit reposer sur un dépôt jugé aussi stable que possible. Il peut avoir été exposé à une mobilité post-dépositionnelle issue de processus paraglaciaires ou tectoniques (comme les tremblements de terre). Il est également important de considérer les facteurs anthropiques. En AC, de nombreux territoires ont fait l'objet de prospection minière au cours de l'URSS. Ainsi, la moraine m3 de Jak-Archa est située non loin d'une mine abandonnée dont l'accès s'est fait par cette moraine (fig. 7.1) Récemment, le tourisme de montagne en forte intensification peut également influer sur les mouvements post-dépôt des blocs de surface. Les facteurs indirectement anthropiques doivent aussi être considérés : les cheptels peuvent en se déplaçant entraîner une mobilité post-dépositionnelle des blocs.

Lors du calcul d'âge d'exposition, la météorisation du bloc écantillonné est omise (fig. 3.10). Pourtant parfois déterinante pour le calcul d'un âge d'exposition par NCT, ces paramètres difficiles à quantifier sont pour l'instant mis de côté. Une érosion importante peut être à l'origine de taux d'accumulation incomplets, et à une sous-estimation des âges (Putkonen et Svanson, 2003 ; Heymann *et al.*, 2011 ; Ivy-Ochs et Briner, 2014).

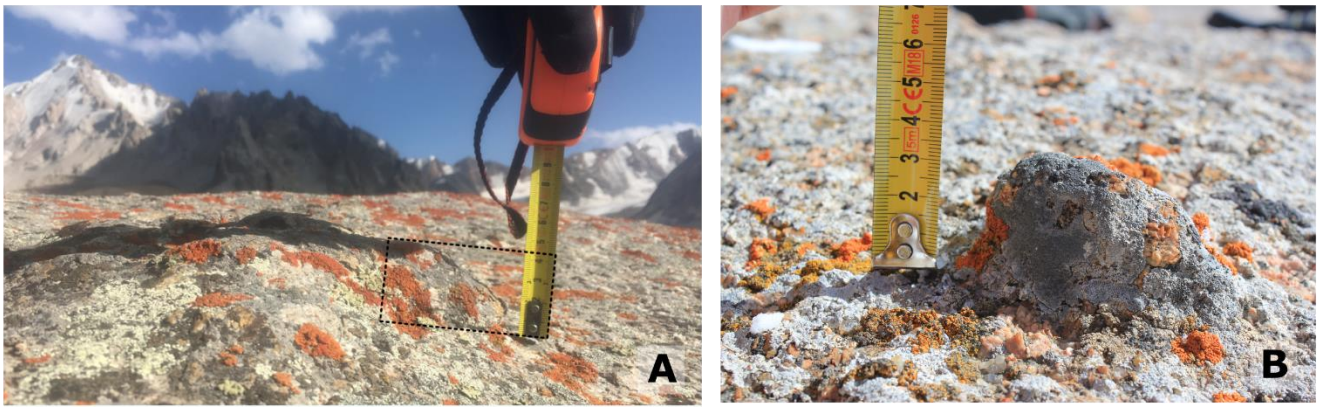


Fig. 3.10 : Capture approximative de l'érosion du bloc BKK-06. D'au moins 4 cm par rapport à la surface de référence conservée plus à gauche, l'abrasion de la surface du bloc entraîne une sous-estimation de son âge de dépôt par la datation à l'aide des NCT puisqu'omise dans les calculs ; G. Béra, 15/08/2021, orientation SE (a) ; abrasion marquée du bloc KGZ-40 estimée à 3,4 mm, V. Rinterknecht, 2/10/2019

Enfin, à l'échelle des vallées l'état de conservation des moraines a limité les possibilités d'échantillonnage. Certaines moraines sont considérées trop altérées ou instables et n'ont pas été prises en compte lors de la géochronologie de la vallée.

3.3.1.2 Limites analytiques associées à la datation à l'aide des nucléides cosmogéniques terrestres

La datation à l'aide des NCT repose sur hypothèses fortes associées à des limites analytiques (Siame *et al.*, 2000 ; Balco *et al.*, 2008). Elle dépend de la précision des mesures des outils utilisés (Nishiizumi *et al.*, 2007). La datation de blocs jeunes se fait en accord avec l'augmentation de la qualité des techniques. Les blocs échantillonnés sur des dépôts récents (de l'ordre du dernier millénaire selon l'altitude et la latidude) peuvent être vulnérables à une teneur insuffisante en NCT en raison de leur exposition trop courte aux rayons cosmiques (Biette, 2022). Dans cette thèse, VUZ-02 illustre ces limites. L'incertitude est trop importante pour produire un âge d'exposition fiable et interprétable. Seulement 34 coups de ^{10}Be ont été mesurés lors de l'analyse par SMA (tab. 3.10). Cet échantillon s'est avéré être le seul à posséder une trop faible quantité de coups après lecture par SMA pour calculer un âge d'exposition fiable.

Nom d'echantillon	Description	Be10/Be9	Total coups Be10	Incertitude Be10/Be9 (%)	N cath/ Ope	Be10/Be9 machine
BeO_Blanc	-- Blanc machine #	**7.94586E-16**	12	33.3033	AKUC	3.72729E-16
PIS-01	GabrielB-VRint_PHDGabB	**4.40562E-14**	213	6.9816	IKQR	2.06662E-14
PIS-02	GabrielB-VRint_PHDGabB	**9.37234E-14**	393	5.2192	IKQS	4.39643E-14
PIS-04	GabrielB-VRint_PHDGabB	**1.28123E-13**	1094	3.3069	IKQT	6.01007E-14
PIS-05	GabrielB-VRint_PHDGabB	**1.14318E-13**	1142	3.2482	IKQU	5.36247E-14
JAK-11	GabrielB-VRint_PHDGabB	**4.05305E-13**	688	4.0976	IKQV	1.90123E-13
JAK-12	GabrielB-VRint_PHDGabB	**4.36651E-13**	1234	3.1461	IKQW	2.04827E-13
JAK-13	GabrielB-VRint_PHDGabB	**2.30210E-13**	766	4.2198	IKQX	1.07988E-13
JAK-05	GabrielB-VRint_PHDGabB	**1.47240E-14**	110	9.6283	IKQY	6.90682E-15
JAK-06	GabrielB-VRint_PHDGabB	**1.46824E-14**	65	12.4756	IKQZ	6.88728E-15
JAK-07	GabrielB-VRint_PHDGabB	**1.50203E-14**	79	11.3303	IKRA	7.04581E-15
JAK-08	GabrielB-VRint_PHDGabB	**8.52785E-15**	74	12.8973	IKRB	4.00029E-15
JAK-09	GabrielB-VRint_PHDGabB	**7.00936E-14**	505	4.6472	IKRC	3.28799E-14
VUZ-01	GabrielB-VRint_PHDGabB	**3.98966E-14**	134	8.7419	IKRD	1.87149E-14
VUZ-02	GabrielB-VRint_PHDGabB	**3.73645E-15**	34	17.2021	IKRE	1.75272E-15
VUZ-03	GabrielB-VRint_PHDGabB	**1.62491E-14**	72	11.8999	IKRF	7.62224E-15
BKGB-03	GabrielB-VRint PHDGabB --blanc	**3.61159E-15**	30	18.3065	IKRG	1.69415E-15

Tab. 3.10 : tableau ASTER de la mesure par SMA des blocs échantillonnés en 2021. Le nombre de coups mesurés par SMA pour VUZ-02 est proche de ceux enregistrés dans les blancs (BeO et BKGB-03)

Le nombre de coups mesurés par SMA dans les échantillons JAK-06 à 09 et VUZ-01 à 03 indique la faible teneur en ^{10}Be de ces blocs (tab. 3.10). Fleurtant avec ces limites, les âges d'exposition du PAG des glaciers du Tadjikistan sont les plus jeunes produits à l'aide du ^{10}Be à l'heure actuelle. Ils demeurent associés à des erreurs internes et externes importantes, supérieures à 25 % (tab. 4.5)

La confrontation entre différentes méthodes de datation est réputée conforter la fiabilité des résultats. La datation des moraines du glacier Barkrak s'est avérée compliquée justement par la confrontation de ces méthodes de datations. Les moraines ont été échantillonnées et datées à l'aide de blocs pour des analyses mixtes à la fois sur ^{36}Cl et ^{10}Be. Le fait que seuls les âges ^{10}Be

aient été retenus pour les extensions MIS 2 suggère une mauvaise calibration de la méthode ^{36}Cl.

3.3.1.3 Incertitudes liées à l'âge de dépôt d'une séquence glaciaire

La datation d'un bloc sur une moraine n'a de sens que si elle est contextualisée et insérée à une distribution statistique. Pour pallier cette limite, au moins 5 blocs ont été prélevés sur chaque dépôt glaciaire (exepté sur la moraine m3 de Jak-Archa où n=3). La production d'âges d'exposition des moraines demeure compliquée. Elle est confrontée à l'apparition de valeurs aberrantes – dérivées des deux limites présentées plus haut. Sur les 114 nouvelles datations de cette thèse, 35 ont été considérées comme valeurs aberrantes, soit près de 2 blocs par moraine en moyenne.

Dans certains cas, l'âge d'une moraine est déterminé par un seul bloc. Cette méthode (conservatrice si on considère de l'exhumation post-dépôt ou glacialiste en considérant de l'héritage) impose une réserve. Dans des environnements où les processus de surface sont actifs comme au sein de cette zone d'étude, il est cependant courant d'avoir recours à cette méthode (Abramowski *et al*., 2006, Röhringer *et al*., 2012, Blomdin *et al*., 2016). Dans cette thèse, le calcul de l'âge des moraines m3 du glacier n°354 et de la vallée de Barskoon sont basés sur une seule valeur (où $n_{initial} = 5$). C'est également le cas de la moraine m3 de Barkrak (où $n_{initial} = 6$) et m1 de Suek (où $n_{initial} = 5$) basés sur deux valeurs.

Le sens donné à l'âge d'exposition doit impérativement être discuté (Applegate *et al*., 2010 ; Owen et Dortch, 2014 ; Philips *et al*., 2016). Interprété comme un dépôt du bloc échantillonné par le glacier au cours d'une période climatique stable, une moraine est formée sur une période de temps étendue. Un bloc échantillonné peut être issu d'une phase de retrait glaciaire et non d'une phase de stabilisation.

Enfin, la production d'un âge d'exposition dépend de variables méconnues qui peuvent ou non être prises en compte : taux de dénudation, météorisation, surrection tectonique, ombrage (en présence de strates arbustive ou arborée), couverture neigeuse... Les études en géochronologie réalisées en AC nous permettent d'estimer les différences qui résultent de la prise en compte de ces paramètres. Ainsi, l'âge produit avec un taux d'abrasion de la roche de 1 $mm.ka^{-1}$ surestime de 1% le résultat obtenu sans prendre en compte l'érosion à la surface de la roche. Cette surestimation passe à 4 % pour un âge de 50 ka ; 10 % pour un âge de 100 ka ; 22 % un âge de 200 ka et jusqu'à 42 % un âge de 300 ka (Gosse et Phillips, 2001 ; Seong *et al*., 2009 ; Owen *et al*., 2012).

Cette compilation des limites associées à l'estimation d'âges des dépôts glaciaires rappelle les marges d'imprécisions des résultats. La datation par NCT ne constitue pas une mesure objective et définitive d'une extension glaciaire. Elle est associée à des incertitudes qui font partie du résultat. L'expression de ces limites ne remet pas en cause la validité de la méthode mais rappelle la prudence avec laquelle doit être considérée l'interprétation des âges d'exposition et la nécessité de transparence des calculs. C'est en considérant cette base critique que la discussion des âges d'exposition peut être entreprise.

3.3.2 Les imprécisions des cartes géomorphologiques – les cartes nomment et dressent des limites qui n'existent pas

3.3.2.1 L'ambiguïté de la toponymie et de la création de limites

La toponymie constitue une discipline à part entière. La dénomination de lieux est un choix ; elle varie avec le temps et selon les locuteur.ices. Dans ma zone d'étude, j'ai été confronté à des usager.es des territoires qui emploient ou créent des toponymes et font varier les orthographes. Je présente ici les limites que j'ai rencontrées lors du choix des toponymes en commençant par la définition même de ma zone d'étude. Je continue en retraçant les difficultés de l'emploi des toponymes locaux de la plus petite à la plus grande échelle.

Toute limite est arbitraire ; j'ai choisi pour titre de ma thèse le terme d'ex-Républiques soviétiques d'AC. Cette terminologie exclut clairement la Chine et l'Afghanistan mais lie les territoires retenus à leur passé colonial. Par ailleurs, les glaciers que j'ai étudiés et leurs dépôts échantillonnés s'inscrivent dans les bassins versants de la Syr-Daria, de l'Amou-Daria et du lac Issykul. Les dynamiques observées y sont probablement similaires à celles des glaciers situés à quelques kilomètres qui constituent les sources des fleuves Tarim, Ili, ou Aksou qui drainent la Chine Nord-occidentale (Li *et al*., 2016a ; b ; Nossenko *et al*., 2016). Les dynamiques au sein même de ma zone d'étude sont diverses. L'élargir sans avoir plus de données locales augmente l'imprécision des résultats. De même, la partie septentrionale de l'Afghanistan fait partie du bassin versant de l'Amou-Daria mais je l'exclus de ma zone d'étude, aucune donnée n'en provenant.

À l'inverse, les glaciers de l'Altaï kazakh n'ont pas été étudiés bien qu'ils soient implicitement intégrés à ma zone d'étude par leur situation sur le territoire kazakhstanais et qu'ils semblent partager des influences climatiques communes (Gribenski *et al*., 2016 ; Blomdin et al., 2018).

Des parties marginales de l'Est du Tadjikistan et du Kirghizistan font partie des bassins versants du Tarim (fig. 3.11). Elles sont intégrées à ma zone d'étude, sans que leurs bassins versants soient caractérisés.

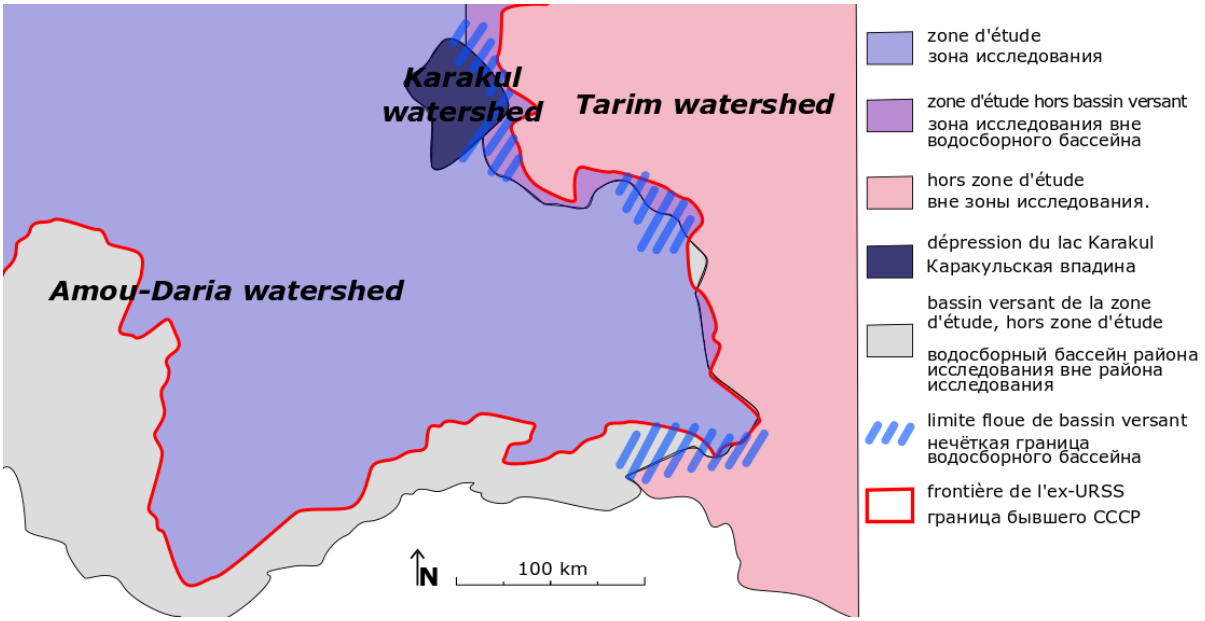


Fig. 3.11 : les limites floues de la zone d'étude retenue dans cette thèse, ici au Sud-Est

À l'échelle globale et en particulier dans les rapports du GIEC, l'AC fait partie de l'ensemble *High Mountain Asia* (HMA). J'ai repris ce toponyme lors de la contextualisation de ma zone d'étude. Il ne la différencie pas des Himalaya, de la cordillère du Kunlun, du Tibet etc. qui sont pourtant traversés par des dynamiques climatiques différentes, voires opposées (Owen et Dortch, 2014, Kraiijenbrick *et al.*, 2017). Cela rend les rapports à l'échelle HMA ininterprétables pour des études à l'échelle régionale. Je ne les signalerais pas si ces mêmes rapports ne produisaient pas pour le reste du monde des grilles de lectures plus adaptées à des travaux régionaux voire locaux (ensemble Islande, Scandinavie ou Caucase dans le GIEC par exemple).

À une échelle régionale, une limite fréquemment rencontrée dans cette thèse s'est présentée lors de l'emploi des toponymes des chaînes de montagne d'AC. Les principaux massifs : Tien Shan et Pamir sont déclinés en de nombreux autres aux limites floues : Pamir-Alaï, Tien Shan occidental, Tien Shan central. Pour clarifier les emplois retenus dans cette thèse, je les ai présentés dès le début (fig. 2, 3). La figure 2.1 issue de travaux similaires et à une échelle équivalente (Blomdin et al., 2016 ; Baatbataar et al., 2018 ; 2020) constitue un exemple de

création d'une nouvelle toponymie pour la même zone d'étude. Ainsi, le Pamir-Alay de Blomdin (*et al.*, 2016) fait référence aux chaînes du Zeravchan, de Gissar / Hissor et à une partie occidentale de la chaîne de l'Alaï, sans pour autant prendre en compte celle du Pamir. Ces confusions compliquent les recherches des études locales.

Cela m'ammène à discuter les variations dans l'orthographe. Elles constituent une limite aux recherches et à la diffusion des résultats. L'écriture même du Kirghizistan fait débat. Dans nombre de cas, les translittérations sont à l'origine des variations d'orthographe. Elles subissent à la fois les modes d'usages, l'absence de régulation, les divergences entre les langues de destination, sans oublier les alphabets en permanente variation. Un citoyen ouzbek a connu quatre changements d'alphabet et bien plus de réformes en un siècle. L'alphabet arabe était d'usage au début du siècle dernier. Avec la colonisation russe, Lénine impose le passage à l'alphabet latin. Staline revient sur cette décision pour imposer l'alphabet cyrillique en 1940. Islam Karimov choisit le retour progressif à l'alphabet latin en 1992. Trente ans de réformes ont été nécessaires pour qu'au 1er janvier 2023 soit officialisée une orthographe de la langue ouzbèke annoncée définitive. Les autres ex-Républiques soviétiques d'AC connaissent des histoires similaires : jusqu'à aujourd'hui le tadjik très proche du Dari perse s'écrit avec l'alphabet cyrillique ; les kazakhs sont en transition vers l'alphabet latin.

Terme	Langue(s) associée(s)	Signification	Translittérations
Ak	kirghize, kazakh, ouzbek	blanc, pur	
Alma	kirghize, kazakh, ouzbek	pomme	
Ata	kirghize, kazakh, ouzbek	village	ata, ati
Chachma	tadjik, dari, persan	source	chachma, chashma, shashma
Dara	tadjik, dari, persan	rivière	dara, daria, darya, dario
Garm	tadjik, dari, persan	chaud	
Issyk	kirghize, kazakh, ouzbek	chaud	issyk, iessik, issik
Kara	tadjik, dari, persan	noir	kara, qara
kicik	kirghize, kazakh, ouzbek	petit	kicik, kiesik
Kök	kirghize, kazakh, ouzbek	bleu	kok, kek, gok, gek
Kul	kirghize, kazakh, ouzbek	lac	kul, koul
Kum	tadjik, dari, persan	sable, désert	kum, koum
Kyzyl	kirghize, kazakh, ouzbek	rouge	kyzyl, kizil, kisil, qisil
Ob	tadjik, dari, persan	eau	ob, obi
Saï	kirghize, kazakh, ouzbek	ruisseau, torrent	saï, sai, say
Suu	kirghize, kazakh, ouzbek	eau, rivière	suu, su, sou
Syr	tadjik, dari, persan	jaune	sir, syr

Tab. 3.11 : Significations et translittérations courantes de toponymes communs d'AC

À cela s'ajoute le caractère oral de la langue et des toponymes. Une grande partie de la population d'AC hérite de modes de vie nomades à semi-nomades associés à des transmissions orales (Nurmanova, 2000). Beaucoup de toponymes ont été choisis en reprenant les

composantes d'apparence des lieux : couleurs, entité géographique, faune ou flore présentes. Ces composantes remarquables s'avèrent communes à d'autres territoires. Le tableau 3.11 centralise un aperçu des noms les plus courants utilisés dans la toponymie ainsi que leurs variations. Ces toponymes peuvent êter utilisés à de nombreuses reprises : j'ai compté une dizaine de localités nommées Aksu / Ak-suu réparties dans les différents États d'AC (désignant aussi bien des rivières que des villes ou des bourgades).

Au-delà de l'orthographe, les ruptures politiques ont joué un rôle dans la variation des toponymes en AC. Pour asseoir leur conquête, les soviétiques ont nommé ou renommé la majorité des objets géographiques. Cette action est reprise depuis les indépendances par chaque homme arrivé à la tête du pouvoir. Le glacier Fedtchenko qui a conservé son nom depuis son baptême par les Russes vient d'être renommé Vanjiar (littéralement les glaces de la rivière Vanj). Celle qui m'a le plus marqué lors de mes voyages est issue de la rupture post-URSS. La majorité des toponymes ont été modifiés : sommets, rivières, noms de rues et même les villes. Le Kazakhstan, après avoir changé de capitale, en a changé trois fois le nom en 30 ans. Cela s'applique également aux glacier : l'institut de glaciologie de Douchanbé charge une de ses équipes de la cartographie et de la modification du nom des glaciers, s'inscrivant toujours dans une dynamique d'affranchissement du passé soviétique.

Dans ce manuscrit, j'ai tenté d'harmoniser autant que possible les toponymes, choisissant une orthographe associée à une lecture phonétique française si possible. Dans les cas où une orthographe est standardisée, je l'ai reprise (exemple : Terskey Ala-Tau et non Terskeï Ala-Tao, bien qu'on trouve aussi le toponyme Terskey Ala-Too).

3.3.2.2 Cartes géomorphologiques : la subjectivité dans la délimitation des formes du relief

La principale limite rencontrée lors de la cartographie géomorphologique a consisté en la dénomination et la délimitation des formes du relief ainsi que la prise en considération de leur évolution dans le temps.

Une moraine peut-être décrite comme simple « moraine ». On peut l'intégrer à un système et l'appeler complexe morainique, cordon ou arc morainique. Il est possible de chercher à la classifier et à en décliner une taxonomie : moraine frontale, latérale, fronto-latérale, de fond… Dans cette thèse, les cartes géomorphologiques présentées dans les résultats ont été dressées à une échelle suffisamment grande pour décliner des formes de moraines. Certaines caractéristiques du relief plus fréquentes dans des zones d'étude ont été plus développées.

De même, la description des dépôts glaciaires peut intégrer une déclinaison temporelle. J'ai parfois légendé « moraine du PAG », ou « moraine M1 ; M2 ». Cela peut mener à des confusions : M1 est-elle la plus ancienne trouvée ou la plus récente ? de même est-on sûr que c'est une moraine du PAG ? Si on venait à interpréter une moraine intermédiaire, comment la nommer ? Cette déclinaison a été proposée sur le glacier Jak-Archa et lors du calcul des âges glaciaires puisque pratique mais a été évitée autant que possible compte-tenu des confusions qu'elle peut entraîner.

Enfin, les cartes ont été réalisées dans des milieux de montagne. Les territoires représentés sont soumis à des dynamiques de surface actives qui entrainent une évolution rapide du paysage. Des événéments exceptionnels de l'ordre des coulées de débris, GLOFs, ou glissements de terrain modifient brusquement les cartes qui peuvent s'avérer périmées plus ou moins rapidement.

À grande échelle, l'altération des moraines n'est guère visible. Un travail de terrain permet de mettre en valeur les différentes formes du relief et de décliner avec une meilleure précision des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires par exemple. C'est en levant la tête du terrain à la carte qu'il devient évident que les limites entre les formes géomorphologiques sont progressives.

3.3.3 Limites associées aux modèles utilisés

3.3.3.1 Modèles de reconstructions de surface de paléoglaciers – un modèle produit des ordres de grandeur

Les modèles appliqués à cette thèse ainsi que leurs limites ont été présentés dans les parties précédentes (3.1.4 ; 3.2.6 ; 3.2.7).

3.3.3.2 L'estimation des lignes d'équilibre glaciaire – quelles imprécisions ?

Dans cette thèse, les LEG sont exprimées par la méthode THAR. Le calcul de la THAR LEG d'un glacier selon la méthode présentée dans les chapitres 1 et 3 repose sur plusieurs approximations. La lecture d'images satellite ou MNT peut être biaisée, le calcul repose sur des variables laissées à l'appréciation de l'auteur, et la méthode repose sur les limites inhérentes à la méthode de calcul de la THAR présentée dans les chapitres 1 et 3 (1.1.3 ; 3.2.4.3). Sur les paléoglaciers, les erreurs sont plus importantes : elles sont soumises à la lecture géomorphologique de la moraine frontale (alt_{min}) et la reconstruction de la paléosurface du paléoglacier (alt_{max}). Afin de réduire ces biais, les paléo-LEG ont été calculées à partir du modèle de reconstruction de paléosurface de glacier 2D et 3D issus respectivement de Benn et Hulton (2010) et Pellitero (2016). Reposant sur les mêmes équations de rhéologie, le calcul de la LEG permet par la même occasion de comparer la validité de ces modèles. Ces LEG sont résumées dans le tab. 7.1. Pour une comparaison avec les résultats des autres sites étudiés en AC, le calcul des THAR LEG associées est résumé dans le tab. 7.2. Enfin, les comparaison des paléo-LEG avec les valeurs actuelles sont souvent sous-estimées par omission de la dynamique de changement climatique dans laquelle les glaciers évoluent de nos jours (Ohmura et Boettcher, 2022)

3.3.3.3 Reconstructions paléoclimatiques – un condensé d'ordres de grandeur

La présentation de reconstructions paléoclimatiques dans cette thèse est limitée. La principale équation utilisée (Eq. 8 ; Kraiijenbrick *et al.*, 2017) pour exprimer des résultats paléoclimatiques à partir des LEG s'avère non-applicable à l'AC (Baatbataar *et al.*, 2020). Pour pallier cela, il est possible d'interpéter simplement une migration de la LEG de 100 m vers l'aval comme un refroidissement de 0,53 °C suivant le gradient altitudinal observé dans le Tien Shan central (Mukherjee *et al.*, 2017). Cette indication simpliste ne propose pas de valeurs de variation des précipitations. Les valeurs de variation des THAR LEG restent disponibles pour être intégrées à tout modèle.

*

La géochronologie a représenté l'aspect méthodologique le plus singulier de cette thèse. Elle a nécessité un travail de terrain, reposant sur une lecture géomorphologique du paysage et une interprétation des âges d'exposition déjà publiés. À l'aide des institutions partenaires, un échantillonnage a pu être réalisé. La roche prélevée a pu être expédiée en laboratoire où les blocs ont été analysés et datés. Les âges calculés sont présentés dans la seconde partie de cette thèse. Les SIG, second axe méthodologique, ont été mobilisés pour associer des résultats paléoclimatiques à ceux des datations.

L'adoption de datations absolues dans des travaux de recherche apporte des informations riches pour un grand nombre de disciplines (géomorphologie, paléoclimatologie, archéologie…). L'interprétation géomorphologique des formes du relief a une grande importance dans le choix du site d'échantillonnage. La diversité des processus de production, transport et dépôt, et l'imbrication des échelles temporelles et spatiales de ces différents processus peuvent compliquer les interprétations. Aussi, ces dernières doivent suivre un raisonnement clair pour être discutées. Les méthodes, encore peu appliquées à l'AC et sur les fourchettes de temps récentes retenues apportent un côté pionnier à ces recherches dont il faut tenir compte lors de la discussion. Pour pallier cela, des zones d'étude à grande échelle ont été réparties de manière à mailler le territoire. Les enjeux actuels autour de la ressource en eau concernent tous les bassins versants de la région. Tous les territoires en aval sont dépendants des stocks solides de glace et écoulements liquides en provenance de l'amont. Aussi, j'ai pris soin de répartir les sites au sein de différents bassins versants majeurs d'AC. Ce maillage contribuera à identifier des variations locales et à comprendre les changements de circulation atmosphérique d'air et les mécanismes de redistribution à l'échelle de la région. Cela conduira, à l'aide de la littérature déjà disponible, à proposer un bilan enrichi des chronologies d'extension de la surface glaciaire depuis le dernier maximum glaciaire. Cette sélection permet d'alimenter les premières reconstructions de la synchronicité des dynamiques glaciaires lors d'épisodes de refroidissement. Au sein de cette période, les avancées les plus récentes, celles du PAG sont investiguées. Elles sont mises en perspective avec la récente relance du suivi des glaciers de la région.

2ème PARTIE : Identification des processus géomorphologiques, géochronologie des derniers maxima glaciaires et détermination des influences climatiques en Asie centrale

Approche à grande échelle ; approfondissement sur cinq vallées glaciaires du Kirghizistan, Ouzbékistan et Tadjikistan

Cette partie constitue le cœur des recherches ainsi que leurs aboutissements. Elle est divisée en deux grandes sous-parties : résultats (Chap. 4-5-6) et discussion (Chap. 7). Les résultats sont présentés en trois chapitres. Chacun regroupe des vallées glaciaires échantillonnées qui semblent partager des influences climatiques actuelles communes. Ainsi, les vallées glaciaires des fronts occidentaux d'AC, influencés par les Westerlies partagent des dynamiques semblables (Chap. 4) : Barkrak (4.1) (fig. 4.1) et Jak-Archa (4.2). Les espaces en amont de la rivière Naryn (Syr-Daria) constituent à eux seuls un chapitre rassemblant différents glaciers du plateau d'Arabel-suu (Chap. 5). Ils sont isolés des précipitations de l'Ouest et du Sud par l'effet des barrières orographiques et pourraient observer des comportements singuliers. Enfin, les échantillons prélevés dans les massifs du Pamir sont regroupés dans un sixième chapitre dans le but d'identifier d'éventuelles influences climatiques communes. Je commence par Kyzyl-Suu (6.1) et termine par Vuzh et Pish (6.2). À l'aide d'une étude descriptive comparée des cinq sites glaciaires retenus, des tendances ont été dégagées. Les glaciers semblent avoir mobilisé d'importantes masses sédimentaires dans le Nord de l'AC au cours du PAG. Ceux du Sud de ma zone d'étude adoptent un comportement moins uniforme. Des investigations à plus petite échelle sont proposées par rapport aux larges masses de glace en circulation au Sud du Pamir.

Dans le chapitre final, tous les âges d'expositions produits en AC sont recalculés suivant la même calibration que ceux de cette étude. Ils sont mis en perspective avec les nouveaux résultats issus de ce travail (7). Des sous-ensembles sont ainsi proposés selon leur situation à l'échelle de la région en fonction des hypothèses formulées dans les chapitres précédents. Les extensions des glaciers sont discutées par période (7.1) et sont insérés dans un cadre régional avec les autres études paléoenvironnementales (7.2).

Fig. 4.1 : le glacier Barkrak (droite de l'image) et ses moraines. Les échantillons PAG situés en aval ne sont pas visibles sur l'image. La langue glaciaire a une couverture caillouteuse superficielle, les moraines sont en partie englacées. La trimeline potentiellement associé au PAG est visible sur le versant droit ; M. Zudina, 12/08/2025, orientation ONO, alt. 3520 m

Chapitre 4 – Les contreforts occidentaux des massifs montagneux d'Asie centrale : géochronologie du Gissar-Alaï et du Tien Shan occidental

4.1 Premières datations à l'aides des nucléides cosmogéniques dans l'Ugam Chatkal ouzbek, une influence climatique Nord-Atlantique ?

Les résultats de ce chapitre sont les premiers présentant une géochronologie glaciaire à l'aide des NCT en Ouzbékistan. Seize échantillons notés de BKK-01 à BKK-16 ont été prélevés dans la partie orientale du pays, au sein du massif de l'Ugam Chatkal (Tien Shan occidental, fig. 2.5 ; 2.6 ; 4.2). Ils correspondent à trois séquences glaciaires dans la vallée de la Barkrakskaïa. Les langues glaciaires actuelles sont connectées à de longues moraines fronto-latérales et de fond cartographiées comme dépôts glaciaires (fig. 4.1 ; 4.2). La partie externe de cette moraine est accidentée et dépourvue de végétation, ce qui suggère sa potentielle activité en tant que glacier rocheux (fig. 4.3B). La partie sommitale de cet ensemble est marquée par la présence de lobes successifs jusqu'à la langue du glacier. Des dépôts fluvio-glaciaires comblent les dépressions. Cinq échantillons ont été prélevés sur la crête interno-sommitale de cette moraine externe de Barkrak milieu (BKK-01 à 05). L'échantillonnage a été dirigé du front de cette moraine à sa partie latérale Est sur une distance d'environ un kilomètre. Ces cinq échantillons constituent la série la plus proche du glacier Barkrak (fig. 4.2, 4.3 A). BKK-09 à 13 ont été prélevés plus bas, en amont de la confluence entre Barkrak milieu et Barkrak droit dont ils constituent des dépôts (fig. 4.4). BKK-09 se distingue du reste de la série : il a été prélevé sur un gros bloc erratique (> 500 m^3) en fond de vallée (annexe a7). Le reste de la séquence (BKK-10 à 13) provient d'un arc morainique latéral marqué par une rupture de pente et une granulométrie plus grossière sur le versant droit de la vallée (annexe a9 ; fig. a7). Enfin, une double série de trois échantillons complète l'analyse géochronologique de la vallée (BKK-06 à 08 et BKK-14 à BKK-16 ; fig. 4.2). Suposée plus ancienne, l'extension du paléoglacier est marquée dans le paysage par une rupture de pente sur la rive droite de la rivière visible par une moraine latérale qui domine BKK-09 à BKK-13 de 80 m et se prolonge par un épaulement de la vallée (fig. 4.3).

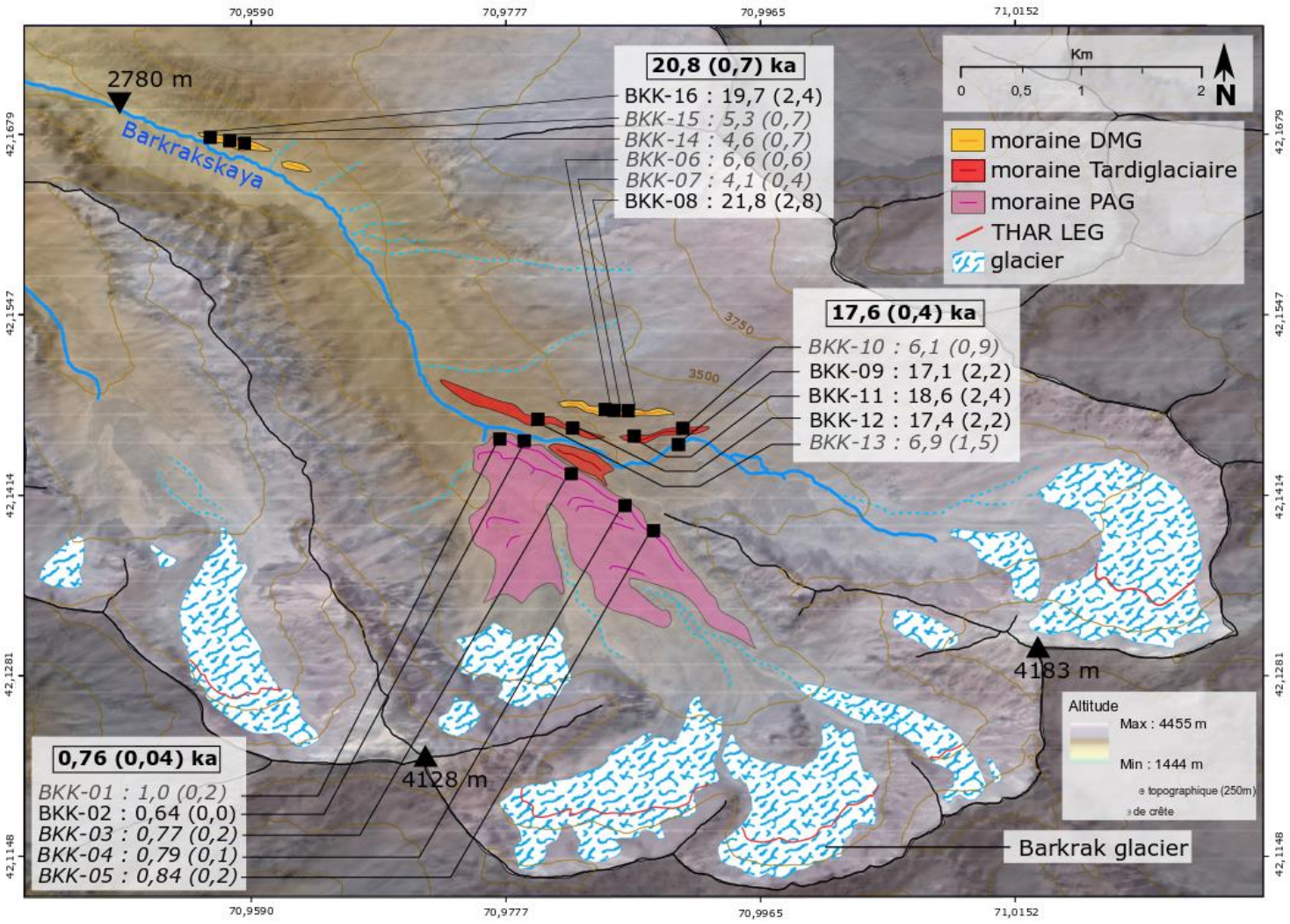


Fig. 4.2 : Interprétation des dépôts glaciaires et résultats des datations des échantillons prélevés autour du complexe glaciaire Barkrak, Ouzbékistan.

Note technique : les échantillons marqués en lettres capitales sont datés à l'aide du ^{10}Be, ceux en italique à l'aide du ^{36}Cl. Les échantillons considérés comme valeurs aberrantes sont indiqués en grisé.

La moraine latérale de cette séquence a été échantillonnée (BKK-06 à 08). Une partie frontale 4 km en aval correspond potentiellement à cette extension et a été interprétée et échantillonnée (BKK-14 à 16 ; fig. 4.3C). Les lithologies diverses rencontrées sur ce site ont permis une bonne distinction entre les dépôts sédimentaires primaires d'origine gravitaire et ceux secondaires d'origine fluvio-glaciaire à glaciaire.

La lecture géomorphologique du paysage suggère une stabilisation récente du glacier Barkrak 3 km en aval de sa langue actuelle sur laquelle se base la première série d'échantillons. Il pourrait alors avoir pris la forme d'un glacier couvert ou d'un glacier rocheux compte-tenu de la masse sédimentaire encore en place (fig. 4.1 ; 4.3A).

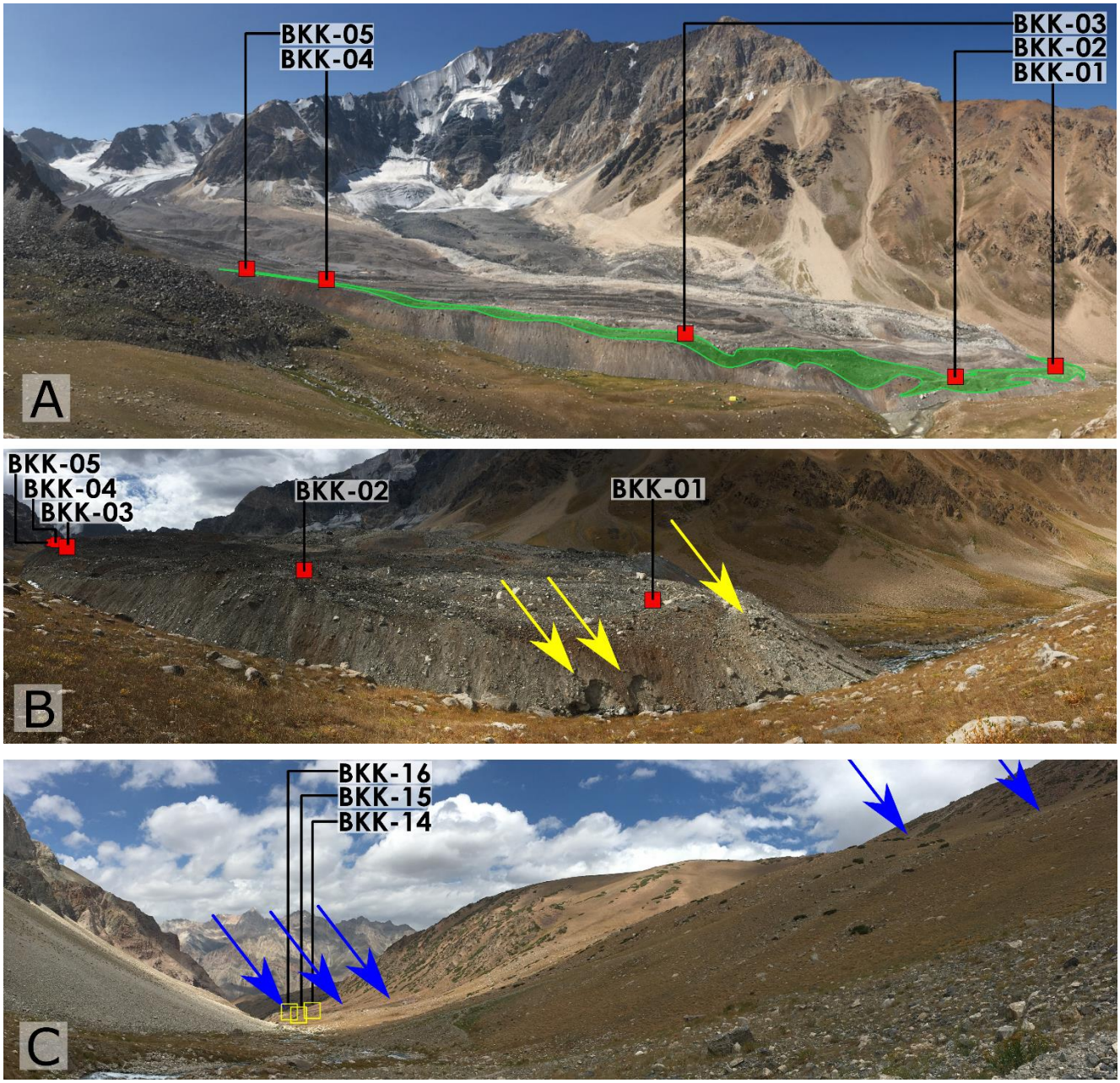


Fig. 4.3 A ; B ; C : le lobe externe du glacier Barkrak échantillonné et daté à 806 ± 77 a (en vert) (A). BKK-01 à BKK-05 de droite à gauche sont désignés par des points rouge (A et B). L'activité du talus du glacier rocheux est marquée par des flèches jaunes (B). Les épaulements (flèches bleues) identifiés dans la vallée de la Barkrakskaïa qui corespondent aux échantillons BKK-14 à BKK-16 (carrés jaunes) ; G. Béra 8/8/2021, orientation SO (A) (3450 m) ; G. Béra 12/8/25, orientation SE (B) (3210 m) et NO (C) (2950 m).

La seconde série considère une avancée plus ancienne et plus signficative du glacier. La principale caractéristique de cette extension est la coalescence des glaciers Barkrak droit et Barkrak milieu. Cette extension est marquée dans le paysage par la présence d'un cordon morainique sur le versant Est mais surtout par une moraine médiane, interprétée comme glacier

rocheux par Solomina et Savoskul (1996). Aucun dépôt glaciaire frontal associé à ce paléo-glacier n'a été identifié ce qui complique la modélisation de sa paléo-surface.

La troisième extension à été identifiée par la présence de gros blocs anguleux d'origine glaciaire en partie frontale d'une séquence morainique (fig. 4.2). Elle semble correspondre à un épaulement et une moraine latérale en amont (fig. 4.2 ; 4.3 C).

Sample name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Shielding correction	Thickness (cm)	Lithology	Formation age of rock (My)	Mineral used for dating
barkrak_m1								
BKK-01	42.1456	70.9774	3198	0.98	8.5	Dolomie	350*	Cl-36
BKK-02	42.1457	70.9791	3210	0.98	4.2	Granite	>500*	Be-10
BKK-03	42.1435	70.9825	3275	0.98	5	Dolomie	350*	Cl-36
BKK-04	42.1406	70.9868	3335	0.98	7	Dolomie	350*	Cl-36
BKK-05	42.1391	70.9884	3359	0.84	4.7	Dolomie	350*	Cl-36
barkrak_m2								
BKK-09	42.1453	70.9903	3355	0.98	5	Granite	>500*	Be-10
BKK-10	42.1463	70.9902	3373	0.98	3.7	Dolomie	350*	Cl-36
BKK-11	42.1458	70.9873	3341	0.98	3.8	Granite	>500*	Be-10
BKK-12	42.1462	70.9832	3264	0.98	5	Granite	>500*	Be-10
BKK-13	42.1471	70.9801	3226	0.98	4.6	Dolomie	350*	Cl-36
barkrak_m3								
BKK-06	42.1478	70.9854	3377	0.93	4.2	Dolomie	350*	Cl-36 (on silicate)
BKK-07	42.1477	70.9859	3382	0.93	3.9	Dolomie	350*	Cl-36 (on silicate)
BKK-08	42.1476	70.9870	3401	0.93	4	Granite	>500*	Be-10
BKK-14	42.1675	70.9583	2901	0.95	5.2	Carbonate	350*	Cl-36
BKK-15	42.1676	70.9573	2888	0.95	4.1	Dolomie	350*	Cl-36
BKK-16	42.1679	70.9561	2874	0.95	5.2	Granite	>500*	Be-10

Tab. 4.1 : Paramètres principaux notés lors de la prise d'échantillons dans la vallée de Barkrak. L'âge de la formation de la roche est estimé depuis la carte géologique de Mikhaïlov, 2004

Les échantillons ont été prélevés lors d'une campagne de terrain organisée par l'Institut de Géologie Glaciaire de Tachkent en suivant le protocole pour un prélèvement de quartz (annexe a1). Les analyses menées au sein du LN_2C et du SARM ont montré que dix ne contenaient pas de quartz en quantité suffisante. Parmi ces dix échantillons, huit ont suivi la méthode de préparation pour datation sur roches carbonatées au Cl-36 et deux sur roches silicatées (BKK-06 et BKK-07) (tab. 4.1 ; 4.2).

Sample name	Mineral used for dating	CaO %	K_2O %	TiO_2 %	Fe_2O_3 %	Cl (ppm)	SiO_2 %	Na_2O %	MgO %	Al_2O_3 %	MnO %	P_2O_5 %	CO_2 %	Li (ppm)	B (ppm)	Sm (ppm)	Gd (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	LOI
barkrak_m1																				
BKK-01	Cl-36	4.57	< L.D.	0.6	4.6	115.5	66.0	4.1	0.03	14.1	0.2	0.7	-	36.9	12.3	-	-	-	-	-
BKK-03	Cl-36	4.34	< L.D.	0.6	4.6	115.5	66.0	4.1	0.02	14.1	0.2	0.7	-	36.9	12.3	-	-	-	-	-
BKK-04	Cl-36	3.90	< L.D.	0.6	4.6	115.5	66.0	4.1	0.20	14.1	0.2	0.7	-	36.9	12.3	-	-	-	-	-
BKK-05	Cl-36	4.32	< L.D.	0.6	4.6	115.5	66.0	4.1	0.02	14.1	0.2	0.7	-	36.9	12.3	-	-	-	-	-
barkrak_m2																				
BKK-10	Cl-36	4.60	< L.D.	0.6	4.6	115.5	66.0	4.1	0.05	14.1	0.2	0.7	-	36.9	12.3	-	-	-	-	-
BKK-13	Cl-36	4.43	< L.D.	0.6	4.6	115.5	66.0	4.1	0.04	14.1	0.2	0.7	-	36.9	12.3	-	-	-	-	-
barkrak_m3																				
BKK-06	Cl-36 (on silicate)	5.54	3.7	1.2	7.8	205.0	56.1	4.2	2.82	15.7	0.3	0.7	-	63.3	10.3	-	-	-	-	-
BKK-07	Cl-36 (on silicate)	0.76	4.4	0.1	1.5	26.0	75.9	4.1	0.07	12.5	0.0	< L.D.	-	10.4	14.3	-	-	-	-	-
BKK-14	Cl-36	3.16	< L.D.	0.6	4.6	115.5	66.0	4.1	0.05	14.1	0.2	0.7	-	36.9	12.3	-	-	-	-	-
BKK-15	Cl-36	3.76	< L.D.	0.6	4.6	115.5	66.0	4.1	0.02	14.1	0.2	0.7	-	36.9	12.3	-	-	-	-	-

Tab. 4.2 : Compositions chimiques des échantillons de roche totale avant le traitement chimique. L'analyse a été réalisée au SARM-CRPG (Nancy, France) par ICP-OES (éléments majeurs), ICP-MS (éléments en traces), absorption atomique (Li), colorimétrie (B) et spectrophotométrie (Cl). Les valeurs en marron sont définies comme la moyenne des valeurs mesurées.

Les analyses de composition des roches ont été réalisées au SARM (tab. 4.2 ; 4.3). Les échantillons ont été préparés par Valéry Guillou (AI, CEREGE) et Vincent Rinterknecht (CR, CEREGE) et datés par SMA à ASTER (tab. 4.4). Les six échantillons BKK-02 ; 08 ; 09 ; 11 ; 12 et 16 ont été préparés et datés suivant le protocole initial pour des datations à l'aide du Be-10. La solution du transporteur Be-9 du CEREGE en phénakite à 3 025 ± 9 ppm a été utilisée (tab. 4.1 ; 4.5).

Sample name	CaO %	K_2O %	TiO_2 %	Fe_2O_3 %
barkrak_m1				
BKK-01	2.33	4.39	0.49	3.75
BKK-03	2.33	4.39	0.49	3.75
BKK-04	2.33	4.39	0.49	3.75
BKK-05	2.33	4.39	0.49	3.75
barkrak_m2				
BKK-10	2.33	4.39	0.49	3.75
BKK-13	2.33	4.39	0.49	3.75
barkrak_m3				
BKK-06	4.02	4.28	0.92	6.62
BKK-07	0.64	4.49	0.06	0.87
BKK-14	2.33	4.39	0.49	3.75
BKK-15	2.33	4.39	0.49	3.75

Tab. 4.3 : Concentrations des oxydes des éléments majeurs, déterminées dans des fractions prélevées à partir des échantillons après le prétraitement chimique (attaque acide). L'analyse a été effectuée au SARM-CRPG par ICP-OES. Les valeurs en marron sont définies comme la moyenne des valeurs mesurées.

Les âges calculés établissent trois périodes distinctes de stabilisation du complexe glaciaire Barkrak. La plus ancienne datée indique une stabilisation pendant le MIS 2 : 20,8 ± 0,7 ka (n=2) proposée ici comme DMG local. Le signal est émis par la complémentarité des moraines frontales (BKK-14 à 16) et latérale (BKK-06 à 08) et valide l'hypothèse de travail du terrain

(tab. 4.5). Pour cette extension, les blocs BKK-08 et 16 ont défini l'âge de la moraine, les autres étant considérés comme exhumés post-dépôt (tab. 4.4). La THAR LEG est estimée à 3 500 m soit 220 m en-dessous de la THAR LEG actuelle (tab. 7.1). Le paléoglacier reconstruit associé à cette période est présenté sur la figure 4.4 D. La CCB fixée de 70 à 100 kPa fait correspondre les sites d'échantillonnages imposés par la contrainte spatiale du glacier (BKK-14 à 16) aux sites d'échantillonnage de la moraine latérale (BKK-06 à 08). Cela renforce la validation de l'hypothèse de terrain, confirmée par les datations à l'aide des NTC sur Be-10.

Sample name	Mineral used for dating	Sample weight (g)	Mass of Cl in spike (mg)	$^{35}Cl/^{37}Cl$	Incertitude (%)	$^{36}Cl/^{35}Cl$ (10^{-11})	Incertitude (%)	[Cl] in sample (ppm)	[^{36}Cl] (10^4 at.g^{-1})	Incertitude (%)	Age (ka)	Interr (%)
barkrak_m1								corr. for blank	corr. for blank			
BKK-01	Cl-36	37.51	2.012	8.94	1.91	3.29	5.18	37.173	45.97	5.35	1.00	14.00
BKK-03	Cl-36	35.31	1.966	40.98	1.90	3.26	6.22	5.149	33.24	6.30	0.76	15.79
BKK-04	Cl-36	36.06	1.968	5.55	1.84	2.15	5.72	91.977	45.57	6.26	0.79	12.66
BKK-05	Cl-36	35.06	1.976	8.69	1.92	2.54	5.45	40.848	37.80	5.62	0.84	14.29
barkrak_m2												
BKK-10	Cl-36	41.25	1.976	178.62	1.87	31.79	4.50	0.337	262.97	4.58	6.09	15.11
BKK-13	Cl-36	38.39	1.969	35.71	1.88	30.46	4.53	5.646	290.50	4.60	6.92	15.17
barkrak_m3												
BKK-06	Cl-36 (on silicate)	55.22	2.007	4.29	1.86	29.99	4.89	66.673	683.54	7.83	4.11	11.68
BKK-07	Cl-36 (on silicate)	47.51	2.002	9.95	1.87	29.01	4.55	66.673	251.01	4.87	6.64	9.19
BKK-14	Cl-36	26.21	1.973	29.22	1.87	14.20	5.16	10.657	202.98	5.22	4.75	16.84
BKK-15	Cl-36	29.76	1.974	6.89	1.84	12.08	5.32	71.586	248.75	5.59	5.33	14.26
blancs												
BKCA	-	-	1.9692	253.51	2.24	0.0158	38.03	-	-	-		-
BKCL	-	-	1.9896	280.85	2.05	0.0014	35.61	-	-	-		-

Tab. 4.4 : Résultats de datation au Cl-36

Sample name	Mineral used for dating	Quartz weight (g)	mass of carrier ^{9}Be (mg)	$^{10}Be/^{9}Be$ (10^{14})	[^{10}Be] (10^4 at/g^{-1})	^{10}Be exposure ages (ka)	Interr / Exterr - %
barkrak_m1							
BKK-02	Be-10	16.29	122.5	1.48	2.16	0.64	7.2 / 10.5
barkrak_m2							
BKK-09	Be-10	20.67	122.5	59.94	71.74	17.05	2.6 / 7.9
BKK-11	Be-10	16.27	122.7	51.50	78.43	18.56	2.5 / 7.9
BKK-12	Be-10	18.33	122.4	51.76	69.80	17.42	2.4 / 7.9
barkrak_m3							
BKK-08	Be-10	22.12	122.4	82.50	92.23	21.80	2.3 / 7.9
BKK-16	Be-10	22.63	122.6	55.48	60.70	19.71	2.9 / 8.1
blanc							
BKVR-27	-	-	122.5	0.058		-	-

Tab. 4.5 : Préparation chimique et résultats des âges d'exposition de Barkrak. Les échantillons sont préparés avec l'entraîneur CEREGE maison (3 025 ± 9 ppm). Les rapports Be-10 corrigés pour blanc ; âges calculés avec le modèle atmosphérique Lm.

La seconde séquence échantillonnée indique une stabilisation du glacier Barkrak durant le Tardiglaciaire : 17,6 ± 0,4 ka (n=3) (tab. 4.2 ; fig. 4.2). La datation du bloc erratique BKK-09 à 17.1 ka en fond de vallée est intégrée à la séquence. Comme pour le calcul d'âge de la moraine précédente, tous les échantillons datés au Cl-36 ont été considérés comme valeurs aberrantes.

Le modèle produit sur SIG a dû être fortement contraint par un *shapefile*. Les valeurs d'épaisseur de glace qui en résultent sont relativement importantes par rapport à l'extension glaciaire précédente (fig. 4.4 C ; D). Compte-tenu des déséquilibres constatés au cours des modélisations des paléosurfaces de glace et de l'absence de moraine frontale, il pourrait s'agir d'une moraine récessionnelle. Il est probable que cette extension corresponde à une déglaciation successive au DMG local au cours de laquelle le glacier aurait marqué une stabilisation dans la vallée suite à un événement climatique favorable. La THAR LEG associée à cette extension est estimée à 3 670 m (tab. 7.1).

Enfin, la dernière avancée du glacier est datée par sa moyenne pondérée à 757 ± 44 a (n=4) (tab. 14 ; 15). BKK-01 a été considéré comme valeur aberrante (où $\overline{x_{pond}}$ = 711 (Eq. 16) et 1,5 σ = 200). Dans cette interprétation, il est important de considérer que les échantillons ont été prélevés sur les lobes externes des dépôts glaciaires. Cela leur confère une valeur conservatrice : je l'interprète ici comme une première phase d'extension du PAG ; elle est suivie par d'autres non datées ici. La présence de lobes internes en amont et de la masse sédimentaire conséquente encore en place suggèrent une période d'activité glaciaire intense au cours du PAG. Cela laisse penser que les dynamiques climatiques à l'origine de cette extension ont été en place sur une longue période. La THAR LEG associée indique une valeur de 3 620 m, plus de 100 m en dessous de la valeur actuelle de la THAR LEG et seulement 20 m au-dessus de l'extension du présumé Tardiglaciaire (tab. 7.1). La disjonction de l'actuel front glaciaire de ces moraines massives (visibles en arrière-plan sur la fig. 4.1) marque la rupture des conditions climatiques actuelles avec celles du PAG.

Il est important de considérer que les dépôts glaciaires du PAG semblent encore partiellement englacés, entraînant une migration lente des lobes inférieurs vers l'aval. Les processus gravitaires sont actifs, et le glacier du PAG a à présent une dynamique de glacier rocheux. Cette hypothèse est soutenue par l'activité des lobes inférieurs datés (fig. 4.4 B). La température des cours d'eau supraglaciaire (entre 5 et 7 °C avant pénétration dans la moraine frontale) et proglaciaire (0,5 à 2 °C à la sortie de la moraine) mesurée au cours des campagnes de terrain (août 2021 et 2025) confirme cette hypothèse. Des cellules de glace sont encore présentes au sein de la moraine. La bonne conservation des lobes sommitaux suggère une migration lente, sans à-coups. Cela mène à une légère surestimation de l'amplitude du glacier au début PAG.

Cette extension du glacier Barkrak au cours du PAG a fait l'objet de deux reconstructions sur GlaRe. La première (fig. 4.4 A) est associée à un volume de 1,0 km^3, basé sur la surface englacée en 2007 (MNT Alors Palsar (ALP) de résolution 12,5 m). La seconde est issue d'une

soustraction du MNT de Millan (*et al.*, 2022) au MNT ALP pour obtenir une topographie basale approximative (fig. 4.4 B). Les épaisseurs de glace en amont sont plus importantes dans la seconde que pour la première. Le volume produit est estimé à 1.1 km^3. Notons que le modèle produit par Millan (*et al.*, 2022) n'identifie pas la langue glaciaire comme glacier rocheux actif, ce qui ne permet qu'une reconstruction partielle de la topographie subglaciaire.

Une reconstruction de la paléosurface de Barkrak a été conduite pour la moraine m2 produisant un volume de glace de 1,4 km^3 (fig. 4.4 C). L'application du modèle à m3 produit un résultat beaucoup plus conséquent calculé à 2,3 km^3.

Pour toutes les modélisations, une CCB de 70 à 100 kPa a été retenue.

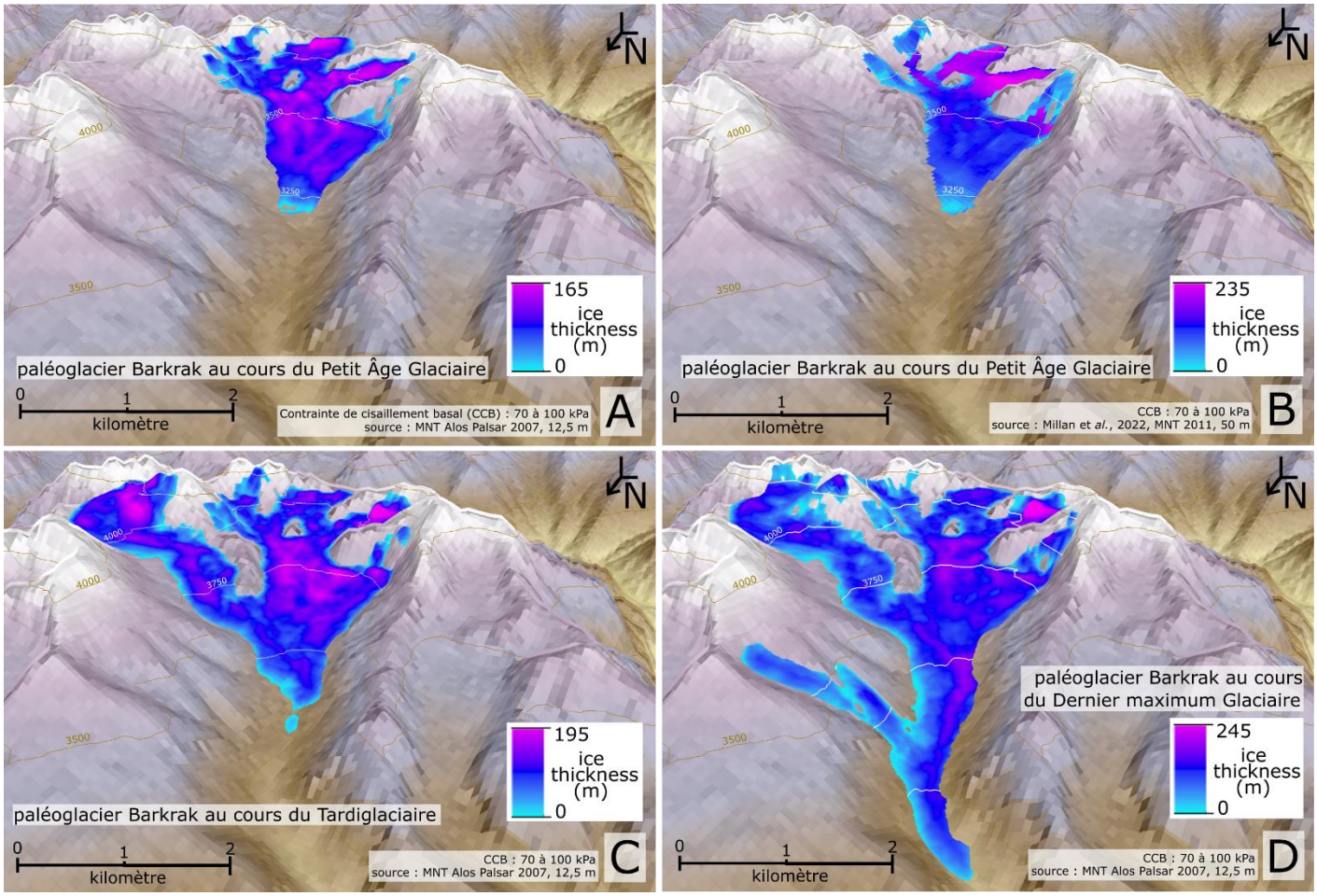


Fig. 4.4 A ; B ; C ; D : reconstruction de la surface du paléoglacier Barkrak milieu correspondant aux moraines échantillonnées

4.2 Plus au Sud, le Sughdistan influencé par le même phénomène ? Étude de la vallée glaciaire du glacier Jak-Archa

400 km au SSO dans le massif de Gissar, le glacier Jak-Archa présente une configuration morphologique différente marquée par des dépôts sédimenatires glaciaires plus superficiels et une vallée glaciaire plus encaissée (fig. 4.7). La THAR LEG de Jak-Archa est actuellement de 4 030 m, 300 m plus haut que sur Barkrak (tab. 7.1). La moraine de fond est nettement moins volumineuse, les pentes sont plus accidentées (fig. 4.6).

Des géochronologies des extensions récentes ont été investiguées sur ce site. La présence de larges cristaux de quartz pur sur les leuco-granites présents dans les moraines compose un environnement adéquat pour un taux de production élevé de Be-10. Cela a motivé l'échantillonnage de la zone pour investiguer les cordons morainiques proches de l'actuel front du glacier (comme la moraine m1 – fig. 4.6). Dix échantillons ont été prélevés, répartis sur deux moraines en marge du cirque où persiste le glacier Jak-Archa.

Un premier arc morainique peu prononcé marque la coalescence des glaciers Jak-Archa (n°71) et n°72. Les blocs sont anguleux de granulométrie hétérogène et seule leur partie basale repose dans une fine matrice de tillite. Cinq blocs (JAK-06 à 10) ont été échantillonnés en partie frontale intérieure de la moraine de part et d'autre du cours d'eau (fig. 4.6 ; 4.7 ; indiquée comme m1 – tab. 4.6). La THAR LEG associée était de 3 980 m.

Une seconde moraine située 100 m en aval a été échantillonnée sur sa partie frontale (JAK-01 à 05). Elle est commune aux glaciers n°70 à 74 (indiquée comme m2 – tab. 4.6). Pour cette extension, la THAR LEG est estimée à 3 930 m.

Trois blocs (JAK-11 à 13) complètent la série sur la large moraine médiane décrite en 2.2.2.1 dans le fond de vallée (notée m3 dans le tab. 4.6). L'absence de moraines frontales associées à cette extension confère une valeur approximative à la THAR LEG. Elle est estimée à 3 600 m, basée sur la reconstruction du paléo-glacier de la figure 4.10E avec alt_{min} = 2 400 m (tab. 7.1). Si on se fie à la reconstruction de la fig. 4.10F, elle est estimée à 3 400 m (où alt_{min} = 1 900 m).

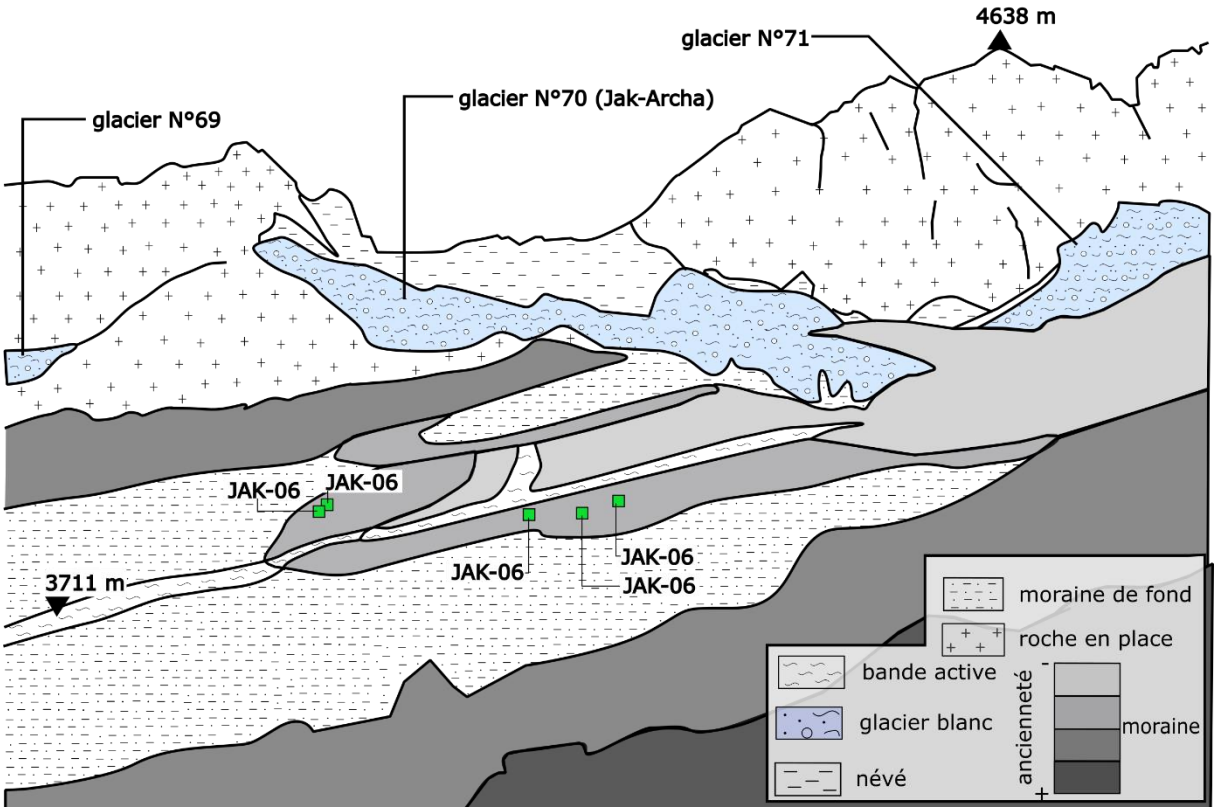


Fig. 4.6 : les blocs échantillonnés sur la moraine m1 du glacier Jak-Archa. Les moraines les plus anciennes visibles sur l'image ont été formées au cours de l'Holocène récent ; G. Béra, le 26/09/2021, orientation SO, alt. 3740 m

Comme la totalité des échantillons prélevés au Tadjikistan, ils ont été envoyés par le centre de recherche sur les glaciers et l'écologie de l'Académie des sciences du Tadjikistan. Les blocs ont été analysés au CEREGE suivant le protocole décrit au chapitre 3.2 en deux séries. Un entraîneur commercial Be-9 a été utilisé pour la première série (997,0 ± 4 ppm) composée de blocs supposés plus âgés. La seconde série a été réalisée avec l'entraineur maison du CEREGE (3 025 ± 9 ppm) qui permet d'observer des variations minimes des taux de concentration en Be-10. Les valeurs indiquées dans le tableau 4.6 sont corrigées pour les blancs. Les échantillons en bleu sont mesurés avec le blanc BKGB-03 réalisé sur l'entraîneur commercial. Les âges d'exposition sont calibrés suivant le modèle de variation atmosphérique *Lm*.

Les résultats confirment les hypothèses de la chronologie relative. En amont, la dernière stabilisation du paléoglacier Jak-Archa semble avoir eu lieu il y a 160 ± 43 a (n=3). JAK-09 et 10 sont interprétés valeurs aberrantes, comme ayant de l'héritage et retirés de la série. Leurs âges d'exposition, bien que proches l'un de l'autre, ne permettent pas de les retenir dans la distribution -1 σ < $\overline{x_{pond}}$ < +1 σ. Cette séquence située à moins d'un kilomètre de l'actuel front du glacier est contrainte en amont par un artefact anthropique (fig. 4.9).

La datation de m2 (tab. 4.6) suggère un âge de 1 238 ± 70 a (n=3) (fig. 4.7). Une interprétation conservative de la moraine a été adoptée, considérant JAK-04 et 05 comme exhumés post-dépôt ou issus de processus fluvio-glaciaires. L'âge obtenu correspont à une extension du glacier au cours de l'Holocène supérieur, avant l'Optimum climatique médiéval connu en Europe (Ahmed *et al.*, 2013). Il est intéressant de noter que JAK-09 et 10 s'inscrivent à la distribution de m2 (tab. 4.6). Aussi, la moraine m2 pourrait marquer une stabilisation avant un réchauffement brutal (par exemple lors de l'Optimum climatique médiéval). JAK-09 et 10 pourraient correspondre à des blocs erratiques issus de la déglaciation rapide de l'ensemble des actuels glaciers n°70 à 74 (dont Jak-Archa), remobilisés lors du PAG.

Pour les deux moraines associées au PAG il est important de noter les valeurs associées aux erreurs internes et externes (respectivement jusqu'à 26 et 27 % pour JAK-08 ; tab 4.6). Ces incertitudes sont issues de la faible quantité de béryllium accumulée dans le quartz sur des périodes de temps si courtes. Cela a a posé problème lors de l'analyse à ASTER. La moraine m1 fait partie des plus jeunes moraines datées dans le monde à partir des NCT sur Be-10. JAK-08 correspond à l'âge d'exposition le plus récent calculé à l'aide des NCT en AC.

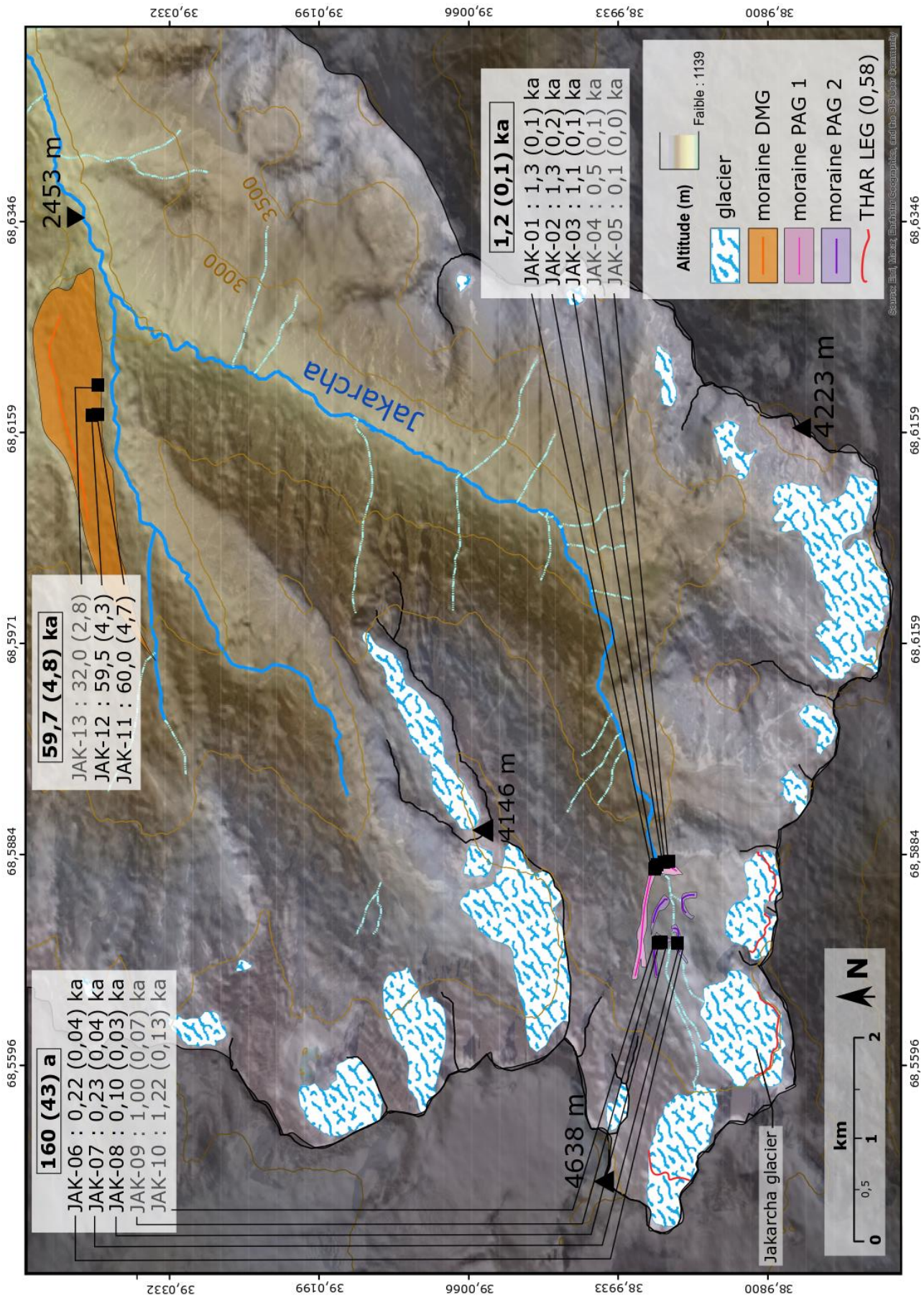


Fig. 4.7 : localisation des échantillons et des dépôts morainiques dans la vallée glaciaire du glacier Jak-Archa

Sample name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Shielding correction	Thickness (cm)	Density	Quartz weight (g)	mass of carrier Be-9 (mg)	$^{10}Be/^{9}Be$ *10^-14	[^{10}Be] 10^4 (at/g)	^{10}Be exposure age (ka)	Incertitude (%)
Jakarcha_m1												
JAK-06	38.9881	68.5705	3758	0.97	3.2	2.7	32.33	0.12	**1.47**	0.84	0.22	(17.7 ; 19.1)
JAK-07	38.9881	68.5705	3759	0.97	2.8	2.7	31.53	0.12	**1.50**	0.89	0.23	(16.2 ; 17.5)
JAK-08	38.9895	68.5706	3767	0.97	4.7	2.7	31.63	0.12	**0.85**	0.39	0.10	(26.0 ; 27.0)
JAK-09	38.9897	68.5706	3771	0.97	3.1	2.7	35.66	0.12	**7.01**	4.60	1.00	(5.0 ; 7.7)
JAK-10	38.9898	68.5705	3774	0.97	2.4	2.7	35.66	0.12	**1.67**	5.71	1.22	(10.1 ; 12.5)
Jakarcha_m2												
JAK-01	38.9901	68.5770	3637	0.97	4.3	2.7	36.35	0.41	**2.68**	5.83	1.34	(6.3 ; 9.8)
JAK-02	38.9900	68.5772	3635	0.97	2.9	2.7	15.24	0.41	**1.14**	5.54	1.27	(13.9 ; 15.8)
JAK-03	38.9899	68.5774	3632	0.97	2.7	2.7	27.82	0.41	**1.70**	4.67	1.10	(8.7 ; 11.5)
JAK-04	38.9893	68.5777	3634	0.97	3.0	2.7	34.81	0.41	**1.53**	3.34	0.46	(15.6 ; 17.1)
JAK-05	38.9888	68.5777	3649	0.97	3.2	2.7	36.05	0.12	**1.47**	0.75	0.10	(14.2 ; 16.2)
Jakarcha_m3												
JAK-11	39.0395	68.6175	2667	0.98	1.7	2.7	20.27	0.41	**40.53**	163.52	60.00	(4.2 ; 8.7)
JAK-12	39.0401	68.6174	2697	0.98	2.5	2.7	21.82	0.41	**43.67**	163.95	59.45	(3.2 ; 8.2)
JAK-13	39.0395	68.6201	2645	0.98	3.2	2.7	21.66	0.41	**23.02**	86.41	32.03	(4.3 ; 8.7)
Blanc												
BKGB-03								0.41	0.36			
BKGB-04								0.12	0.13			

Tab. 4.6 : Paramètres principaux à l'échantillonnage dans la vallée de Jak-Archa ; préparation chimique et résultats des âges d'exposition. Un entraineur commercial 997,0 ± 4 ppm a été ajouté aux échantillons en noir. Les échantillons en bleu sont préparés avec l'entraîneur CEREGE maison (3 025 ± 9 ppm).

La moraine m2 (fig. 4.7 ; 4.8) indique que les glaciers n°71 (Jak-Archa) et n°70 (à l'Est) étaient déjà disjoints au cours de la glaciation de l'Holocène tardif / PAG ancien. Elle marque une stabilisation du glacier après un replat qui correspond sûrement à un ombilic (fig. 4.7). Leur accumulation en marge de cet ombilic a entraîné l'accumulation de dépôts fluvio-glaciaires sablo-limoneux visibles sur la figure 4.8 au centre de l'image.

Fig. 4.8 : JAK-05 dans la moraine du petit âge glaciaire inférieur (m2) de Jak-Archa. Le bloc a été considéré comme valeur aberrante (100 ± 26 ans). Situé en partie intérieure de la moraine il pourrait avoir été exposé à des mouvements post-dépôt ; G. Béra, 18/09/2021, orientation O, alt. 3630 m

Fig. 4.9 : les restes de l'hélicoptère Mi-8 utilisé par l'institut de météorologie de la République Soviétique Socialiste du Tadjikistan qui a dévallé la pente du glacier lors de la relève d'une équipe de la station météorologique. Il marque une limite du glacier atteinte à la fin des années 1970 – début 1980. Date précise de l'incident inconnue. Photo : D. Sciboz, 20/09/2021, alt. 3890 m

En aval, les trois échantillons prélevés sur la moraine médiane à huit kilomètres de l'actuel glacier indiquent un âge d'exposition de 59,66 ± 4,79 ka (n=2) correspondant à un MIS 4 tardif. JAK-13, petit bloc isolé retiré de la sélection et considéré comme valeur aberrante (tab. 4.6). L'âge de la moraine est estimé par la moyenne pondérée des deux larges blocs erratiques plurimétriques en place dans la partie intérieure de la moraine médiane.

Plusieurs reconstructions de surface du paléoglacier ont été conduites (fig. 4.10). La CCB a été la variable déterminante sur la production de résultats. Pour cette dernière extension, deux reconstructions ont été produites avec des valeurs de CCB de 70 à 100 kPa ; le volume du glacier sur la fig. 4.10 E est de 2,01 km^3. Il monte à 3,15 km^3 sur la figure 4.10 F pour une CCB de 100 à 150 kPa. Les versants escarpés de la rive droite de la basse vallée de Jak-Archa n'ont pas permis la préservation de formes glaciaires. La rive gauche est marqué par la présence du principal axe routier qui relie les deux plus grandes villes du Tadjikistan. Les activités anthropiques ne semblent pas avoir permis la conservation de dépôts glaciaires. Il est difficile d'apposer des contraintes géomorphologiques supplémentaires au modèle GlaRe. La figure 4.10 E pourrait correspondre à une phase de stabilisation au cours du retrait du paléoglacier Jak-Archa, à l'état d'équilibre en 4.10 F.

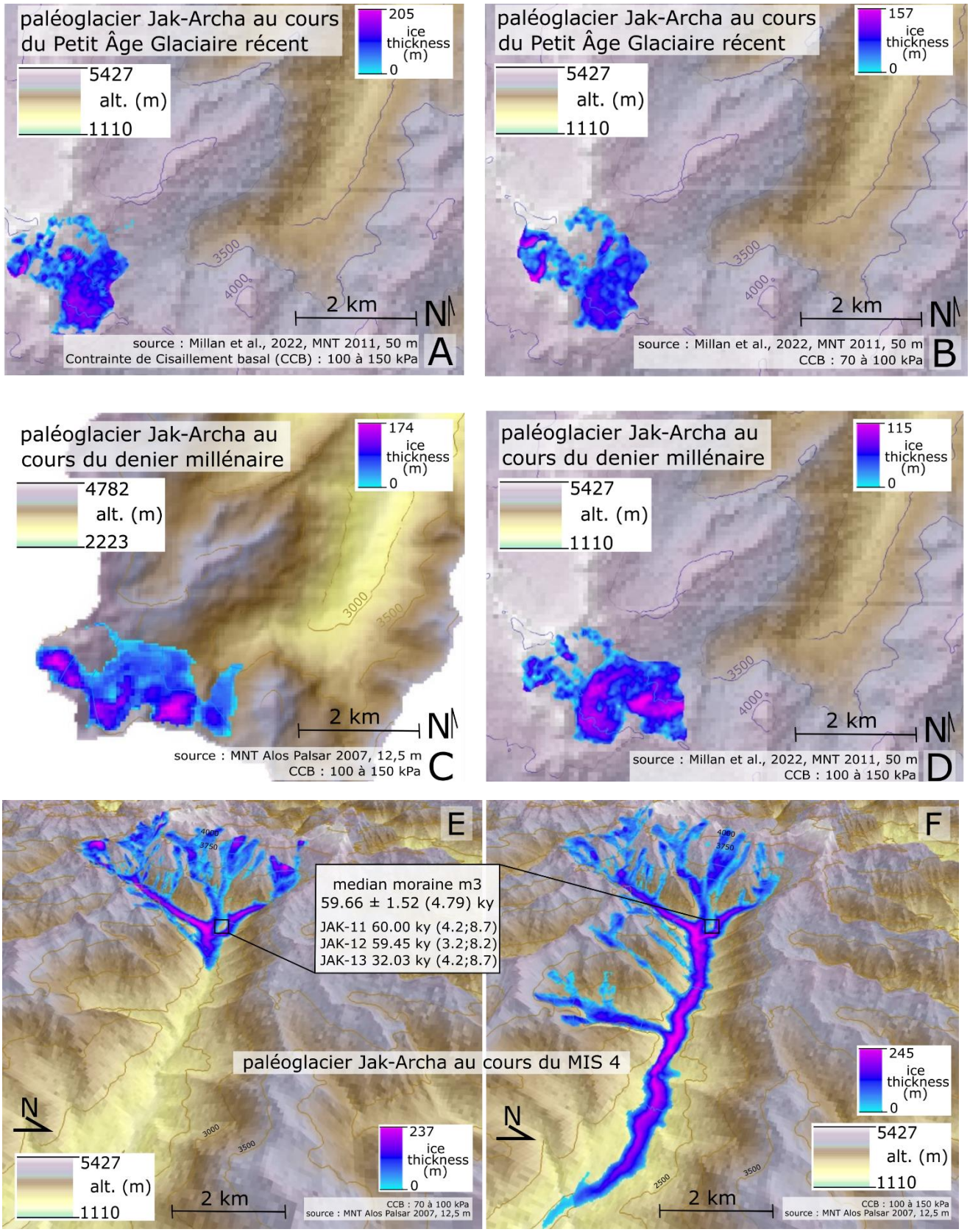


Fig. 4.10 A ; B ; C ; D ; E ; F : extensions du paléoglacier Jak-Archa sur GlaRe correspondant aux moraines échantillonnées. L'actuel glacier Jak-Archa est confiné sur le cirque SO de la figure.

Les modélisation de surface associées aux moraines m1 et m2 sont appliquées pour des paléoglaciers de cirque de petite ampleur. Jugeant l'extension à m1 trop petite pour être reconstruite avec le MNT de 50 m de Millan (*et al.* 2022), deux reconstructions de sa paléosurface ont été conduites sur le MNT Alos Palsar 2007 à 12,5 m. Des CCB de 100 à 150 kPa et 70 à 100 kPa ont été appliquées. Elles montrent peu de variations (fig. 4.10 A ; B). Les volumes des paléoglaciers sont estimés respectivement à 0,09 et 0,07 km^3. Les hauteurs de glace diffèrent, de 150 à 200 m. Il semble qu'une CCB plus faible soit plus plausible dans des reconstructions de petits paléoglaciers (fig. 4.10 B).

À m2, GlaRe a été appliqué sur le MNT ALP 12,5 m et sur celui proposé par Millan (*et al.* 2022). Les mêmes CCB ont été utilisées pour ces deux reconstructions : de 100 à 150 kPa, se basasnt sur les recommandations pour les glaciers alpins de cirque (Pellitero *et al*., 2016). Les résultats convaincants produits par Millan (*et al.* 2022) dans ces environnements de glaciers de cirque ont motivé l'utilisation de ce MNT (*cf* 3.1.4.4), malgré sa faible résolution qui entraîne de fortes imprécisions sur une reconstruction de petite taille. Le résultat est satisfaisant, produisant un volume estimé à 0,21 km^3, glacier n°69 compris (à l'Est). Les épaisseurs de glace sont intermédiaires à celles obtenues pour les reconstructions à m1. La reconstruction conduite sur le MNT ALP à 12,5 m produit un volume de 0,13 km^3. La différence de volume avec la première reconstruction à m2 s'explique par la présence du glacier n°69 sur la fig. 4.10 D mais aussi par la reconsutrction de la topographie subglaciaire issue du travail de Millan (*et al.* 2022).

Chapitre 5 – Géomorphologie glaciaire du plateau Arabel-suu et géochronologie des extensions des glaciers depuis le MIS 4

Reconstruction des dernières glaciations du haut plateau de la Naryn en Kirghizie : une paléo-calotte glaciaire sur une ligne de partage des eaux mobile entre trois bassins versants majeurs d'Asie centrale.

5.1 Contexte de l'étude

Dans ce chapitre, on se dirige vers le Tien Shan central, 800 km à l'ENE de Jak-Archa, 500 km à l'Est de Barkrak. Ce site se distingue par l'abondance des recherches qui y ont été conduites. Deux articles de géochronologie glaciaire sont parus et ont produit des résultats sur le plateau d'Arabel-suu (Blomdin *et* al., 2016 ; Batbaatar *et* al., 2020). Ils font suite à un travail de terrain et à une cartographie des formes glaciaires du paléoglaciologue Stroeven (*et al.*, 2013). Ces travaux ont été conduits sur la période Pléistocène récent, cherchant à identifier un DMG local correspondant à la présence d'une large calotte glaciaire sur le plateau. Les résultats d'un forage réalisé sur la calotte Gregoriev (fig. 5.1 ; Takeuchi *et al.*, 2014) complètent les données sur le climat local. Les données permettent de remonter jusqu'au Dryas récent, période suite à laquelle les glaciers étaient plus reculés qu'actuellement et la calotte Gregoriev absente. Enfin, des travaux de suivi des glaciers et de BM sont réalisés depuis quelques années sur certains glaciers du bassin versant (Hagg *et al.*, 2013 ; Kenzhebaev *et al.*, 2017 ; Saks *et al.*, 2018 ; Barandun ; 2018 ; Barandun *et al.*, 2021 ; Barandun et Pohl, 2023).

La première campagne de terrain de cette thèse réalisée avec Vincent Rinterknecht (CR, CEREGE) et Tomas Saks (CR, UNIFR) a donné lieu à l'échantillonnage de 41 blocs associés à huit séquences potentielles de dépôts glaciaires (tab. 5.1). Elles s'inscrivent en complément des précédentes études (fig. 5.1). Nous avons cherché à approfondir : les englacements Pléistocène et l'hypothèse d'une calotte à l'échelle du plateau d'Arabel-suu, englaçant les vallées glaciaires adjacentes (Barskoon, fig. 5.1) (1), la chronologie du désenglacement du plateau (2) et les dynamiques du PAG pour lesquelles il n'existe pas de données fiables (3).

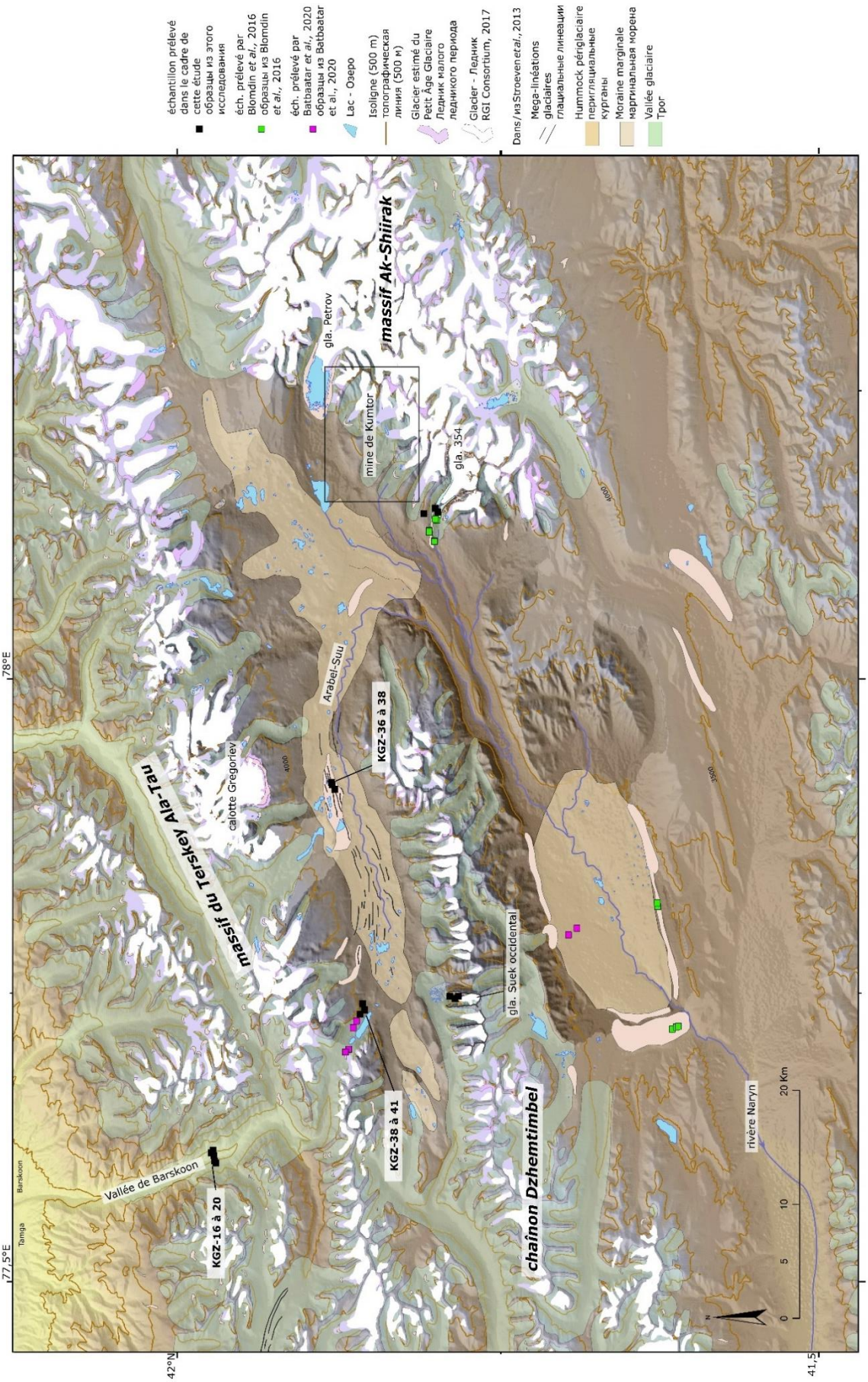


Fig. 5.1 : l'altiplano des sources de la Naryn et ses héritages glaciaires

Trois moraines ont été datées en marge du glacier Suek occidental répondant à ce troisième axe de recherche. KGZ-01 à 05 et 26 à 30 (n=15) ont été prélevés, présumés au PAG (fig. 5.1 ; 5.2 ; tab. 17). Les analyses de leur composition au SARM (tab. 5.2 ; 5.3) ont montré qu'elles étaient pauvres en quartz. Les blocs ont suivi le processus d'échantillonnage et de datation sur Cl-36 sur roche carbonatée, exceptés trois sur Cl-36 sur roche silicatée (tab. 5.1). Ces analyses ont été conduites par Valéry Guillou (AI, CEREGE) et Vincent Rinterknecht (CR, CEREGE).

Sample name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Shielding correction	Thickness (cm)	Lithology	Density	Formation age of rock (my)	Mineral used for dating
Suek_m1									
KGZ-01	41.7963	77.7507	3976	0.95	1.7	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-02	41.7966	77.7505	3972	0.95	2.4	Schist	2.6	320	Cl-36 (for silicates)
KGZ-03	41.7966	77.7505	3972	0.95	2.5	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-04	41.7970	77.7504	3969	0.95	1.5	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-05	41.7978	77.7505	3936	0.95	1.7	Schist	2.6	320	Cl-36 (for silicates)
Suek_m2									
KGZ-26	41.7987	77.7508	3931	0.97	1.1	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-27	41.7987	77.7508	3930	0.97	3.2	Schist	2.6	320	Cl-36 (for silicates)
KGZ-28	41.7987	77.7506	3925	0.97	3.1	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-29	41.7988	77.7498	3934	0.98	2.8	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-30	41.7988	77.7498	3934	0.98	1.7	Schist	2.6	320	Cl-36
Suek_m3									
KGZ-31	41.8013	77.7499	3893	0.98	0.9	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-32	41.8014	77.7499	3892	0.98	1.7	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-33	41.8015	77.7500	3890	0.98	2.1	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-34	41.8015	77.7502	3889	0.98	2.7	Schist	2.6	320	Cl-36
KGZ-35	41.8015	77.7502	3889	0.98	3.4	Schist	2.6	320	Cl-36
354_m1									
KGZ-11	41.8117	78.1388	3813	0.98	3.2	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-12	41.8117	78.1388	3813	0.98	7.1	Quartz vein	2.7	250	Be-10
KGZ-13	41.8119	78.1386	3813	0.98	4.6	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-14	41.8120	78.1385	3815	0.98	5.2	Leuco-granite	2.7	250	Be-10
KGZ-15	41.8120	78.1384	3815	0.98	3.2	Granite	2.7	250	Be-10

Sample name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Shielding correction	Thickness (cm)	Lithology	Density	Formation age of rock (my)	Mineral used for dating
354_m2									
KGZ-21	41.8128	78.1386	3834	0.99	2.5	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-22	41.8128	78.1382	3829	0.99	2.7	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-23	41.8129	78.1382	3830	0.99	2.4	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-24	41.8129	78.1380	3829	0.99	4.6	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-25	41.8130	78.1373	3821	0.99	4.8	Granite	2.7	250	Be-10
354_erratics_crest									
KGZ-06	41.8208	78.1403	4077	1.00	1.4	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-07	41.8208	78.1403	4077	1.00	5.6	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-08	41.8208	78.1393	4063	1.00	3.7	Quartz vein	2.7	250	Be-10
KGZ-09	41.8212	78.1378	4044	1.00	4.4	Granite	2.7	250	Be-10
KGZ-10	41.8200	78.1375	4046	1.00	1.4	Granite	2.7	250	Be-10
Barskoon_m3									
KGZ-39	41.8678	77.7436	3802	1.00	2.2	Granite	2.7	-	Be-10
KGZ-40	41.8676	77.7436	3802	1.00	4.7	Granite	2.7	-	Be-10
KGZ-41	41.8661	77.7437	3797	1.00	3.6	Granite	2.7	-	Be-10
Arabel_Suu_m1									
KGZ-36	41.8965	77.9160	3730	1.00	2.6	Granite	2.7	-	Be-10
KGZ-37	41.8968	77.9161	3730	1.00	4.8	Granite	2.7	-	Be-10
KGZ-38	41.8975	77.9177	3728	1.00	3.3	Granite	2.7	-	Be-10
Barskoon_valley									
KGZ-16	41.9853	77.6243	2418	0.93	1.6	Granite	2.7	-	Be-10
KGZ-17	41.9849	77.6244	2421	0.93	3.1	Granite	2.7	-	Be-10
KGZ-18	41.9841	77.6276	2464	0.94	4.1	Granite	2.7	-	Be-10
KGZ-19	41.9841	77.6275	2466	0.94	3	Granite	2.7	-	Be-10
KGZ-20	41.9842	77.6275	2465	0.94	2.4	Granite	2.7	-	Be-10

Tab. 5.1 : Paramètres principaux notés lors de l'échantillonnage sur le plateau d'Arabel-Suu et dans la vallée de Barskoon lors de la campagne d'échantillonnage KGZ en 2019. L'âge estimé de la formation de la roche est estimé depuis la carte géologique de Iguerbendiev, 1980

L'échantillonnage de deux moraines sur le glacier n°354 30 km à l'ESE complète cet axe de recherche (fig. 15 D). Des blocs de surface ont été prélevés sur la partie sommitale intérieure des arcs morainiques (KGZ-11 à 15 et 21 à 25 ; n=10). Les leucos-granites présents sont riches en quartz (10 à 15 %). Cela a permis une préparation des roches pour des datations à l'aide du Be-10 (tab. 5.1).

Pour approfondir les travaux initiés par Stroeven (*et al.*, 2013) et poursuivis par Blomdin (*et al.*, 2016) et Batbaatar (*et al.*, 2018 ; 2020), nous avons cherché à identifier avec davantage de précision l'apparition de cette calotte. Pour cela, le site du glacier n°354 a retenu notre attention par la présence de larges blocs dominant sur une arrête polie de près de 250 m les moraines échantillonées. Cinq y ont été échantillonnés (KGZ-06 à 10) (tab. 5.1).

Pour continuer cette investigation, nous avons procédé à l'échantillonnage de blocs erratiques cryoclastiés de dimension métrique sur le plateau. Les trois premiers (KGZ-36 à 38) ont été prélevés sur la marge N de ce plateau, 7 km au N de Suek ; les trois seconds 15 km à l'ENE en marge, en marge de la calotte Gregoriev. Pour contraindre ces résultats et comprendre l'amplitude des glaciations vers le Nord et le lac Issyk, une moraine en fond de la vallée de Barskoon a été échantillonnée 1300 m plus bas (fig. 5.1) (KGZ-16 à 20).

La totalité des 41 échantillons a été envoyée par Tomas Saks. Ils ont été analysés au LN_2C (CEREGE). 150 mg d'entraîneur maison du CEREGE ont été ajoutés dans les échantillons présumés les plus récents, et 125 mg dans ceux présumés plus anciens (tab. 5.4). L'oxyde de béryllium a été analysé par SMA à ASTER. Les échantillons au Be-10 ont été préparés en deux doubles séries, chacunes associées à un blanc. La moyenne des blancs de chaque double série (indiquée en italique pour BKGB-01 et 02) a été soustraite aux résultats exprimés dans le tableau 5.4.

5.2 Analyse des résultats

5.2.1 Le glacier Suek occidental

Les trois moraines échantillonnées sur le glacier Suek présentent des âges qui valident la chronologie relative, malgré des moraines proches les unes des autres. La plus en amont (KGZ 01 à 05) semble avoir été déposée il y a 163 ± 8 a (n=2) (fig. 5.2). Trois valeurs aberrantes ont été ôtées de la série, supérieures à 1,5 σ (KGZ 01 ; 02 ; 05). Les deux échantillons de la séquence analysés au Cl-36 sur roches silicatées ont été considérés comme déposés avec héritage (KGZ-02 et 05). La THAR LEG associée à cette extension était de 4 180 m (soit une variation de la THAR LEG (Δ THAR LEG) de 10 m, tab. 7.1).

L'âge de la moraine intermédiaire notée m2 (tab. 5.1 ; 5.2) est défini par sa moyenne pondérée à 227 ± 124 a (n=3). KGZ 26 et 30 ont été retirés de la séquence, considérés comme dépôts avec de l'héritage (fig. 5.2 ; tab. 5.3). Pour cette moraine, KGZ-27 daté au Cl-36 sur roche silicatée a été intégré à la distribution (avec -1,5 σ < KGZ-27 < +1,5 σ où 1,5 σ = 48). La Δ THAR LEG pour cette séquence est de 10 m avec la précédente, soit 20 m avec l'actuelle THAR LEG.

Sample name	CaO %	K_2O %	TiO_2 %	Fe_2O_3 %	Cl (ppm)	SiO_2 %	Na_2O %	MgO %	Al_2O_3 %	MnO %	P_2O_5 %	CO_2 %	Li (ppm)	B (ppm)	Sm (ppm)	Gd (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	LOI
Suek_m1																			
KGZ-01	19.15	0.10	1.04	11.87	31.00	33.59	1.71	3.96	9.77	0.13	0.16	0.00	21.42	8.53	4.07	4.43	1.92	0.72	-
KGZ-02	7.58	0.08	1.37	15.64	42.00	44.30	2.24	5.09	12.82	0.16	0.18	0.00	27.9	10.1	5.14	5.64	2.35	0.69	-
KGZ-03	19.15	0.10	1.04	11.87	31.00	33.59	1.71	3.96	9.77	0.13	0.16	0.00	21.42	8.53	4.07	4.43	1.92	0.72	-
KGZ-04	19.15	0.10	1.04	11.87	31.00	33.59	1.71	3.96	9.77	0.13	0.16	0.00	21.42	8.53	4.07	4.43	1.92	0.72	-
KGZ-05	30.71	0.11	0.70	8.09	20.00	22.87	1.17	2.82	6.72	0.10	0.14	0.00	14.93	6.95	2.99	3.21	1.49	0.75	-
Suek_m2																			
KGZ-26	53.85	0.15	0.04	0.54	20.00	1.40	0.11	0.56	0.62	0.04	0.10	0.00	1.95	3.80	0.84	0.78	0.63	0.82	-
KGZ-27	53.85	0.15	0.04	0.54	20.00	1.40	0.11	0.56	0.62	0.04	0.10	0.00	1.95	3.8	0.843	0.777	0.63	0.82	-
KGZ-28	53.85	0.15	0.04	0.54	20.00	1.40	0.11	0.56	0.62	0.04	0.10	0.00	1.95	3.80	0.84	0.78	0.63	0.82	-
KGZ-29	53.85	0.15	0.04	0.54	20.00	1.40	0.11	0.56	0.62	0.04	0.10	0.00	1.95	3.80	0.84	0.78	0.63	0.82	-
KGZ-30	53.85	0.15	0.04	0.54	20.00	1.40	0.11	0.56	0.62	0.04	0.10	0.00	1.95	3.80	0.84	0.78	0.63	0.82	-
Suek_m3																			
KGZ-31	30.71	0.11	0.70	8.09	27.33	22.86	1.17	2.82	6.72	0.10	0.14	0.00	14.93	6.95	2.99	3.21	1.49	0.75	-
KGZ-32	30.71	0.11	0.70	8.09	27.33	22.86	1.17	2.82	6.72	0.10	0.14	0.00	14.93	6.95	2.99	3.21	1.49	0.75	-
KGZ-33	30.71	0.11	0.70	8.09	27.33	22.86	1.17	2.82	6.72	0.10	0.14	0.00	14.93	6.95	2.99	3.21	1.49	0.75	-
KGZ-34	30.71	0.11	0.70	8.09	27.33	22.86	1.17	2.82	6.72	0.10	0.14	0.00	14.93	6.95	2.99	3.21	1.49	0.75	-
KGZ-35	30.71	0.11	0.70	8.09	27.33	22.86	1.17	2.82	6.72	0.10	0.14	0.00	14.93	6.95	2.99	3.21	1.49	0.75	-

ocre: moyenne des valeurs de la même moraine
vert : moyenne des valeurs totales mesurées

Tab. 5.2 : Composition chimique des échantillons de roche totale avant le traitement chimique. L'analyse a été réalisée au SARM-CRPG (Nancy, France) par ICP-OES (éléments majeurs), ICP-MS (éléments en traces), absorption atomique (Li), colorimétrie (B) et spectrophotométrie (Cl)

Sample name	CaO %	K_2O %	TiO_2 %	Fe_2O_3 %
Suek_m1				
KGZ-01	0.250	0.619	4.707	3.210
KGZ-02	0.263	0.129	4.236	3.598
KGZ-03	0.250	0.619	4.707	3.210
KGZ-04	0.250	0.619	4.707	3.210
KGZ-05	0.237	1.109	5.178	2.821
Suek_m2				
KGZ-26	53.205	0.197	0.05	0.936
KGZ-27	53.205	0.197	0.05	0.936
KGZ-28	53.205	0.197	0.05	0.936
KGZ-29	53.205	0.197	0.05	0.936
KGZ-30	53.205	0.197	0.05	0.936
Suek_m3				
KGZ-31	17.90	0.48	3.15	2.45
KGZ-32	17.90	0.48	3.15	2.45
KGZ-33	17.90	0.48	3.15	2.45
KGZ-34	17.90	0.48	3.15	2.45
KGZ-35	17.90	0.48	3.15	2.45

ocre: moyenne des valeurs de la même moraine
vert : moyenne des valeurs totales mesurées

Tab. 5.3 : Concentrations des oxydes des éléments majeurs, déterminées dans des fractions prélevées à partir des échantillons après le prétraitement chimique (attaque acide). L'analyse a été effectuée au SARM-CRPG par ICP-AOES.

Enfin, m3 située à moins d'un kilomètre de l'actuel front du glacier, est distante de quelques hectomètres des précédentes moraines (fig. 5.2). Tous les échantillons ont été analysés avec le protocole Cl-36 sur roche carbonatée (KGZ 31 à 35) (tab. 5.2 à 5.4). La datation de la moraine indique un âge de formation à 359 ± 126 a (n=5). Aucune valeur aberrante n'a été retirée avec -1,5 σ < $\overline{x_{pond}}$ < +1,5 σ où < $\overline{x_{pond}}$ = 359 et 1,5 σ = 279. La THAR LEG est estimée à 4 150 m, soit une Δ THAR LEG de 40 m avec l'actuelle (tab. 7.1).

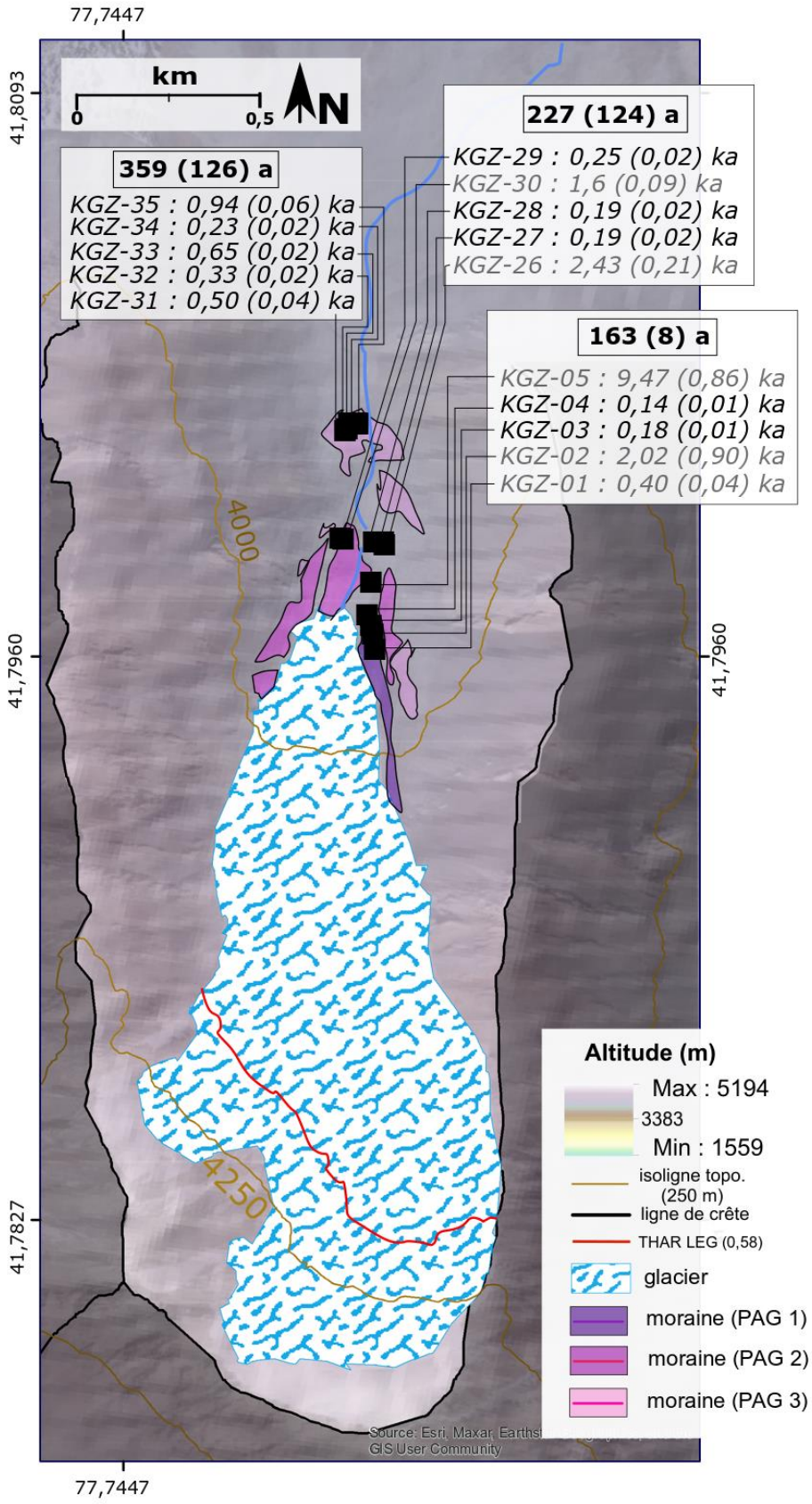


Fig. 5.2 : Résultat des datations des moraines de la vallée de Suek occidental.

Sample name	Sample weight (g)	Mass of Cl in spike (mg)	$^{35}Cl/^{37}Cl$	Incertitude (%)	$^{36}Cl/^{35}Cl$ (10^{-14})	Incertitude (%)	[Cl] in sample (ppm)	[^{36}Cl] (10^{3} at.g^{-1})	Age (yr)	Incertitude
Suek_m1										(%)
KGZ-01	41.36	2.0154	29.79	10.86	12.19	8.77	6.695	112.08	0.40	10.1
KGZ-02	*44.05*	*2.016*	*44.79*	*1.65*	*0.43*	*36.83*	*6.563*	*164.41*	*2.02*	*44.6*
KGZ-03	81.19	2.0136	20.18	1.80	10.76	4.89	*5.571*	53.29	0.18	5.7
KGZ-04	55.37	2.0106	21.73	1.67	5.80	5.89	*7.425*	41.29	0.14	7.3
KGZ-05	*44.04*	*2.0214*	*33.09*	*1.67*	*14.63*	*6.50*	*6.563*	*762.34*	*9.47*	*9.1*
Suek_m2										
KGZ-26	74.97	1.9884	7.39	1.73	4.64	7.95	*25.218*	35.90	2.43	8.6
KGZ-27	*36.12*	*2.0196*	*10.78*	*1.76*	*7.01*	*5.56*	*19.093*	*57.11*	*0.19*	*8.3*
KGZ-28	71.31	1.9998	10.21	1.69	8.89	5.09	*15.838*	60.65	0.19	7.9
KGZ-29	66.01	1.9788	13.40	1.84	11.22	4.68	*11.514*	74.10	0.25	7.1
KGZ-30	33.04	1.986	13.11	1.70	31.22	4.33	*23.803*	417.68	1.64	5.6
Suek_m3										
KGZ-31	76.12	2.0196	15.88	1.77	25.78	4.32	*8.125*	144.29	0.50	6.2
KGZ-32	73.82	1.9932	10.48	1.73	15.04	4.34	*14.680*	97.90	0.33	6.7
KGZ-33	78.69	2.0184	42.96	1.70	42.74	4.44	*2.212*	200.40	0.65	6.1
KGZ-34	77.87	2.0148	28.28	1.73	14.46	4.40	*3.795*	71.09	0.23	7.4
KGZ-35	79.67	1.9644	24.32	1.67	59.58	3.91	*4.370*	285.91	0.94	6.0
BK_KGZ	-	2.01	233.882	1.68	0.08	27.40	-	-	-	

Tab. 5.4 : Résultats de datation au Cl-36

Les reconstructions de la paléosurface du glacier Suek ont été conduites suivant des approches itératives basées sur plusieurs scénarii. La taille du paléoglacier et la morphologie rectiligne de la vallée ont été saisies pour tester les variations de reconstruction de paléosurface en fonction du MNT utilisé. Les modèles ont été produits à variables équivalentes (CCB et facteur *f*) avec le MNT indirectement produit par Millan (*et al.*, 2022) par la soustraction d'épaisseur de glace modélisée au MNT initial, produisant un résultat d'une résolution à 50 m (Millan *et al.*, 2022) et sur le MNT ALP de 2007 à 12,5 m. Pour les reconstructions avec le MNT 50 m, l'algorithme de remplissage d'ArcMap a été utilisé pour éviter la modélisation de dépressions perturbatrices pour la modélisation. La proximité entre les moraines m1 et m2 m'a fait reconstruire une paléoglacier pour cette extension considérée commune. Cette méthode a été répétée à deux stades d'extensions glaciaires du PAG (m1-m2 – fig. 5.3 A ; B et m3 – fig. 5.3 C ; D).

Les résultats d'épaisseur de glace varient du simple au double pour le stade m1-m2 avec les mêmes variables en entrée : de 84 à 168 m. Ces résultats mettent en valeur l'importance de reconstruire la topographie basale dans cette vallée, les épaisseurs de glace variant grandement. Par conséquent, les volumes de glace présentent des valeurs différentes : de 0,06 km^3 (fig. 5.3 A) à 0,04 km^3 (fig. 5.3 B).

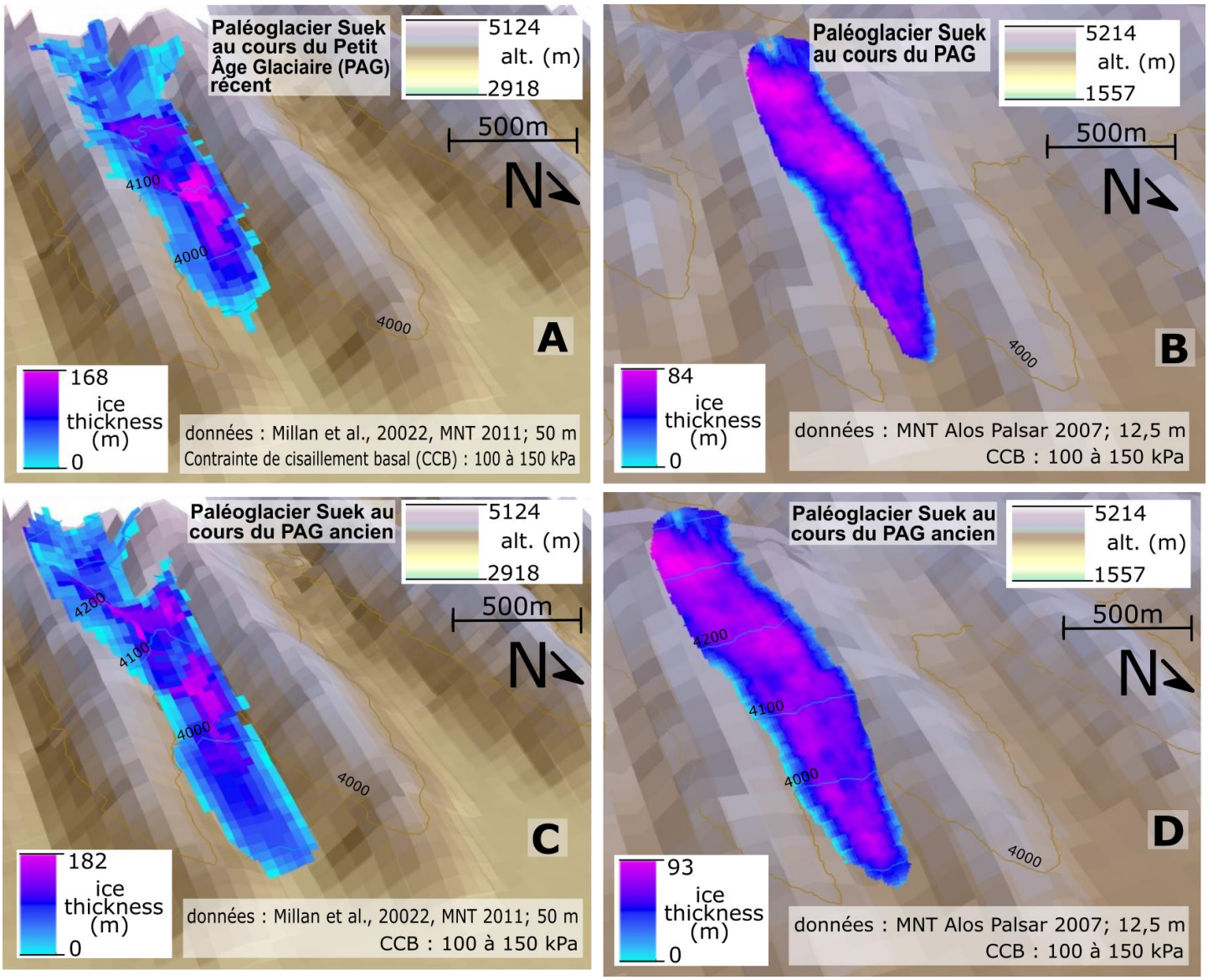


Fig. 5.3 A ; B ; C ; D : modèles produits à partir de GlaRe sur ArcMap. Affichage ArcScene du glacier Suek occidental pour les moraines m1 et m2 (a ; b), et m3 (c ; d).

Pour l'extension à m3, les hauteurs de glace élevées issues du MNT 50 m (fig. 5.3 C) sont à l'origine d'un volume reconstruit 50 % plus élevé que sur la fig. 5.3 D (respectivement 0,09 km^3 et 0,06 km^3). Par soustraction, cela nous permet d'estimer le volume de glace actuel de Suek de 0,02 à 0,03 km^3. La différence d'épaisseur de glace reconstruite entre les MNT de Millan (*et al.*, 2022) et ALP suggère une épaisseur du glacier Suek entre 80 et 90 m. C'est équivalent à ce qui est mesuré sur le terrain par ondes radar (Hagg *et al.*, 2013).

5.2.2 Le glacier n°354

Les séquences du PAG observées sur le glacier Suek occidental sont complétées par l'échantillonnage de deux moraines à proximité du front de l'actuel glacier n°354 (fig. 5.1 ; 5.4). Elles sont datées à 238 ± 30 a (n=3) (m1 avec KGZ-21 à 25) et 4 380 ± 466 a (n=3) (m2 avec KGZ 11 à 15) (fig. 5.4). Deux blocs ont été considérés comme valeurs aberrantes dans chacune des séquences. L'âge de m1 est défini par sa moyenne pondérée et les valeurs aberrantes (KGZ-23 et 24) ôtées avec -1,5 σ < $\overline{x_{pond}}$ < +1,5 σ où 1,5 σ = 90, tous les deux considérés avec de l'héritage.

Sample name	Quartz weight (g)	mass of carrier ^{9}Be (mg)	^{10}Be/^{9}Be (10^{-14})	Incertitude (%)	[^{10}Be] (10^{4} at/g^{-1})	Incertitude (%)	^{10}Be exposure ages (ka)
354_m1			cor. for bk	cor. for bk	cor. for bk	cor. for bk	cor. for bk
KGZ-11	*45.3811*	*153.0*	*25.75*	*3.39*	*17.55*	*3.39*	*3.458 (0.12;0.29)*
KGZ-12	*70.6309*	*158.4*	*51.84*	*2.04*	*23.50*	*2.04*	*4.810 (0.10;0.37)*
KGZ-13	46.1094	150.9	37.09	3.31	24.54	3.31	4.955 (0.16;0.41)
KGZ-14	*34.9862*	*157.1*	*0.59*	*9.20*	*0.54*	*9.20*	*0.124 (0.01;0.02)*
KGZ-15	*66.6467*	*154.5*	*26.56*	*3.45*	*12.45*	*3.45*	*2.503 (0.09;0.21)*
354_m2							
KGZ-21	38.0842	148.0	1.56	4.80	1.23	4.80	0.280 (0.01;0.03)
KGZ-22	*70.2611*	*153.9*	*2.37*	*4.51*	*1.05*	*4.51*	*0.244 (0.01;0.02)*
KGZ-23	*65.5466*	*154.0*	*10.29*	*3.13*	*4.89*	*3.13*	*0.986 (0.03;0.08)*
KGZ-24	*69.6150*	*156.5*	*70.51*	*3.04*	*32.04*	*3.04*	*6.392 (0.19;0.52)*
KGZ-25	*35.9523*	*158.2*	*0.76*	*9.77*	*0.67*	*9.77*	*0.163 (0.02;0.02)*
354_erratics_crest							
KGZ-06	20.1505	122.7	45.66	2.70	56.20	2.70	9.409 (0.25;0.75)
KGZ-07	20.4615	122.2	65.05	2.31	78.53	2.31	12.943 (0.30;1.02)
KGZ-08	20.4576	122.8	36.35	2.97	44.11	2.97	7.488 (0.22;0.61)
KGZ-09	20.2225	123.2	33.75	2.80	41.57	2.80	7.216 (0.20;0.58)
KGZ-10	20.4087	123.2	190.90	2.00	232.94	2.00	35.296 (0.71;2.76)
Barskoon_m3							
KGZ-39	*20.4373*	*123.7*	*139.61*	*2.73*	*170.81*	*2.73*	*30.680 (0.85;2.47)*
KGZ-40	20.1248	123.3	8.84	3.12	10.95	3.12	2.220 (0.07;0.18)
KGZ-41	20.0433	123.5	69.15	2.18	86.12	2.18	16.362 (0.36;1.28)

Sample name	Quartz weight (g)	mass of carrier ^{9}Be (mg)	^{10}Be/^{9}Be (10^{-14})	Incertitude (%)	[^{10}Be] (10^{4} at/g^{-1})	Incertitude (%)	^{10}Be exposure ages (ka)
Arabel_Suu_m1							
KGZ-36	*20.0810*	*124.6*	*67.52*	*1.98*	*84.69*	*1.98*	*15.940 (0.32;1.24)*
KGZ-37	20.5489	111.4	79.94	1.88	87.60	1.88	16.743 (0.32;1.30)
KGZ-38	21.7236	123.7	68.63	1.88	78.99	1.88	15.028 (0.28;1.17)
Barskoon_valley							
KGZ-16	20.3133	123.2	3.75	4.62	4.60	4.62	2.110 (0.10;0.19)
KGZ-17	*20.8703*	*123.2*	*3.63*	*4.40*	*4.34*	*4.40*	*1.976 (0.09;0.17)*
KGZ-18	20.3356	123.6	8.14	3.12	10.00	3.12	4.514 (0.14;0.37)
KGZ-19	*20.4135*	*123.3*	*8.60*	*3.48*	*10.50*	*3.48*	*4.707 (0.17;0.39)*
KGZ-20	20.1160	123.8	95.54	1.91	118.85	1.91	48.205 (0.93;3.78)
Blanc							
BCBG-01	-	122.8	0.057	27.76	-	-	-
BCBG-02	-	123.2	0.051	35.38	-	-	-
BKGB-01	-	*123.7*	*0.084*	*21.18*	-	-	-
BKGB-02	-	*125.1*	*0.130*	*20.17*	-	-	-
		en italique :	valeur corrigée pour la moyenne des blancs BKGB-01 et BKGB-02				
		en droit :	valeur corrigée pour la moyenne des blancs BCBG-01 et BCBG-02				

Tab. 5.5 : Préparation chimique et âges d'exposition Be-10. Solution entraîneur Be-9: cerege in house phenakite 3025 ± 9 ppm. Rapports Be-10 corrigés pour blanc ; âge calculés avec le modèle atmosphérique *Lm*

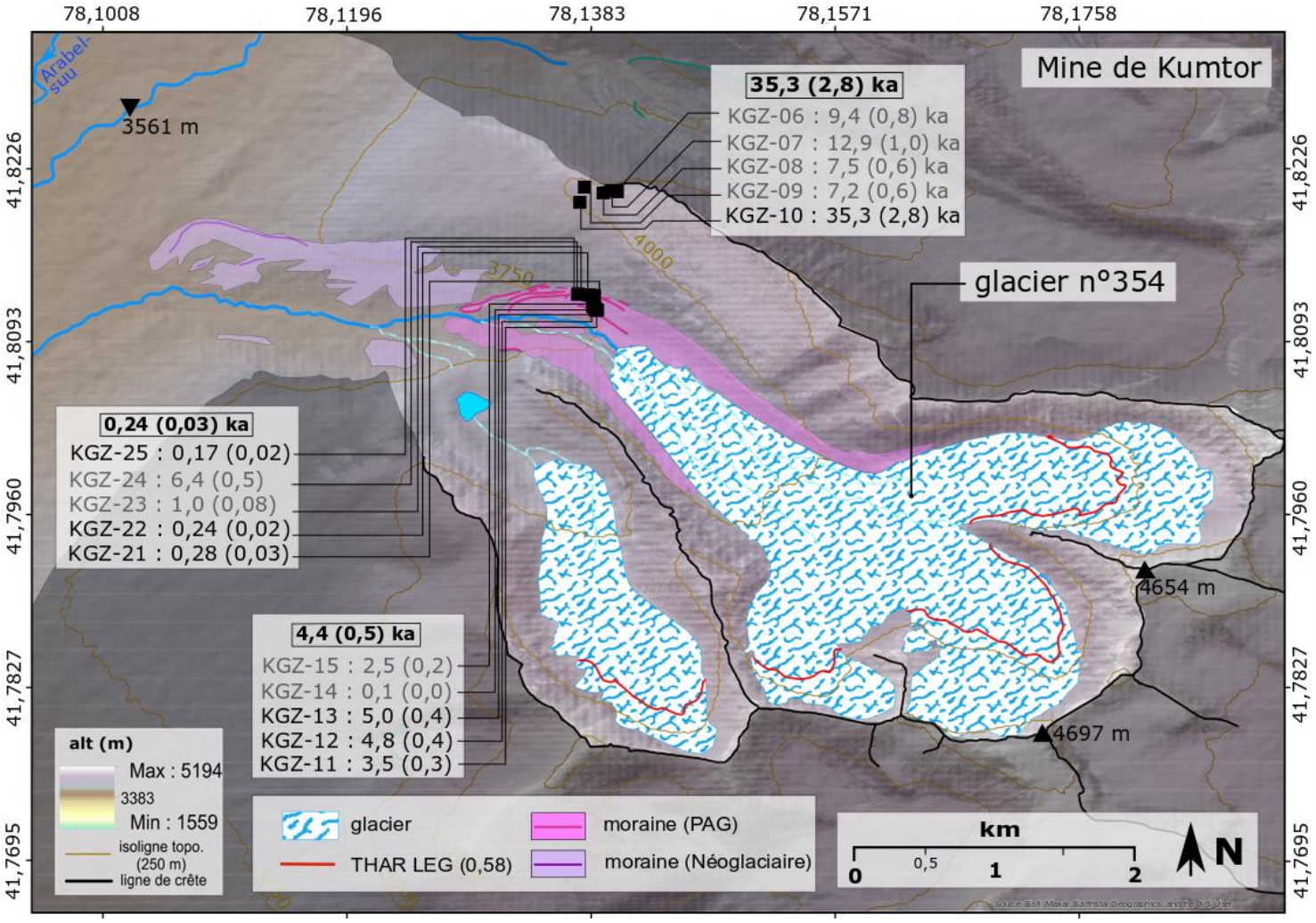


Fig. 5.4 : Lecture des dépôts glaciaires et résultats des datations dans la vallée du glacier n°354.

L'âge de la moraine m2 a été déterminé suivant les mêmes critères. Les deux valeurs aberrantes ont été discrédités car considérées, à l'inverse, exhumées post-dépôt (KGZ-14 et 15).

La moraine m1 du glacier n°354 est associée au PAG tandis que la réactivation de la moraine médiane m2 au cours du PAG est n'est pas confirmée par les âges d'exposition, bien qu'elle domine la première d'une trentaine de mètres. La proximité des âges des blocs discrédités danc chacune des deux moraines souligne leur proximité géographique. La seconde moraine peut être qualifiée de Néoglaciation de l'Holocène moyen, transition entre les périodes Northgrippien et du Méghalayen. Malgré une présence possible du glacier au PAG sur la moraine m2 (KGZ-14 – 0.28 ka), j'ai retenu la valeur conservative de l'interprétation de l'âge de formation de la moraine.

Les THAR LEG associées à ces deux extensions étaient de 4 210 m (PAG) et 4 200 m (m2) ; elle est de 4 260 m actuellement. Cela nous indique que le glacier n°354 a été exposé à des

conditions climatiques favorables à son extension au cours de l'Holocène (humidité accrue et/ou refroidissement), conditions qui n'ont pas été retrouvées au cours du PAG. La proximité entre les THAR LEG (Δ THAR LEG de 40 et 50 m) souligne les similitudes des conditions climatiques en place au cours de l'Holocène et du PAG sur le plateau Arabel-suu.

Enfin, l'arrête polie dominant le glacier n°354 propose des âges d'exposition très dispersés. Pour cette séquence, une valeur conservatrice est adoptée, je ne retiendrai que l'âge le plus ancien exprimé par KGZ-10 à 35,3 ± 2,8 ka.

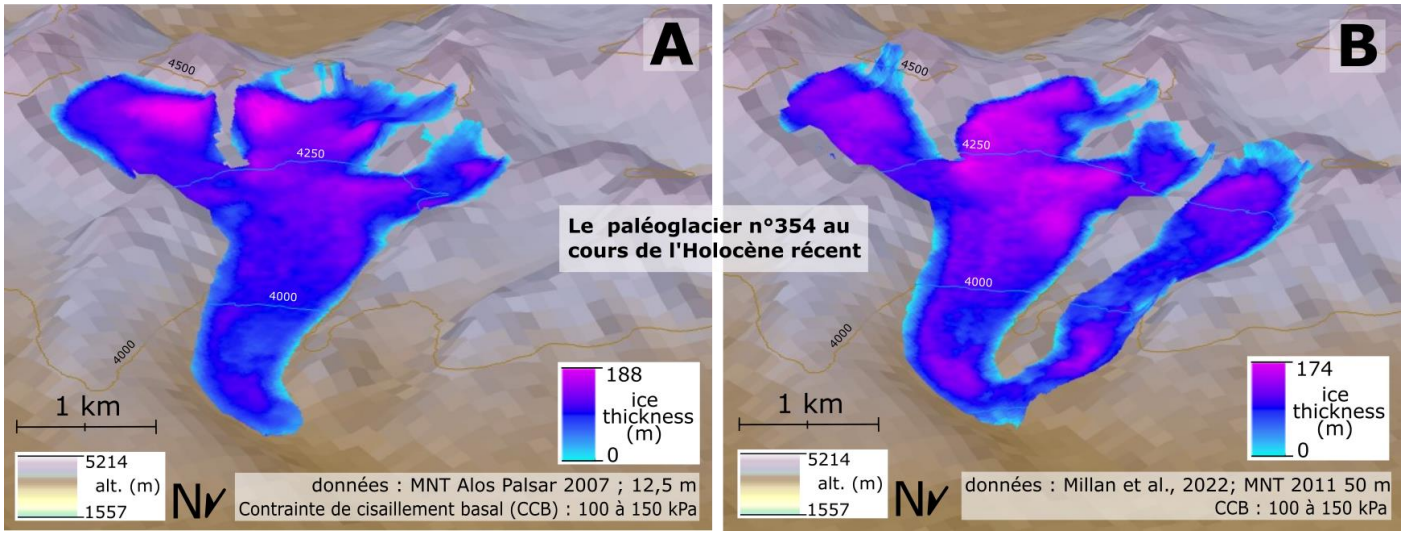


Fig. 5.5 : modèles produits à partir de GlaRe sur ArcMap. Affichage ArcScene du glacier n°354 lors de son extension estimée à l'Holocène

Pour le glacier n°354, les reconstructions de paléosurface ont été conduites pour son extension Holocène (fig. 5.5). Comme pour le glacier Suek, deux sources de MNT ont été utilisées. La figure 5.5 A présente les résultats de la modélisation sur le MNT ALP de 2007 ; la figure 5.5 B sur le MNT issu de Millan (*et al.*, 2022). Les deux reconstructions ont été conduites avec une CCB de 100 à 150 kPa. Les paléosurfaces issues du MNT ALP sont estimées à plus 187 m de la surface actuelle du glacier n°354 (fig. 5.5 A). Ces valeurs sont obtenues en zone d'accumulation à proximité directe des versants, suggérant une erreur de modélisation. L'improbabilité de ce résultat est confirmée, après reconstruction de la topographie basale, par la surface de glace estimée à 174 m (fig. 5.5 B). Cette épaisseur de glace semble en accord avec les mesures de terrain par ondes radar (~130 m en 2010 ; Hagg *et al.*, 2013). Les volumes résultants sont estimés à 0,75 km^3 (fig. 5.5 A) à 0,95 km^3 (fig. 5.5 B).

5.2.3 Englacement du plateau Arabel-suu

De nombreuses preuves d'un englacement total du plateau ont été identifiées (Stroeven *et al.*, 2013). L'échantillonnage réalisé dans la vallée de Barskoon pour compléter la géochronologie au Nord du plateau n'offre pas de résultat clair (KGZ-16 à 20 – tab. 5.4). La séquence est largement perturbée par des blocs supposés issus de transport gravitaire. Seul KGZ-20 est retenu, proposant une valeur conservative à la paléoforme échantillonnée de 48,2 ± 3,8 ka.

Fig. 5.6 A ; B : KGZ-36 sur la moraine médiane Arabel-suu (assombrie ; flux de glace vers le fond de l'image) à proximité de la calotte Gregoriev ; V. Rinterknecht, 2/10/2019, orientation E (A), alt. 3720 m ; KGZ-40 en marge du plateau Arabel-suu ; le bloc présente de l'héritage et a été discrédité de la séquence ; V. Rinterknecht, 2/10/2019, orientation ESE (B), alt. 3765 m.

La datation de la moraine médiane et des blocs erratiques sur le col de Barskoon en deux endroits distants de plus de 15 km présente une distribution compacte (tab. 5.4). Cela satisfait l'hypothèse de départ de dépôts associés à une extension glaciaire commune. Deux valeurs aberrantes ont été ôtées (KGZ-39 et 40), discréditées par $-1{,}5\,\sigma < \overline{x_{pond}} < +1{,}5\,\sigma$ où $\overline{x_{pond}}$ = 15 939 et 1,5 σ = 1 105. KGZ-39 est considéré avec de l'héritage et KGZ-40 exhumé post-dépôt. Le résultat du calcul d'âge de la moraine suggère une disparition de la glace au centre du plateau entre le Tardiglaciaire et le Dryas 15,9 ± 0,5 ka (n=4). Ce résultat indique la présence d'une calotte sur le plateau au cours du MIS 2, mais suggère la présence d'une large calotte avec de longs glaciers émissaires au Nord au cours du MIS 3.

Aucune synchronisation des extensions des glaciers émissaires ne peut être contrainte avec certitude vers le Nord avec les résultats de cette étude. Les interprétations des résultats de la datation des dépôts glaciaires issus de la calotte vers le Sud sont exprimés par Batbaatar (et *al.*, 2018 ; 2020) et Blomdin (*et al.*, 2016). Ils proposent une extension maximale au cours du MIS 4. Cette interprétation conservatrice ne prend pas en compte les blocs plus jeunes sur lesquels on mesure un dépôt au cours du MIS 4 à 3, considérés comme exhumés post-dépôt. Notre proposition est la suivante : l'englacement total du plateau d'Arabel-suu a été atteint au cours du MIS 4 aboutissant à des glaciers émissaires descendant bas dans les vallées (jusqu'à Barskoon au Nord et jusqu'aux sites échantillonnés par Blomdin (*et al.*, 2016) et Batbaatar (*et al.*, 2018 ; 2020) au Sud. Par la suite, des conditions climatiques favorables ont permis un large englacement du plateau au cours du MIS 2 menant au dépôt des séquences échantillonnées sur le plateau (Barskoon_m3 et Arabel_suu dans le tab. 5.1 et 5.4).

Une reconstruction de la paléo-surface de la calotte a été conduite pour son extension maximale estimée du MIS 4 à 3 (fig. 5.6). Pour l'application de ce modèle, une CCB plus faible que pour les glaciers de vallée a été retenue (Kleman *et al.*, 2006). Pellitero (*et al.*, 2016) estime aux alentours de 50 à 100 kPa la CCB sur les calottes, valeurs qui ont été retenues ici. La valeur du facteur *f* a été définie à 1 (Pellitero *et al.*, 2016). Apposer une contrainte spatiale au modèle a été problématique. L'espace étudié est vaste et compliqué d'accès (permis frontalier, très peu de pistes). Cela ne m'a pas permis de disposer d'observations de terrain en quantité suffisante pour identifier des potentielles moraines anciennes et dégradées sur toutes les marges de la calotte. L'analyse d'images satellites m'a permis d'établir une contrainte approximative au NO, à l'Ouest et à l'Est de la zone d'étude, mais les marges Sud et Nord-Est ont été tronquées pour l'application du modèle (fig. 5.6). Aussi, les résultats ne représentent pas l'entièreté de la calotte du présumé MIS 4/3. On remarque ces limitations au centre-Nord et centre-Sud de la calotte, avec des hauteurs de glace de plusieurs centaines de mètres tronquées. Il pourra être intéressant d'approfondir l'analyse géomorphologique de ces secteurs.

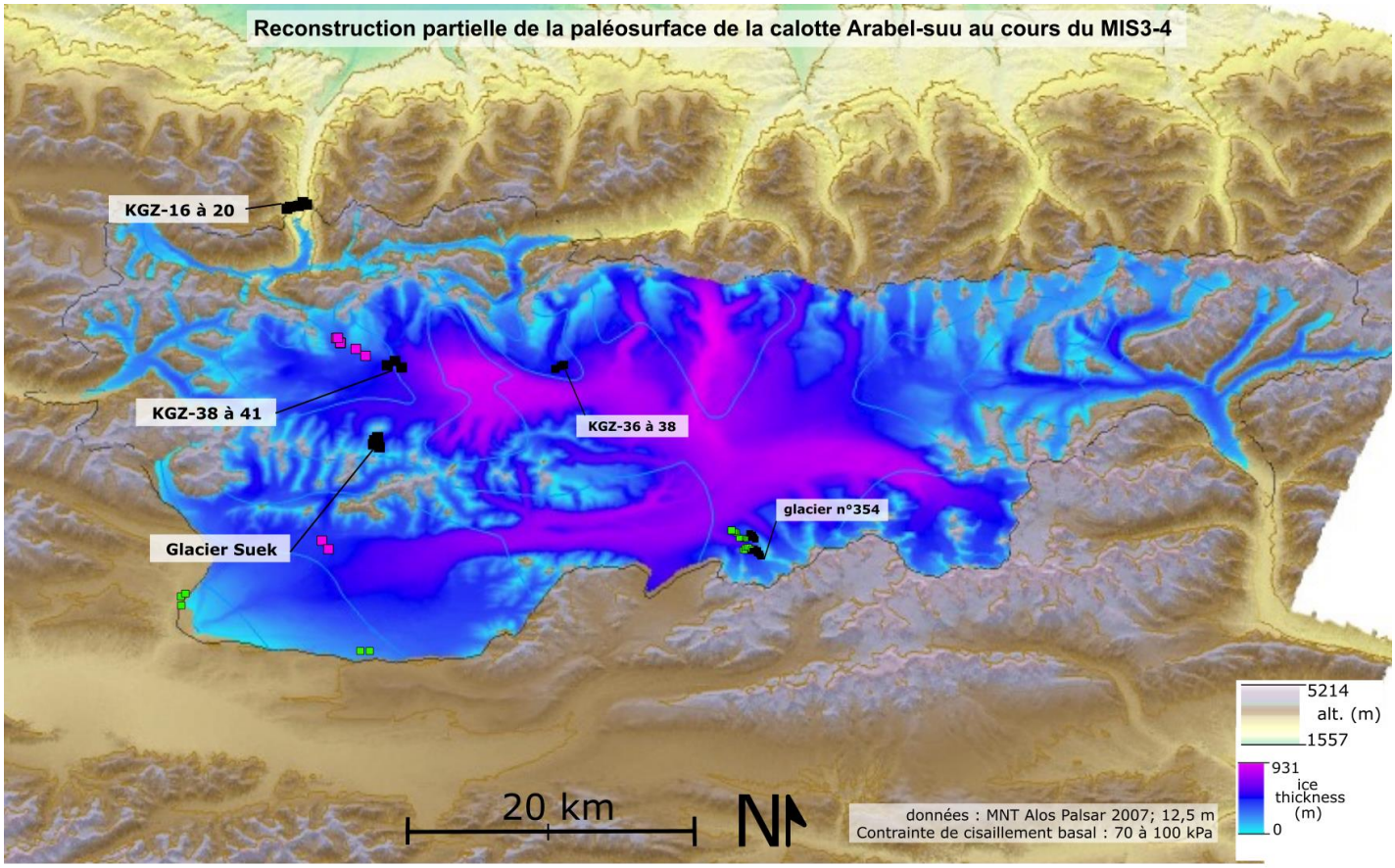


Fig. 5.7 : reconstruction de la surface de la calotte sur le haut plateau de la Naryn. Le contour noir correspond à la contrainte spatiale apposée à GlaRe lors de l'exécution de l'algorithme. Les points correspondent aux échantillons prélevés dans cette thèse (en noir), issus de Batbaatar (et *al.*, 2020) (en rose) et issus de Blomdin (et *al.*, 2016) (en vert).

GlaRe propose une calotte de près d'un kilomètre d'épaisseur en son centre pour atteindre les limites apposées par Batbaatar et Blomdin au Sud et les miennes au Nord (fig. 5.7). Son volume est estimé à 490 km^3. Cette valeur n'a guère de sens compte-tenu des limites spatiales présentées plus haut ; elle est largement sous-estimée. La THAR LEG de cette calotte est estimée à 3 900 m en correspondance avec les fronts des glaciers émissaires dans la vallée de Barskoon (tab. 26) soit une variation d'environ 300 m par rapport à celle calculée sur les glaciers n°354 et Suek. La possibilité qu'une telle calotte se forme repose davantage sur des conditions climatiques humides sur le long terme qu'à un refroidissement (ou une conjonction des deux) pour permettre une telle accumulation de glace.

Chapitre 6 – Les confins de l'Asie centrale : définition du dernier maximum glaciaire dans le Pamir et géochronologie associée

6.1 Des gros glaciers encore peu marqués par le réchauffement global ?

Sept séquences glaciaires du glacier Kyzyl-suu (36 échantillons) ont été identifiées au préalable et échantillonnées par l'institut de Glaciologie de Douchanbé et l'institut de Recherche fédéral suisse. Les blocs ont été échantillonnés suivant le protocole des datations à l'aide des NCT (2.1 ; annexe a1 ; a2). Six séquences géomorphologiques ont été prélevées en aval du glacier sur des moraines entre deux et deux kilomètres et demi du front du glacier ; une sur un glacier rocheux en marge du glacier Kyzl-suu. L'institut de Glaciologie a procédé à l'envoi des échantillons (RS) vers l'UNIFR qui les a transférés au CEREGE. Les financements disponibles ont permis l'analyse de 20 échantillons, soit quatre séquences glaciaires représentées sur la figure 6.1 ; tab. 6.1.

Sample name	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Shielding correction	Thickness (cm)	Lithology	Formation age of rock (my)	Mineral used for dating
kyzylsuu_m4_fronto_lateral_moraine								
RS-31	39.12130	71.40410	3378	0.99	3.1	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-32	39.12175	71.40469	3378	0.99	3.4	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-33	39.12112	71.40721	3377	0.99	4.3	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36
RS-34	39.12112	71.40721	3377	0.99	2.7	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36
RS-35	39.12078	71.40762	3381	0.99	2.5	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36
kyzylsuu_m5_lateral_moraine								
RS-21	39.11108	71.40611	3436	0.97	5.3	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36
RS-22	39.10987	71.40679	3442	0.97	4.3	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-23	39.10880	71.40747	3459	0.97	4.7	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36
RS-24	39.10831	71.40797	3462	0.97	3.2	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-25	39.11190	71.40508	3426	0.97	1.9	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
kyzylsuu_m6_lateral_moraine								
RS-41	39.12327	71.39754	3482	0.99	2.7	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-42	39.12216	71.39654	3479	0.99	2.3	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-43	39.12002	71.39728	3471	0.99	6.5	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-44	39.11877	71.39767	3480	0.99	3.4	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-45	39.11746	71.39821	3487	0.99	4.1	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
kyzylsuu_postglacial_landslide								
RS-71	39.09001	71.42617	3579	0.89237	5.3	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-72	39.08988	71.42610	3576	0.89237	6.1	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-73	39.08998	71.42615	3578	0.89237	1.3	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-74	39.09004	71.42612	3572	0.89237	2.4	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)
RS-75	39.09013	71.42587	3565	0.89237	2.2	Red sandstone conglomerat	100	Cl-36 (on silicate)

Tab. 6.1 : Paramètres principaux notés lors de l'échantillonnage du glacier Kyzyl-suu. L'âge de la formation de la roche est estimé depuis la carte géologique de Vlassov et Diakov, 1984

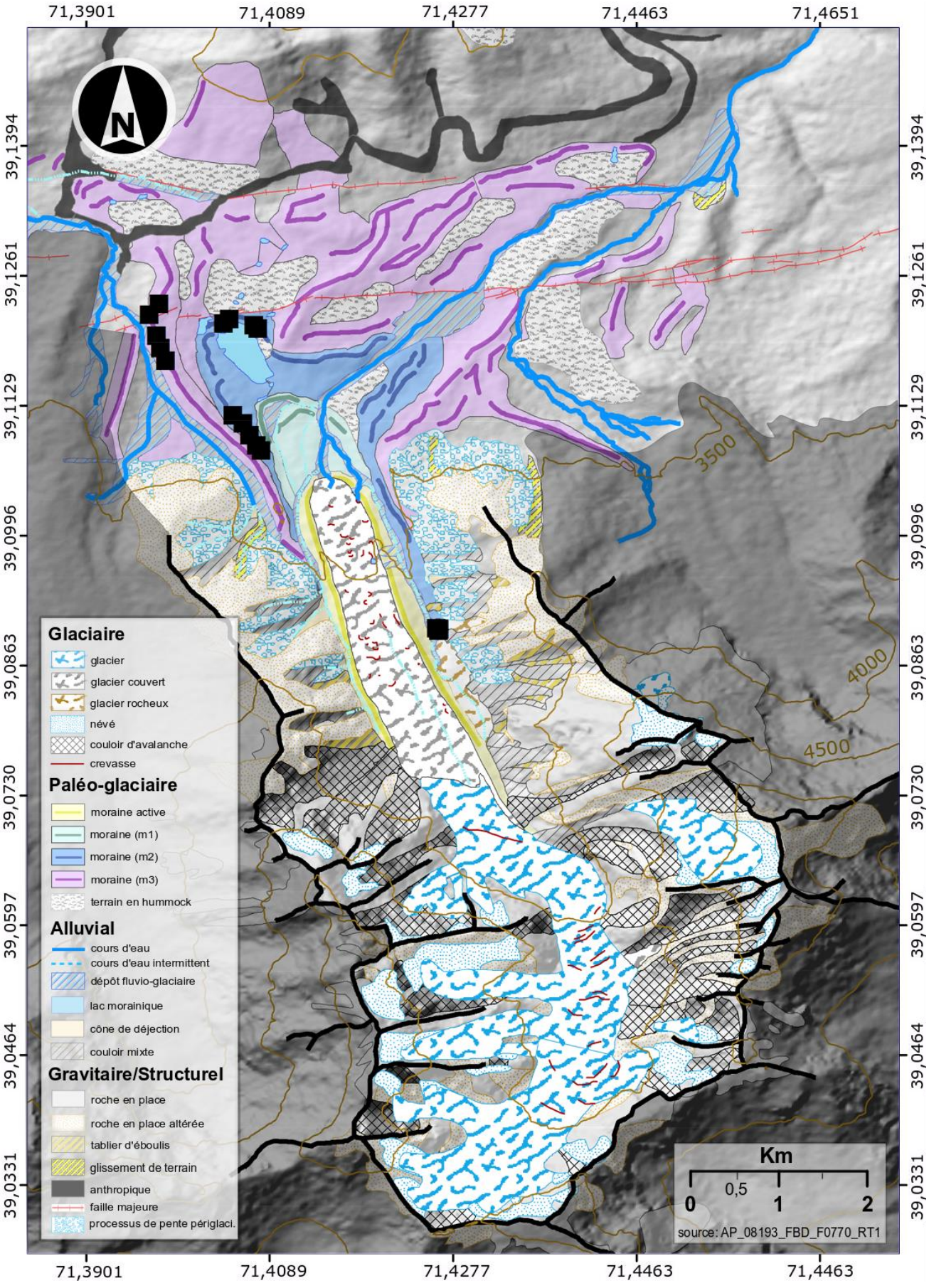


Fig. 6.1 : interprétation des formes géomorphologiques de la vallée de Kyzyl-suu

Nous avons procédé à la sélection de ces 20 échantillons en gardant une moraine en position fronto-latérale aux dépôts potentiellement récents (RS-3) dont la chronologie est méconnue dans cette partie de la zone d'étude. Elle pourrait être complémentaire avec une moraine latérale (RS-2) que nous avons également décidé d'analyser (fig. 6.1). Pour calibrer la géochronologie locale nous avons choisi de procéder à l'analyse d'une moraine latérale visible sur la partie droite de la figure 2.15 ou 6.3 A (RS-4). Cette imposante moraine correspond, d'après l'analyse géomorphologique du paysage, à une diffluence du glacier sur le replat (fig. 6.1 ; 6.2 ; 6.3). Enfin, une dernière séquence a été retenue pour une datation à l'aide des NCT. Elle correspond à un glacier rocheux en marge d'une moraine latérale active (RS-7 ; fig. 6.1 à 6.3). L'analyse géomorphologique du paysage indique que le glacier rocheux se développe sur un versant déstabilisé ; il pourrait être issu d'un glissement de terrain postglaciaire. L'occurrence de tels événements est plus élevée lors de crises paraglaciaires (Mercier, 2010). La datation de cette forme peut permettre de contraindre par un potentiel interglaciaire les avancées glaciaires interprétées dans la datation de moraine. Ses lobes concaves se superposent en partie basale à une moraine de fond végétalisée sur laquelle repose le glacier Kyzyl-suu (fig. 6.3 B).

Une première hypothèse de géochronologie relative est posée où RS-3 ≤ RS-2 < RS-4 (ka) et RS-7 ≤ RS-2.

Sample name	CaO %	K_2O %	TiO_2 %	Fe_2O_3 %	Cl (ppm)	SiO_2 %	Na_2O %	MgO %	Al_2O_3 %	MnO %	P_2O_5 %	CO_2 %	Li (ppm)	B (ppm)	Sm (ppm)	Gd (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	LOI
kyzylsuu_m4_fronto_lateral_moraine																			
RS-31	0.96	1.86	0.14	4.13	165.00	83.46	1.08	0.53	5.60	0.04	< L.D.	-	14.30	17.00	10.73	1.85	2.09	0.62	-
RS-32	0.96	1.86	0.14	4.13	165.00	83.46	1.08	0.53	5.60	0.04	< L.D.	-	14.30	17.00	10.73	1.85	2.09	0.62	-
RS-33	47.78	0.34	0.06	0.86	165.00	6.73	0.13	1.98	1.31	0.05	0.20	-	2.53	8.20	1.01	0.87	1.33	0.70	-
RS-34	47.78	0.34	0.06	0.86	165.00	6.73	0.13	1.98	1.31	0.05	0.20	-	2.53	8.20	1.01	0.87	1.33	0.70	-
RS-35	47.78	0.34	0.06	0.86	165.00	6.73	0.13	1.98	1.31	0.05	0.20	-	2.53	8.20	1.01	0.87	1.33	0.70	-
kyzylsuu_m5_lateral_moraine																			
RS-21	46.78	0.24	0.05	1.29	105.00	6.52	0.15	2.93	1.02	0.07	< L.D.	-	1.81	5.50	0.65	0.59	0.91	0.90	-
RS-22	1.89	1.49	0.28	2.49	82.00	79.76	2.30	0.78	7.77	0.04	< L.D.	-	13.00	20.10	2.53	2.02	3.59	0.90	-
RS-23	46.78	0.24	0.05	1.29	105.00	6.52	0.15	2.93	1.02	0.07	< L.D.	-	1.81	5.50	0.65	0.59	0.91	0.90	-
RS-24	4.69	2.31	0.27	1.37	130.00	75.20	1.34	0.87	7.16	0.03	< L.D.	-	10.70	24.50	1.82	1.66	4.76	1.05	-
RS-25	3.29	1.90	0.28	1.93	106.00	77.48	1.82	0.82	7.46	0.03	< L.D.	-	11.85	22.30	2.17	1.84	4.17	0.98	-
kyzylsuu_m6_lateral_moraine																			
RS-41	0.91	1.81	0.20	3.96	93.67	82.32	1.29	0.86	6.52	0.04	0.12	-	16.10	18.10	1.47	1.28	3.60	0.99	-
RS-42	0.98	1.94	0.26	7.04	63.00	75.75	2.08	1.17	8.59	0.07	0.12	-	13.10	20.80	1.55	1.36	4.64	1.11	-
RS-43	0.77	1.38	0.28	1.75	83.00	85.05	1.00	0.93	5.88	0.03	0.11	-	19.40	23.70	2.05	1.79	4.49	1.42	-
RS-44	0.97	2.11	0.07	3.10	135.00	86.15	0.78	0.47	5.10	0.03	< L.D.	-	15.80	9.80	0.80	0.71	1.67	0.44	-
RS-45	0.91	1.81	0.20	3.96	93.67	82.32	1.29	0.86	6.52	0.04	0.12	-	16.10	18.10	1.47	1.28	3.60	0.99	-
kyzylsuu_postglacial_landslide																			
RS-71	6.38	0.98	0.25	5.03	59.00	72.45	1.47	1.04	5.71	0.12	< L.D.	-	12.00	22.40	3.15	2.81	4.47	1.22	-
RS-72	9.57	0.94	0.29	3.43	61.00	66.66	1.83	1.36	6.11	0.13	< L.D.	-	10.40	23.20	4.21	3.73	5.02	1.42	-
RS-73	6.38	0.98	0.25	5.03	59.00	72.45	1.47	1.04	5.71	0.12	< L.D.	-	12.00	22.40	3.15	2.81	4.47	1.22	-
RS-74	3.19	1.03	0.21	6.63	57.00	78.23	1.11	0.73	5.30	0.11	< L.D.	-	13.60	21.60	2.10	1.89	3.92	1.03	-
RS-75	6.38	0.98	0.25	5.03	59.00	72.45	1.47	1.04	5.71	0.12	< L.D.	-	12.00	22.40	3.15	2.81	4.47	1.22	-

bleu =	moy. Valeurs même moraine sur roche carbonatée
marron =	moy. Valeurs même moraine sur roche silicatée

Tab. 6.2 : Compositions chimiques des échantillons de roche totale avant traitement chimique. L'analyse a été réalisée au SARM-CRPG (Nancy, France) par ICP-OES (éléments majeurs), ICP-MS (éléments en traces), absorption atomique (Li), colorimétrie (B) et spectrophotométrie (Cl)

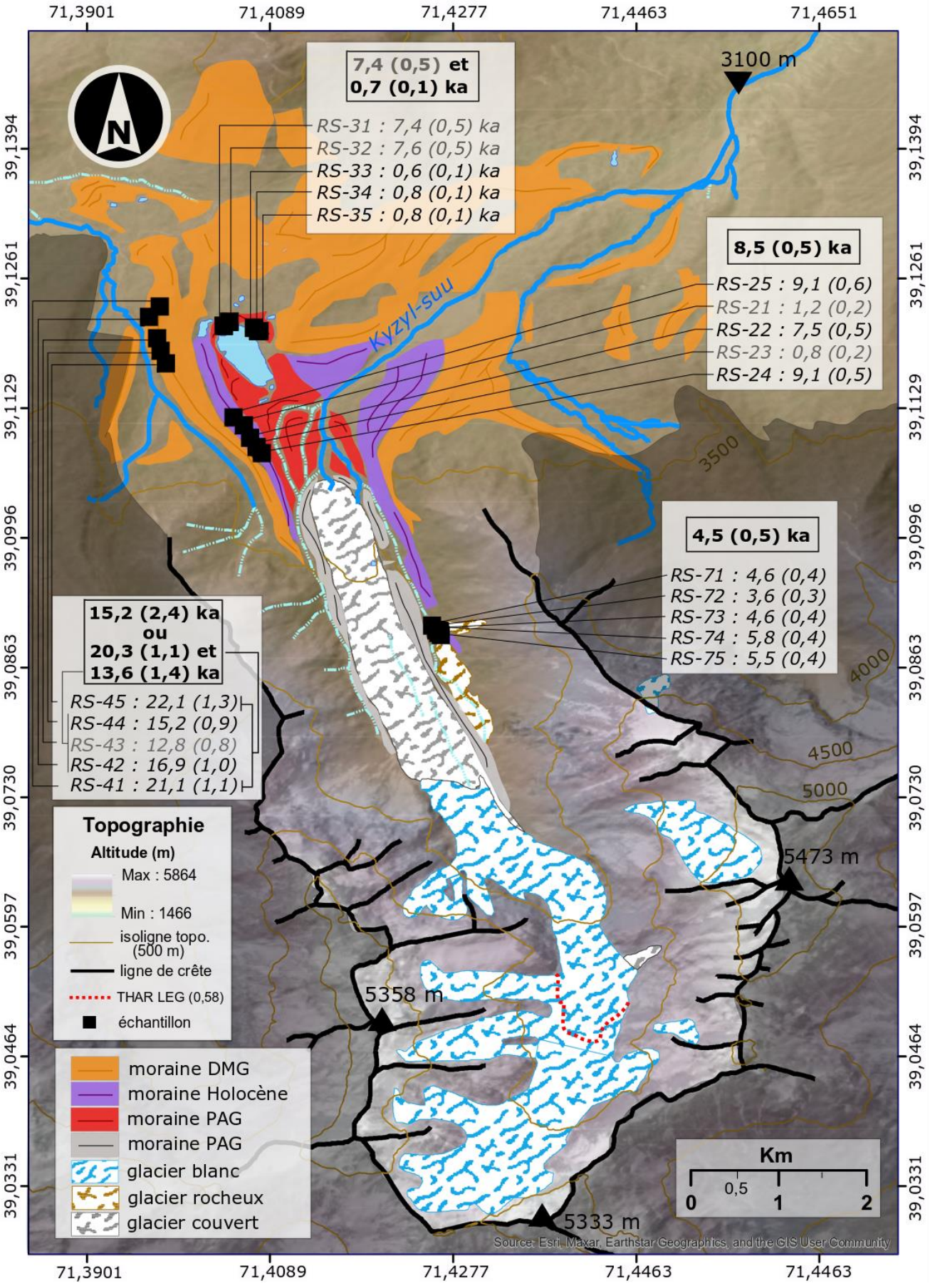


Fig. 6.2 : localisation des échantillons et résultats des datations dans la vallée de Kyzyl-suu, Tadjikistan.

Les 20 échantillons ont été analysés au LN_2C. Quinze ont été envoyés au SARM pour analyse de leur composition et ont suivi le protocole CEREGE de datation au Cl-36 sur « roche silicatée ». Ils ont été préparés par Vincent Rinterknecht. Cinq échantillons ont été préparés par Valéry Guillou suivant le protocole CEREGE de datation au Cl-36 sur roche carbonatée (tab. 6.3 ; 6.4). Les cibles ont été mesurées par SMA par l'équipe ASTER (tab. 6.4).

Sample name	CaO %	K_2O %	TiO_2 %	Fe_2O_3 %
kyzylsuu_m4_fronto_lateral_moraine				
RS-31	0.03	0.99	0.10	0.39
RS-32	7.19	1.21	0.56	4.65
RS-33	3.61	1.10	0.33	2.52
RS-34	3.61	1.10	0.33	2.52
RS-35	3.61	1.10	0.33	2.52
kyzylsuu_m5_lateral_moraine				
RS-21	0.28	0.70	0.11	0.42
RS-22	0.08	0.81	0.18	0.77
RS-23	0.28	0.70	0.11	0.42
RS-24	0.49	0.48	0.08	0.27
RS-25	< L.D.	0.82	0.07	0.22
kyzylsuu_m6_lateral_moraine				
RS-41	0.15	0.39	0.15	0.74
RS-42	0.08	1.10	0.17	0.98
RS-43	0.04	0.70	0.16	0.78
RS-44	0.03	0.95	0.04	0.19
RS-45	0.15	0.30	0.12	0.56
kyzylsuu_postglacial_landslide				
RS-71	0.25	1.12	0.31	1.99
RS-72	2.55	0.77	0.27	2.67
RS-73	1.76	0.61	0.26	1.69
RS-74	0.51	0.60	0.16	0.85
RS-75	0.38	0.32	0.12	0.53

ocre: moyenne de concentration des blocs de la même moraine

Tab. 6.3 : Concentrations des oxydes des éléments majeurs, déterminées dans des fractions prélevées à partir des échantillons après le prétraitement chimique (attaque acide). L'analyse a été effectuée au SARM-CRPG (Nancy) par ICP-AOES

La position sommitale de la moraine fronto-latérale (RS-4) est confirmée par la datation des blocs qui lui confère l'âge d'exposition le plus ancien (tab. 6.4). Plusieurs méthodes de discrimination ont été utilisées pour obtenir l'âge de dépôt de la moraine. Le calcul de la moyenne pondérée indique un dépôt tardiglaciaire 15,2 ± 2,4 ka discréditant une valeur (n=4 ; 1,5 σ = 5,9). Une seconde méthode distingue deux groupes dans la distribution : RS-41 et 45

auxquels correspondrait une formation de la moraine autour de 20,3 ± 1,1 ka (n=2) et RS-42 à 44 : 13,6 ± 1,4 ka (n=3). Cette méthode suggère une activité du glacier en fond de vallée durant le DMG de Barkrak et une seconde extension marquée à la fin du Dryas. Quelle que soit la méthode retenue, les résultats indiquent une formation de la large moraine au cours du MIS 2.

Sample name	Sample weight (g)	Mass of Cl in spike (mg)	$^{35}Cl/^{37}Cl$	Incertitude (%)	$^{36}Cl/^{35}Cl$ (10^{13})	Incertitude (%)	[Cl] in sample (ppm)	[^{36}Cl] (10^{3} at.g^{-1})	Age (kyr)	interr (kyr)
RS-31	56.1	2.0226	5.96	1.91	2.09	5.82	51.8839	266.585	7.43	0.50
RS-32	59.0	2.028	6.63	1.90	4.27	5.04	39.9141	470.100	7.59	0.48
RS-33	37.2	2.0184	5.04	1.84	8.28	5.08	116.3000	2009.736	0.63	0.11
RS-34	11.4	2.0214	10.92	1.88	4.30	5.03	90.5800	1804.129	0.75	0.12
RS-35	38.6	2.0202	5.86	1.87	10.26	5.17	78.1788	1954.006	0.83	0.12
kyzylsuu_m5_lateral_moraine										
RS-21	37.7	2.0232	6.61	1.86	8.85	5.29	62.5400	1527.785	1.23	0.23
RS-22	57.7	2.0154	5.27	1.85	2.31	5.57	66.6727	335.133	7.62	0.47
RS-23	40.1	2.0196	5.01	1.84	9.52	5.31	109.7300	2169.343	0.75	0.16
RS-24	57.0	2.019	4.44	1.85	2.61	5.51	110.6042	528.480	9.10	0.52
RS-25	58.6	2.0166	6.47	1.89	2.41	5.78	41.8848	270.997	9.11	0.60
kyzylsuu_m6_lateral_moraine										
RS-41	58.6	2.0262	5.38	1.95	5.12	5.04	62.6354	714.758	21.09	1.12
RS-42	58.7	2.025	5.06	1.89	5.12	5.03	73.2172	784.501	16.85	0.95
RS-43	58.2	2.025	5.71	1.84	3.51	5.16	54.9632	456.535	12.83	0.75
RS-44	52.2	2.0472	5.58	1.86	4.77	5.10	65.3259	719.902	15.21	0.86
RS-45	61.6	2.0238	5.48	1.85	5.12	5.04	57.1591	663.637	22.07	1.25
kyzylsuu_postglacial_landslide										
RS-71	94.6	2.0244	4.62	1.92	5.12	6.02	58.68	194.00	4.60	0.35
RS-72	87.3	2.0244	4.75	1.90	5.12	6.19	58.49	177.39	3.85	0.31
RS-73	93.5	2.0268	4.70	1.89	3.51	6.06	56.45	178.72	4.56	0.36
RS-74	98.2	2.0184	4.35	1.87	4.77	6.08	69.20	225.14	5.87	0.42
RS-75	96.2	2.019	4.46	1.91	5.12	6.35	64.53	173.86	5.46	0.44
blanc										
BK RS Si	-	2.0142	257.69	2.07	0.03	30.56	-	-	-	-
BK RS Ca	-	2.025	238.68	2.10	0.02	41.96	-	-	-	-

Tab. 6.4 : Résultats de datation Cl-36

Les moraines latérales (RS-2) et fronto-latérales (RS-3) sont toutes deux caractérisées par une distribution relativement dispersée par rapport à leur âge (1,5 σ (RS-2) = 6,3 et 1,5 σ (RS-3) = 5,6). Elles se distinguent par leur âge de dépôt. RS-2 est la plus ancienne. Sa formation est estimée à 8,5 ± 0,5 ka (n=3) considérant RS-21 et RS-23 comme valeurs aberrantes. Cette dynamique est potentiellement synchrone avec l'événement de 8,2 ka connu en Europe qui a entraîné une extension des glaciers (Becker *et al.*, 2020). En revanche, elle semble issue d'une autre dynamique glaciaire que la moraine frontale RS-3. Cette dernière pourrait avoir été formée au cours de deux épisodes distincts. Une première avancée peut être retenue à 7,4 ± 0,5 ka (n=2) et une seconde au début du PAG à 0,7 ± 0,1 ka (n=3). Les moraines RS-2 et RS-3 présentent des résultats singuliers. Estimées formées au cours de la même dynamique glaciaire elles s'avèrent distinctes, tout en étant composées de blocs issus de l'une et de l'autre période glaciaire.

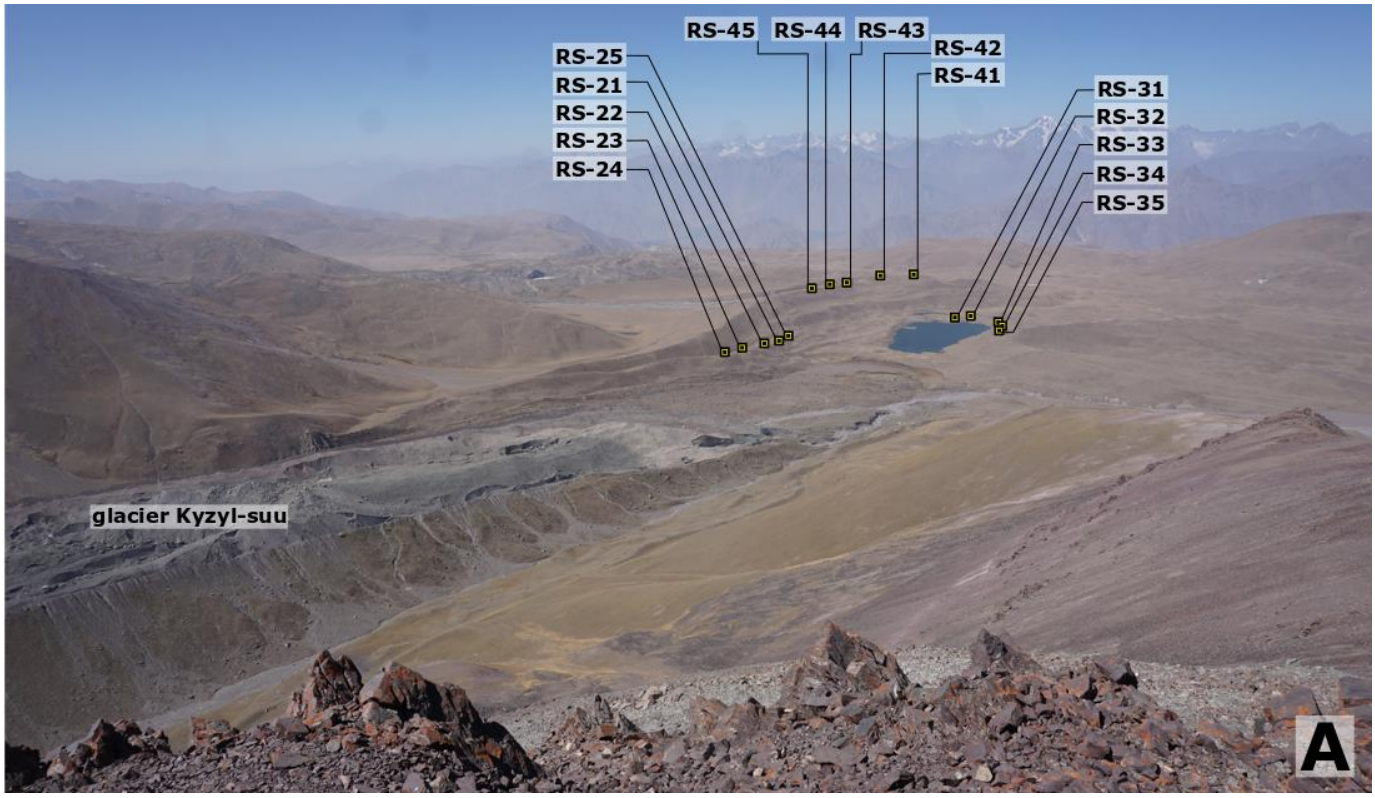


Fig. 6.3 A ; B : les échantillons prélevés en aval du glacier Kyzyl-suu ; on distingue plusieurs moraines latérales à l'O et une moraine frontale intermédiaire à RS-3. Echantillonnée mais non datée, elle pourrait s'être formée au cours du PAG récent ; A Jouberton, 22/09/2021, orientation N, alt. 4080 m (A). Le glacier rocheux (premier plan) sur lequel a été prélevé la série RS-7. Kyzyl-suu s'écoule de l'autre côté de la moraine latérale rectiligne visible sur la droite de l'image. Un glacier rocheux inactif parallèle à Kyzyl-suu est figé entre le versant et la moraine latérale ; A. Jouberton, 23/09/2021, orientation S, alt. 3570 m (B).

Les deux valeurs aberrantes de RS-2 peuvent être assimilables au PAG de RS-3, et deux valeurs aberrantes de RS-3 peuvent être assimilées à l'événement de 8,2 ka (RS-2). La configuration géomorphologique de ces moraines permet d'estimer que ces périodes – distinctes – ont entraîné des réactions d'amplitudes équivalentes du glacier Kyzyl-suu (fig. 6.3 A).

Enfin, les blocs prélevés sur le glacier rocheux (RS-7) en pied de versant Est de la vallée de Kyzyl-suu (fig. 6.3 B) indiquent un dépôt à 4,5 ± 0,5 ka (n=5). La distribution est concentrée (1,5 σ = 0,1). Cela renforce l'hypothèse d'une formation lors d'un événement exceptionnel, suggéré ici comme un glissement de terrain translationnel. On observe une opposition de phases entre les extensions de Kyzyl-suu et RS-7. L'hypothèse de formation du glacier rocheux en contexte de crise paraglaciaires ou d'interglaciaire peut être validée. Les résultats sont confirmés par l'absence d'extension majeure de Kyzl-suu depuis 4,5 ka qui aurait été à l'origine d'une remobilisation des dépôts (fig. 6.3). La bonne conservation des lobes inférieurs de RS-7 suggère une activité fluvio-glaciaire mineure et une relative continuité dans le comportement du glacier.

Les datations réalisées sur ce site montrent un glacier dans des conditions proches de ce qu'il a été au cours du PAG ou de l'événement de 8,2 ka. Elles vont dans le sens des observations du glacier qui avaient été tenues dans les années 70 pour lesquelles les mesures sont encore d'actualité : altitude de la langue du glacier à 3 420 m et sa superficie à 8,2 km² (8,3 km² aujourd'hui) (Shchetinnikov et Podkopaeva, 1979 ; Consortium, 2019). Il est intéressant de noter que l'extension du glacier au cours du MIS 2 (RS-4) est relativement mineure par rapport à ce qui est jusqu'à présent observé dans la zone d'étude. Elle correspond à une variation de la THAR LEG de 90 à 100 m (tab. 7.1) par rapport à la THAR LEG actuelle estimée à 4 250 m (avec un ratio THAR de 0,58 ; 4 280 m avec un ratio de 0,6). Les séquences associées au PAG et à l'Holocène présentent une dépression de la THAR LEG de 15 à 20 m par rapport à la THAR LEG actuelle (RS-2 et RS-3). Ce résultat est proche de ce qui a pu être observé sur le glacier Suek dans le Tien Shan central (Chap. 5)

Les reconstructions des surfaces des paléoglaciers ont été dirigées sur deux périodes de stabilisation identifiées comme PAG et Würm (MIS 2) (fig. 6.4 A ; B ; C). La paléosurface du glacier du PAG a été reconstruite suivant deux méthodes. Une première est basée sur la topographie basale issue de Millan (*et al.*, 2022) et la seconde sur le MNT à ALP 12,5 m. La figure 6.4 A illustre l'exagération des épaisseurs de glace issues du modèle de Millan (*et al.*, 2022). Les vallées adjacentes à Kyzyl-suu laissent apparaître de profondes incisions qui ne correspondent pas à la topographie des vallées en auge et en pente douce (fig. 6.4 A).

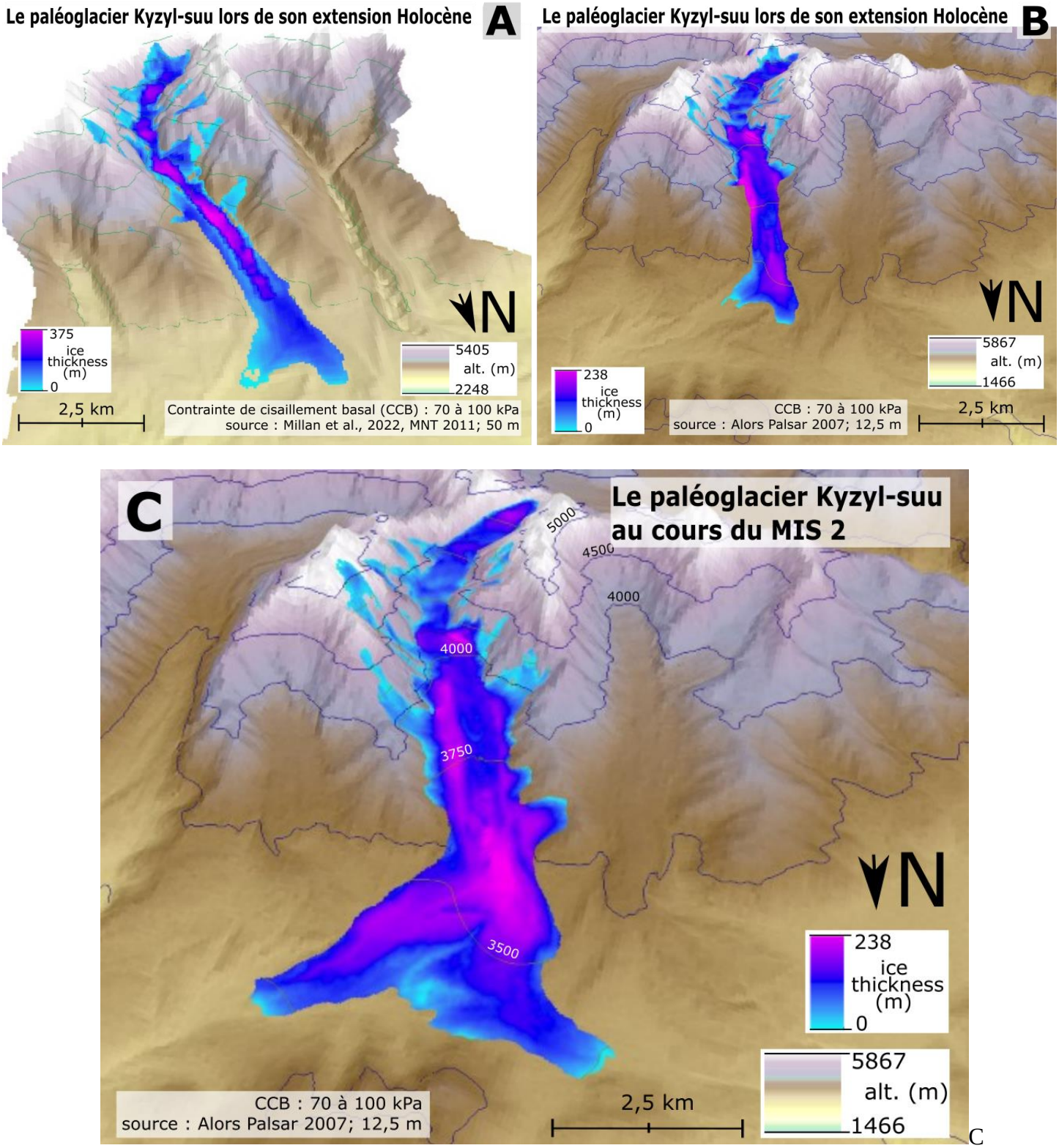


Fig. 6.4 A ; B ; C : Reconstruction de la paléosurface du glacier Kyzyl-suu sur GlaRe. Visualisation sur ArcScene, échelle des reliefs 1,5

Les épaisseurs de glace modélisées varient de plus de 100 m selon la reconstruction du PAG. Le volume de glace total est de 1,42 km^3, 12 % supérieur à celui produit en figure 6.3 B

(1,26 km^3). Les modélisations de la paléosurface du glacier du PAG ou lors de l'événement de 8,2 ka ne le restreignent pas à ses moraines. Les mêmes données en entrée que pour la figure 6.3 B ont été saisies sur la figure 6.3 C pour une extension DMG associée à RS-4. Le volume correspondant est de 3,11 km^3, plus de 2,3 fois supérieur à la moyenne des volumes estimés pour le PAG.

Le choix de la méthode de calcul de la LEG par la THAR LEG sur le glacier Kyzyl-suu est discutable (ou du ratio utilisé). Les moraines échantillonnées sur le replat en aval de la langue glaciaire indiquent que le glacier a pu adopter une configuration de glacier de piémont. La topographie irrégulière aurait mené à la diffluence de la langue glaciaire principale vers plusieurs exutoires (au moins 2 pour les périodes échantillonnées ; fig. 6.1 ; 6..2). Les volumes de glace associés varient largement alors que l'altitude minimale du glacier – et donc la THAR LEG dont elle est la principale variable – reste relativement similaire.

6.2 Vuzh et Pish et le Pamir occidental : paléoformes marquées, signal brouillé : des dynamiques géomorphologiques catastrophiques durant les crises paraglaciaires ?

Le glacier Vuzh a été sélectionné parmi les sites d'échantillonnage pour sa position au SE de la zone d'étude. Il n'existe aucune datation à l'aide des NCT sur les extensions récentes (Holocène ou postérieur) des glaciers dans le Haut-Badakhchan où sont accumulés près de 10 000 glaciers (RGI Consortium, 2019). Le terrain a été compliqué par la pandémie de COVID-19, le brouillage des télécommunications par le gouvernement tadjik et par la circonstance de la prise de Kaboul quelques semaines avant par l'armée de l'Emirat islamique d'Afghanistan. Ne disposant pas du support de l'institut de Glaciologie, une campagne d'échantillonnage a été menée avec Asliddin Paishanbiev (ingénieur géologue indépendant en possession d'une licence pour prospection minière).

Dans ces espaces très accidentés peu d'arcs morainiques sont conservés. Vuzh, dans la basse vallée de la Gunt, est l'un des seuls sites pour lesquels une moraine bien conservée est clairement identifiable (fig. 6.5). Nous avons identifié une moraine frontale dans la partie amont du bassin versant qui permet de compléter la géochronologie. L'encaissement de la vallée sur cette partie expose toutefois cette moraine aux apports de versants. L'ensemble glaciaire Vuzh confiné dans les cirques en amont évolue sur une pente forte. Cela a exposé la moraine frontale aux dynamiques fluvio-glaciaires ; elle a cédé dans sa partie frontale. Contraints entre les versants actifs et le fond de vallée dynamique (fig. 6.5), nous avons échantillonné la partie fronto-centrale interne de cette moraine en suivant la méthode pour des datations par NCT sur Be-10 (VUZ 01 à 05 tab. 6.5). La haute moraine fronto-latérale en fond de vallée de la Gunt qui structure le paysage local a également été échantillonnée (VUZ-06 à VUZ-10 – les résultats des échantillonnages réalisés n'ayant pas encore été publiés ; Stübner *et al.*, 2024) (fig. 6.5 ; tab. 6.5). La présence de leuco-granites à gros cristaux de quartz a permis le suivi strict du protocole initial pour des datations aux NTC sur Be-10.

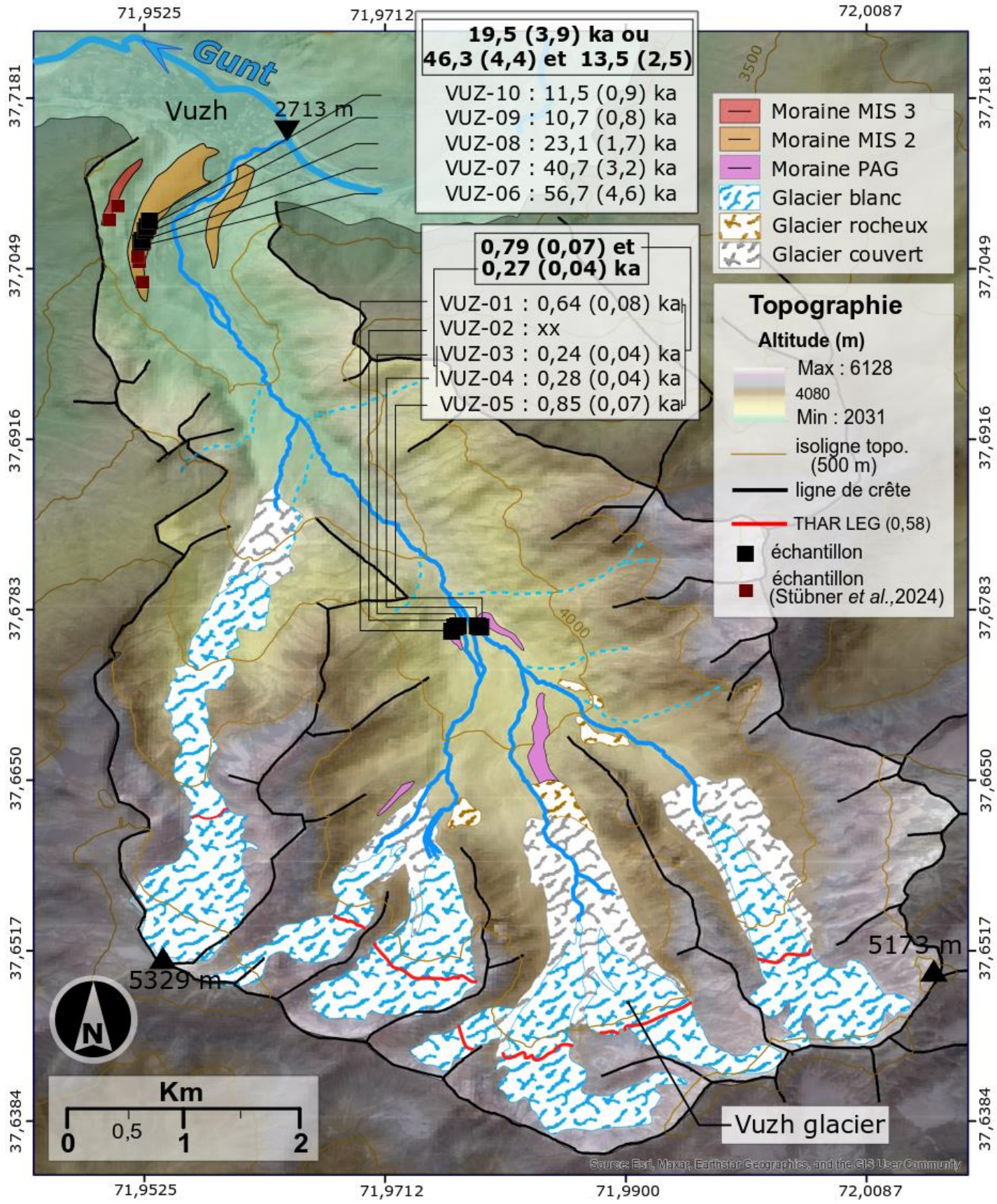


Fig. 6.5 : échantillonnage de la vallée de Vuzh. Le village est bâti sur la confluence avec la Gunt. En amont, les glaciers prennent plusieurs formes en raison de la forte activité sédimentaire.

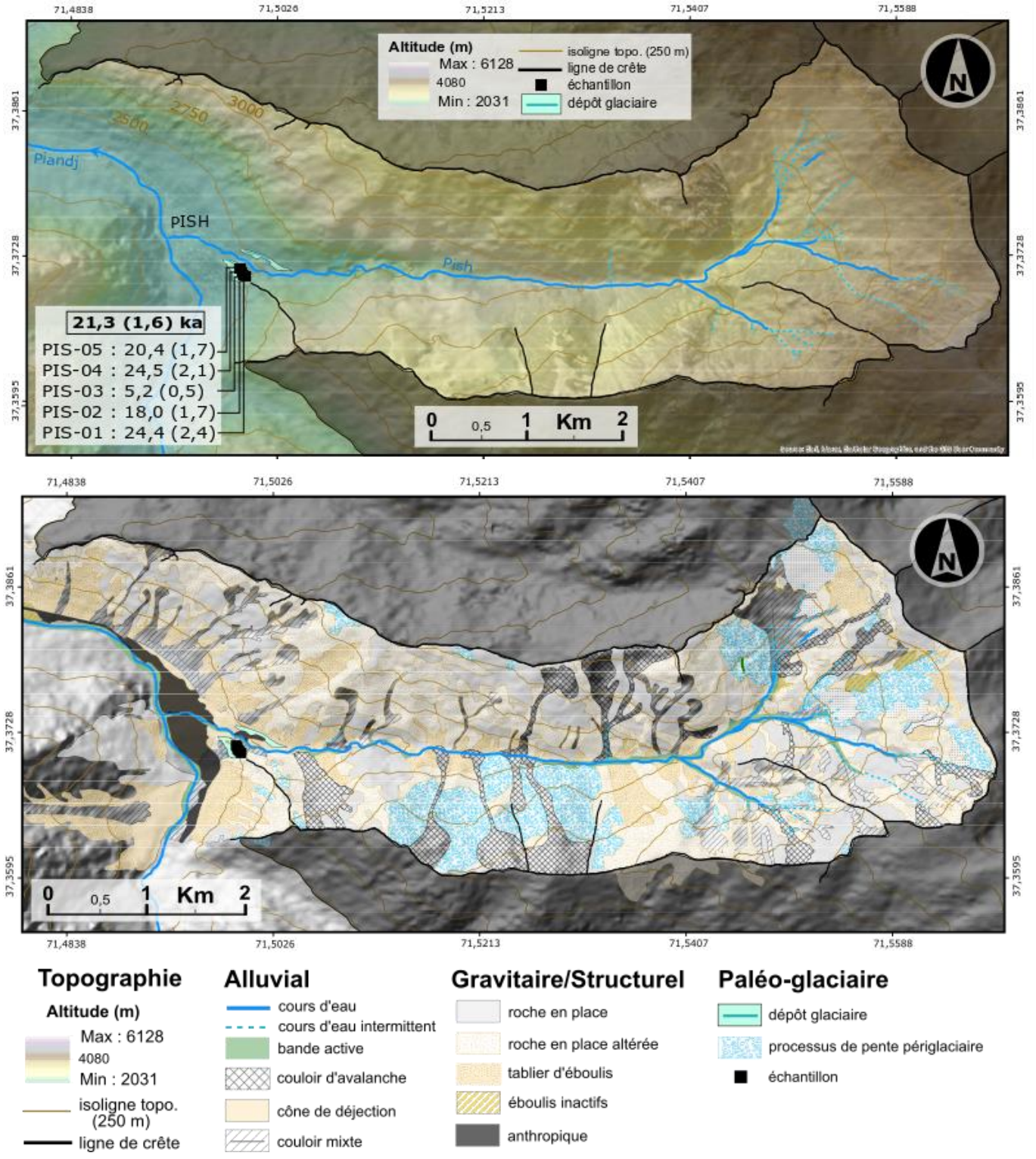


Fig. 6.6 : La vallée de Pish à la confluence avec la Piandj. Sites d'échantillonnage et principales formes géomorphologiques actives dans la vallée.

Ces deux séquences ont été complétées par une troisième à Pish, 50 km à l'OSO (2.2.2.3 ; tab. 6.5 ; fig. 6.6). Les roches riches en micas et plus pauvres en quartz (~5 %) ont nécessité le

prélèvement d'une masse importante par bloc. Cinq blocs ont été échantillonnés sur la partie sommitale d'un éperon composé de blocs hétérométriques anguleux cimentés dans une matrice en tillite reposant sur de la roche en place. Les blocs présentent une altération importante qui suggère un arrachement ancien. Ils surplombent de plus de 100 m les terrasses et cônes de déjection habités de la vallée de la Piandj et de près de 150 m le fond de vallée. La vallée bifurque à cet endroit et file vers l'Ouest (fig. 6.6).

Les blocs de Pish et de Vuzh ont été transférés à l'Institut de Glaciologie de Douchanbé par Asliddin Paishanbiev. Ils ont été envoyés avec ceux de Kyzyl-suu et Jak-Archa par l'institut de Glaciologie. Les échantillons ont été préparés par mes soins et analysés par SMA par l'équipe ASTER (tab. 6.5). Le calcul est fait en prenant en compte les facteurs d'échelle présentés plus haut (Gosse et Philips, 2001 ; Tomkins *et al*., 2021).

Sample ID	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Shielding correction	Thickness (cm)	Density	Quartz weight (g)	mass of carrier	$^{10}Be/^{9}Be$	$[^{10}Be]$	^{10}Be exposure	Interr	Exterr
Vuzh_m1								Be-9 (mg)	*10^-14	10^4 (at/g)	age (ka)	%	%
VUZ-01	37.6766	71.9764	3744	0.971	2.4	2.7	35.5	0.121	3.629	2.503	0.64	9.38	12.50
VUZ-02	37.6769	71.9766	3738	0.971	3.4	2.7	34.5	0.121	0.012	0.009	xx	xx	xx
VUZ-03	37.6770	71.9770	3735	0.971	2	2.7	35.3	0.123	1.264	0.891	0.24	12.50	16.67
VUZ-04	37.6770	71.9784	3754	0.971	2.1	2.7	33.7	0.120	1.465	1.056	0.28	10.71	14.29
VUZ-05	37.6769	71.9786	3758	0.971	2.7	2.7	35.1	0.117	5.025	3.391	0.85	4.71	8.24
Vuzh_m2													
VUZ-06	37.7069	71.9521	2911	0.976	3.5	2.7	22.8	0.403	47.635	169.843	56.65	3.23	8.28
VUZ-07	37.7071	71.9523	2906	0.976	2.8	2.7	21.8	0.410	32.998	125.596	40.68	3.15	8.21
VUZ-08	37.7078	71.9525	2898	0.976	2.8	2.7	22.9	0.410	19.220	69.513	23.12	3.20	8.22
VUZ-09	37.7081	71.9527	2899	0.976	2.5	2.7	26.1	0.105	35.673	28.904	10.67	3.19	8.15
VUZ-10	37.7086	71.9529	2898	0.976	3	2.7	22.3	0.409	39.121	31.698	11.53	3.30	8.24
Pish_m													
PIS-01	37.3709	71.4997	2294	0.967	3.5	2.7	6.8	0.408	4.044	49.161	24.35	7.84	10.88
PIS-02	37.3711	71.4995	2289	0.967	3.1	2.7	21.0	0.407	9.011	35.328	18.02	5.49	9.32
PIS-03	37.3712	71.4993	2288	0.967	5.4	2.7	20.0	0.122	7.331	9.027	5.19	7.51	10.60
PIS-04	37.3715	71.4993	2288	0.967	3.2	2.7	20.8	0.409	12.451	49.410	24.50	3.47	8.29
PIS-05	37.3716	71.4992	2286	0.967	2.9	2.7	22.8	0.411	11.071	40.452	20.43	3.43	8.27
Blanc													
BKGB-03	-	-	-	-	-	-	-	0.41	0.36	-	-	-	-
BKGB-04	-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.13	-	-	-	-

Tab. 6.5 : Caractéristiques des échantillons prélevés en marge du glacier Vuzh et dans la vallée de Pish. Données de chimie et résultats ASTER des échantillons préparés au LN_2C.

Les résultats exprimés par quatre âges d'exposition confirment une avancée du glacier Vuzh au cours du PAG. 35 g. de quartz pur n'ont pas suffi à mesurer la concentration de VUZ-02 en Be-10 (tab. 26). Le reste de la séquence est caractérisé par une distribution dispersée (1,5 σ = 0,5 pour un âge moyen pondéré de 0,5 ka). L'analyse des résultats par blocs met en valeur deux paires associées à un PAG précoce et un PAG ancien. On peut exprimer leur âge moyen pondéré comme : 790 ± 65 a pour la paire VUZ-03 et 04 du PAG ancien et 270 ± 35 a pour la paire VUZ-01 et 05. Ces avancées successives des glaciers lors du PAG correspondent aux autres résultats présentés dans cette étude. Des formations glaciaires semblables en marge d'autres

glaciers du Pamir occidental laissent à penser que ces extensions se sont produites à petite échelle.

Les résultats de la datation de la moraine en fond de vallées sont suprenants ; la distribution est très dispersée. Les âges d'exposition sont compris entre 57 et 10 ka (m2 sur le tab. 6.5). VUZ-06 et 07 suggèrent un englacement ancien au cours du MIS 3 : 46,3 ± 4,4 ka (n=3), VUZ-08 au cours du MIS 2 et VUZ-09 et 10 à l'orée de l'Holocène. En prenant en compte les résultats des blocs prélevés par Stübner sur la même moraine (Stübner *et al.*, 2024), l'âge moyen pondéré de la moraine est revu à la baisse : 26 ± 5,6 ka (n=10) à 19,5 ± 3,9 ka (n=7) en ôtant les valeurs aberrantes (> 1,5 σ). Aussi, notre hypothèse est la suivante : la moraine a pu se former durant le MIS 3 à MIS 2 tardif (VUZ-06 ; 07 et 10). Cela confirmerait le résultat des datations sur le versant de l'autre côté de la micro-vallée que la moraine forme (Z21 et Z22 datés à > 35 ka) (légèrement à l'Ouest sur la figure 6.7). Notre moraine aurait alors été une moraine médiane aux paléoglaciers Vuzh et n°538. Ensuite, la moraine aurait été réactivée comme fronto-latérale au cours du MIS 2 (VUZ-08). Ce résultat correspond à l'âge moyen pondéré de la moraine présenté plus haut (n=10). Une dernière extension des glaciers serait à l'origine de la formation de son lobe interne à la fin du Dryas (13,5 ± 2,5 ka ; n=6). Cette interprétation des résultats est en accord avec Zech (*et al.*, 2005), Abramowski (*et al.*, 2006) et Röhringer (*et al.*, 2012) qui observent une extension mineure de la surface englacée dans la haute vallée de la Gunt au cours du MIS 2. Ces résultats permettent de valider l'hypothèse d'une extension majeure des glaciers au cours du MIS 3 (Stübner *et al.*, 2021 ; 2024). Enfin, l'extension des glaciers à la fin du Dryas correspond aux âges de la moraine présentés récemment (Stübner *et al.*, 2024).

Dans l'hypothèse où l'on considère la moraine aval comme moraine médiane, il n'a pas été possible d'identifier de marqueurs terminaux avec précision ce qui rend le calcul de la THAR LEG incertain. Dans l'hypothèse d'interprétation de la moraine aval comme moraine terminale des glaciers 535 à 538 et donc associée au MIS 2, la THAR LEG est de 4 150 m (où THAR = 0,58 ; ou 4 200 m avec THAR = 0,6) soit une dépression de presque 500 m par rapport à Vuzh actuel (4 170 m si on considère son lobe associé au Dryas). Il est important de noter que l'altitude maximum retenue pour le calcul de la THAR LEG pour l'ensemble glaciaire de Vuzh est de 5 200 m, celle du glacier n°538 – le plus haut. La THAR LEG actuelle du glacier Vuzh (n°536) est 4 650 m (Alt_{max} = 4 900 m) contre 4 490 m pour le glacier n°538 adjacent (Alt_{max} = 5 200 m) (tab. 7.1). Les glaciers étant coalescents lors de la formation de la moraine en fond de vallée, l'altitude la plus haute a été retenue pour le calcul de toutes les THAR LEG. Cela peut être à l'origine d'une minimisation de la variation de la LEG.

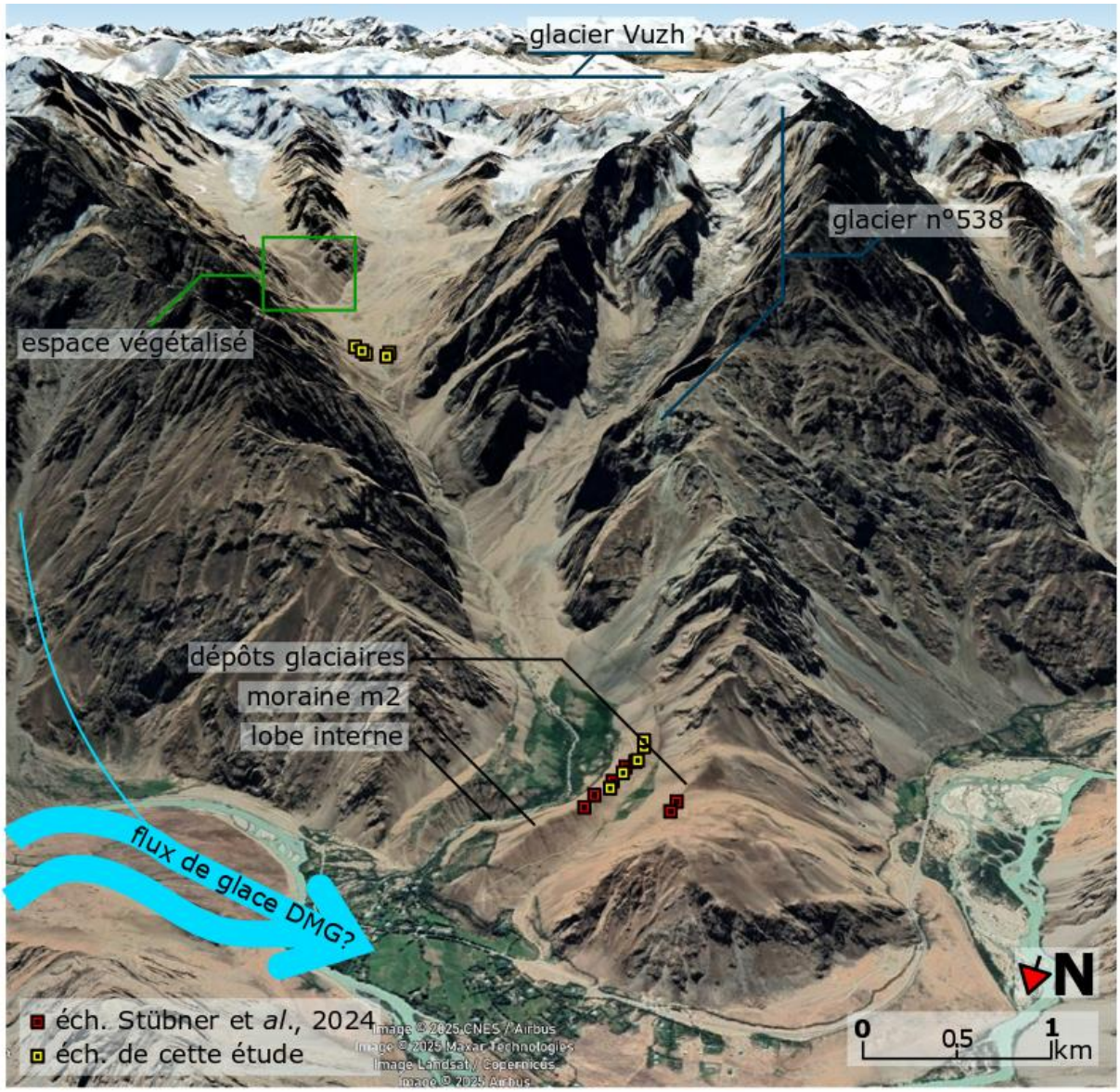


Fig. 6.7 : la confluence de la vallée de Vuzh avec la Gunt. Capture d'écran Google Earth

Ces limites dans le calcul de la THAR LEG soulèvent également que le glacier n°538 aurait pu être à l'origine des dépôts du Dryas, les conditions climatiques ne permettant pas d'extension majeure de Vuzh. Les figures 6.5 et 6.7 mettent en valeur la proximité de ces glaciers et les fortes pentes qui caractérisent ce sous-bassin versant par rapport à celui de Vuzh. Enfin, les conditions de pulsations évoquées sur le glacier n°538 bien que méconnues pourraient être déjà en place au cours du Dryas et entraîner la formation du lobe interne de la moraine m2.

Pour la période PAG, la THAR LEG de l'ensemble glaciaire Vuzh est estimée à 4 420 m (4 650 m actuellement et 4 490 m pour le glacier n°538 adjacent – tab. 7.1). La dépression de la THAR LEG observée sur cette période est bien plus importante que sur Kyzyl-suu.

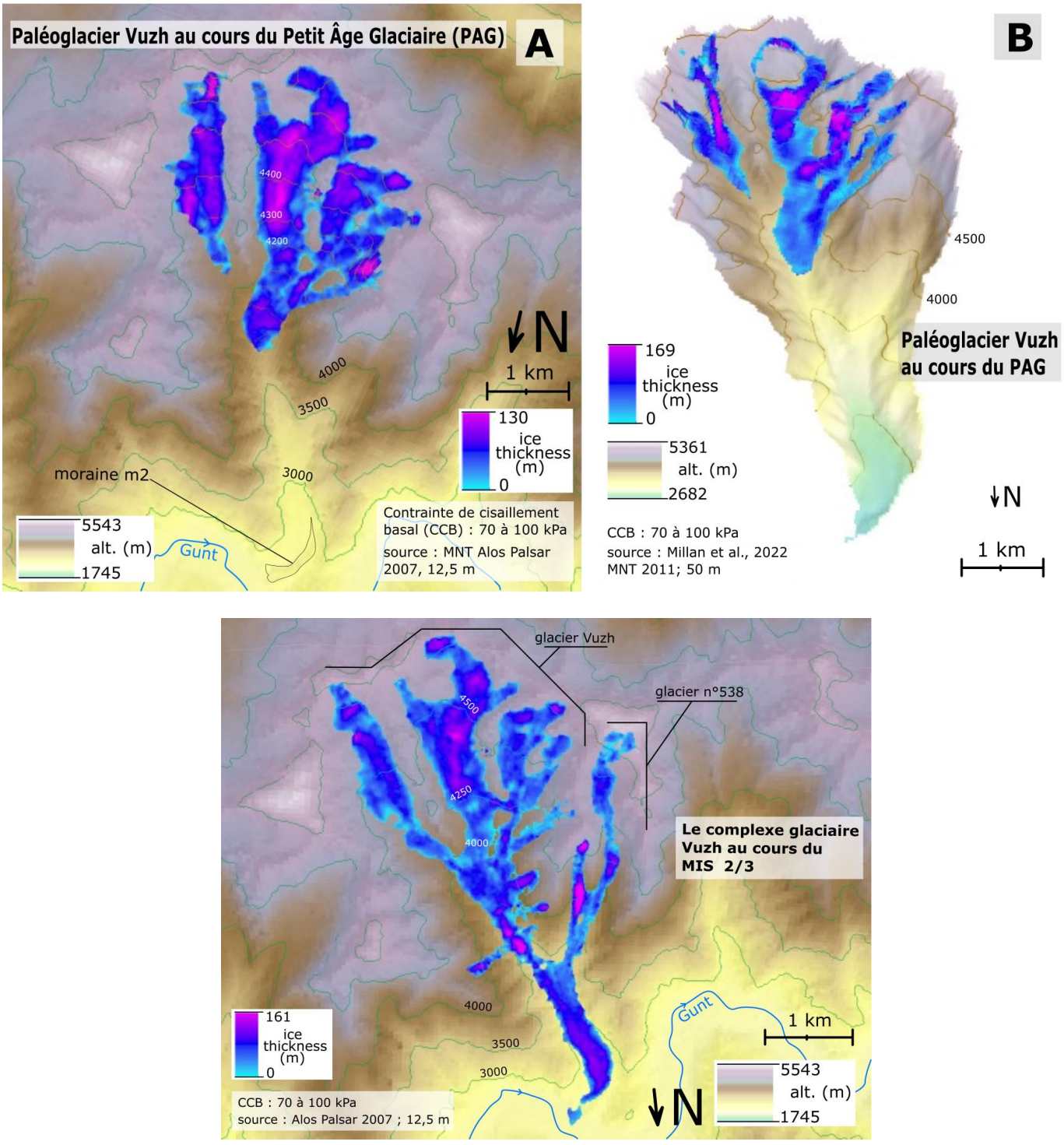


Fig. 6.8 A ; B ; C : modélisation de la paléosurface du glacier Vuzh durant son extension au Petit Âge Glaciaire (A ; B) et connecté à sa moraine fronto-latérale en fond de vallée au cours du MIS 2 ou 3 ©

La paléosurface de glacier Vuzh a été reconstruite pour ces deux dernières avancées majeures identifiées (PAG et MIS 2). Les volumes varient de 0,38 km^3 (fig. 6.8 A) à 0,42 km^3 (fig. 6.8 B) pour le PAG et 1,11 km^3 pour le DMG local (fig. 6.8 C). Il est intéressant de noter que la

paléosurface reconstruite pour l'extension du PAG ne connecte pas le glacier Vuzh au glacier n°534 à l'Est (fig. 6.8 A ; B). C'est confirmé par la présence visible de dépôts plus anciens – partiellement végétalisés entre ces systèmes glaciaires (fig. 6.7). Pour l'extension du DMG, le modèle reconstruit une hauteur de glace maximale de 160 m (fig. 6.8 C). Cette hauteur est moins importante que pour la reconstruction du PAG sur le MNT de Millan (*et al.*, 2022). On remarque que pour cette extension le modèle produit des hauteurs de glace >100 m proches de la langue glaciaire au niveau de l'actuelle moraine échantillonnée en aval. Cela correspond à sa morphologie actuelle 160 m de hauteur environ.

Une extension antérieure donnée par la datation de la moraine – alors en position médiane – connecterait le paléoglacier Vuzh à la vallée de la Gunt. Cela aurait entraîné la formation d'un lac proglaciaire si la Gunt n'était pas englacée. Aucun paléorivage n'a été identifié en amont, ce qui ne permet pas confirmer cette hypothèse. La topographie accidentée et les dynamiques de surface actives ne permettent pas de la mettre de côté.

La datation de Pish apporte davantage de questions qu'elle n'y répond. La distribution compacte ($\sigma = 3$) montre des résultats jeunes : 21,3 ± 1,6 ka (n=4) (tab. 6.5). Une interprétation conservatrice avec PIS-01 et PIS-04 donne un âge de 24,0 ± 0,1 ka (n=2). Cette extension serait synchrone avec Barkrak, Kyzyl-suu et Vuzh et légèrement antérieure à celle mesurée sur Arabel-suu. La Δ THAR LEG (où Δ = différence [de LEG] entre t_1 et t_2) est très importante avec les résultats des observations voisines. Une migration de la THER LEG > 600 m est nécessaire pour que le paléoglacier Pish atteigne la moraine échantillonnée (THAR LEG de 3 420 m avec THAR = 0,58 pour l'extension datée (tab. 7.1). Compte-tenu qu'actuellement la tête du bassin versant est dépourvue de glace, cette valeur est minimaliste. Vuzh non loin indique une THAR LEG > 4 500 m. Aussi une Δ THAR LEG de > 1 000 m est plus plausible, soit 50 à 300 % supérieur à ce qui est proposé par Abramowski et Koppes pour les plus grandes extensions observées depuis le Pléistocène récent (Abramowski *et al.*, 2006 ; Koppes *et al.*, 2008). Leurs travaux montrent une élévation de la LEG de l'Ouest vers l'Est (Abramowski *et al.*, 2006) et du Nord vers le Sud (Koppes *et al.*, 2008) couplée à une diminution de la Δ THAR LEG au cours des extensions glaciaires selon ces gradients. Pish par ce critère semble discrédité. Cette séquence peut être approfondie en prenant en compte l'érosion des blocs. La valeur de 1 mm/ka est ici retenue, bien que variant fortement selon les recherches (0 à 5 mm/ka sont généralement considérés plausibles en AC, Stübner *et al.*, 2021). La séquence est alors estimée à 31,3 ± 0,1 ka (n=2) avec une interprétation conservative.

*

La pratique du terrain de huit vallées glaciaires d'AC (sur cinq sites) a mis en exergue la densité d'occupation des dépôts sédimentaires glaciaires du Quaternaire. Les résultats des datations fournissent des preuves d'extension des glaciers en larges glaciers de vallée au cours du MIS 4 dans les massifs du Gissar-Alaï (Jak-Archa) et du Pamir (Vuzh). Le MIS 3 a potentiellement réuni des conditions climatiques favorables à la formation d'une large calotte dans le Tien Shan central (Arabel-suu). Bien que d'ampleur moins conséquente, la calotte était encore en place au cours du MIS 2, période au cours de laquelle les actuels glaciers de cirque s'étendaient dans les vallées dans le Tien Shan occidental (Barkrak) et le Pamir occidental (Kyzyl-suu). Des vallées actuellement dépourvues de glace semblaient englacées dans le Pamir (Pish). Les surfaces englacées semblent encore importantes à la fin de cette période (Barkrak, Kyzyl-suu, Arabel-suu, Vuzh). La transition vers l'Holocène semble caractérisée par un retrait marqué des glaciers. Néanmoins, certaines moraines indiquent une surface englacée plus importante – au milieu de l'Holocène dans le Tien Shan central et le Pamir Occidental (glacier n°354 et Kyzyl-suu) et à la fin de l'Holocène dans le Gissar-Alaï (Jak-Archa) – qu'au cours du PAG. Le PAG semble avoir entraîné une extension généralisée des glaciers en AC (dans la totalité des vallées échantillonnées). On remarque des dynamiques glaciaires différentes avec des amplitudes de réponse inégales des glaciers au cours de cette période. Le prochain chapitre propose une investigation de ces dynamiques (7.1) et une comparaison avec les données issues d'autres géochronologies glaciaires, et d'autres indicateurs paléoclimatiques (7.2)

Les LEG calculées à chaque stade montrent des variations importantes du climat, et des variations importantes au sein même de l'AC. Leurs variations seront également investiguées dans ce chapitre.

Chapitre 7 – Discussion. Synthèse des géochronologies glaciaires d'Asie centrale. Les influences climatiques en Asie centrale depuis le Dernier Maximum glaciaire

Avant de débuter la discussion des résutlats, il est important d'en rappeler les objectifs de recherche. Cette thèse vise à réaliser une géochronologie des extensions glaciaires AC depuis le DMG local. Alors que la majorité des recherches se concentrent sur les MIS 4 à 6 (Zech *et al.*, 2005b ; 2013 ; Abramowski *et al.*, 2006 ; Koppes *et al.*, 2008 ; Seong *et al.*, 2009 ; Rohringer *et al.*, 2012 ; Owen et Dortch, 2014 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2020), je me focalise ici sur les extensions plus récentes des MIS 3 à 1, de l'Holocène et du PAG. Cinq sites ont été retenus pour une étude à grande échelle (fig. 4). Ils sont répartis au sein des grands massifs de montagne et bassins versants d'AC. Une méthodologie rigoureuse a été appliquée pour la production de ces résultats suivant le raisonnement :

- Réalisation d'une cartographie géomorphologique détaillée des vallées glaciaires riches de formes glaciaires héritées.
- Échantillonnage d'arcs morainiques et de blocs erratiques dans ces vallées glaciaires.
- Datation des formes glaciaires (principalment des moraines) à l'aide des NCT *in situ* sur ^{10}Be et ^{36}Cl.
- Reconstruction des surfaces et volumes des glaciers pour chaque stade.
- Calcul des LEG associées suivant la méthode THAR avec le ratio 0,58 comme outil d'estimation des conditions climatiques passées.
- Calibration des résultats des recherches existantes pour une comparaison au sein de l'AC.
- Intégration des résultats dans un cadre continental pour contribuer à la compréhension des dynamiques climatiques.

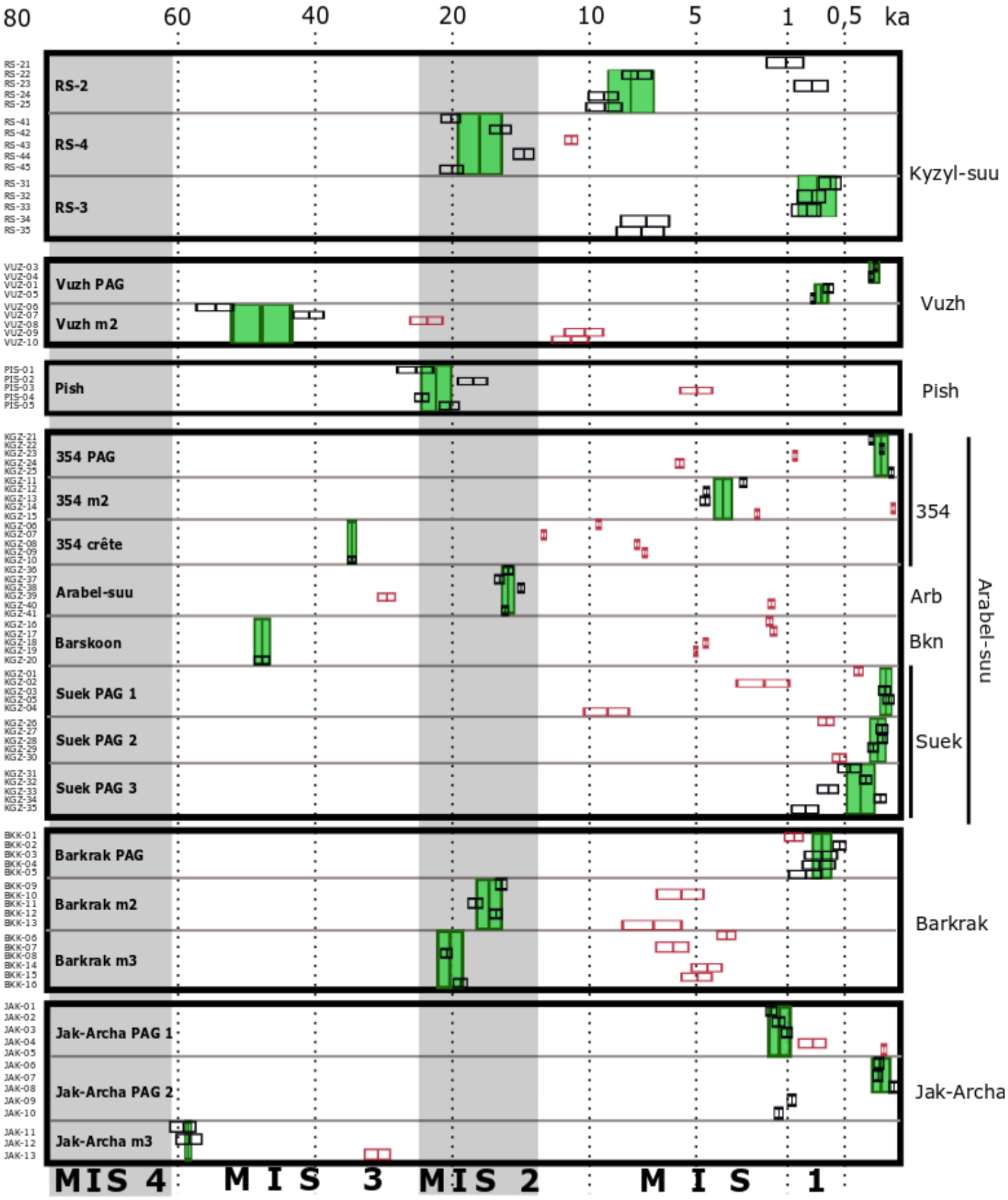


Fig. 7.1 : compilation des datations produites dans le cadre de cette thèse où Arb représente les échantillons prélevés sur Arabel-suu et Bkn à Barskoon ; en vert l'âge de la moraine de -1,5 écart-type à +1,5 écart-type ; Les échantillons retenus dans la distribution sont figurés en noir (n = 80) ; les valeurs aberrantes en rouge (n = 34), toutes comprenant les erreurs externes. Échelle temporelle non linéaire.

7.1 Synthèse des résultats

La figure 7.1 présente les résultats des moraines datées dans le cadre de cette thèse, groupés par site. Tous les échantillons de moraines sont représentés et associés à leur erreur externe. Les valeurs aberrantes sont représentées en rouge. Les âges de moraines ont été illustrés par les figurés verts. En lien avec les interprétations des résultats présentées dans les chapitres précédents, la datation de certaines moraines a parfois suggéré l'interprétation de deux phases de formation (sur la moraine m1 de Jak-Archa et entre les moraines RS-2 et RS-3 de Kyzyl-suu). Sur la figure 7.1, les échantillons datés aux NCT Be-10 ou Cl-36 ont été représentés par le même figuré. Les âges couvrent la période 60 à 0,1 ka. Les résultats mettent en évidence plusieurs dynamiques d'extensions glaciaires.

7.1.1 Des preuves d'extensions majeures des glaciers en Asie centrale au cours du Pléistocène supérieur et jusqu'à l'orée de l'Holocène

7.1.1.1 Extensions asynchrones des glaciers étudiés au cours du MIS 3

Les plus anciennes extensions sont identifiées au SO et au Sud de la zone d'étude par de larges moraines sur les sites de Jak-Archa (n=2) et Vuzh (n=3).

Dans le cas de Vuzh, la moraine a d'abord été interprétée comme du MIS 2 récent (Dryas récent) en accord avec les résultats de Stübner (*et al.*, 2024). Comme je l'ai souligné (6.2), il semble plus probable que le glacier Vuzh ait atteint la configuration d'un glacier de vallée confluant avec la Gunt au cours du MIS 3. La présence de blocs erratiques plurimétriques sur l'arrête Est) (fig. 7.2 A) permet d'appuyer cette hypothèse (Z21 et Z22 datés à 35-38 ka dans Stübner *et al.*, 2024).

L'âge d'exposition de m3 à Jak-Archa (270 km à l'O, représentée sur la fig. 7.2 B) suggère une extension légèrement antérieure : 59.66 ± 4.79 ka associée au début du MIS 3 (fig. 7.1).

Il est difficile d'établir une potentielle origine climatique commune menant à la formation de ces deux moraines, compte-tenu de leur distance et de leur période de formation. L'interprétation de la moraine de Vuzh (avec n = 1 où VUZ-06 := 56,7 ± 4,7 ka) permettrait de

soutenir cette hypothèse. Cependant, les autres datations produites par Stübner la remettent en question, soutenant un DMG du Pamir au cours du MIS 3 récent (Stübner *et al.*, 2024). Notons que ces deux moraines présentent une morphologie similaire. Elles forment un cordon latéral long de plusieurs kilomètres et dominent le fond de vallée de plus d'une centaine de mètres.

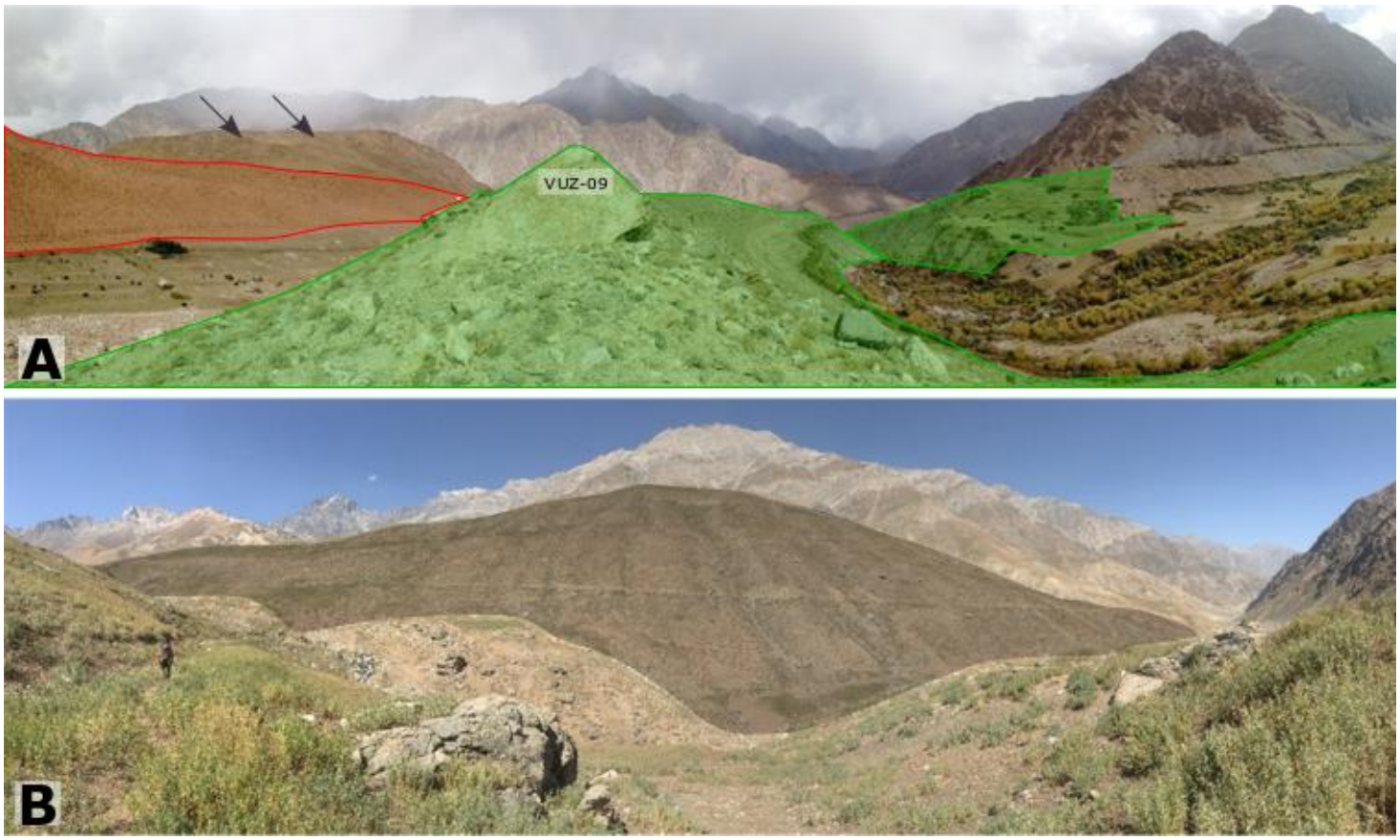


Fig. 7.2 A ; B : vue de la moraine de la vallée de Vuzh où ont été prélevés les échantillons VUZ-06 à 10.

Le gros bloc en place au centre de l'image correspond à VUZ-09. Les dépôts glaciaires sur la partie gauche (Est) sont mis en valeur (rouge), ils sont dominés par des trimelines sur l'éperon rocheux (flèches noires) ; G. Béra, 02/10/2021 ; orientation NNE, alt. 2900 m (A). La large moraine médiane du fond de vallée de Jak-Archa où ont été prélevés JAK-11 à 13 (assombrie). Une mine d'or avait été ouverte dans la vallée adjacente durant l'URSS ; la piste pour y accéder est visible à mi-pente et a pu dégrader la structure de la forme. 22/09/2021, orientation N, alt. 2620 m (B)

L'âge plus récent estimé sur la moraine aval de Vuzh peut être mis en perspective avec la large moraine aval de Jak-Archa. Le bloc JAK-13 (considéré comme abberrant, trop faible exposition) pourrait indiquer une réactivation de la moraine au cours du MIS-2. Néanmoins, la petite taille du bloc et la distance de la moraine au front des glaciers (10 km dans le cas de Jak-

Archa et 4 km dans le cas de Vuzh) rendent peu plausible leur synchronicité, ce qui renforce la piste d'une exhumation post-dépôt de JAK-13. La moraine aval de Jak-Archa réactivée comme moraine latérale aurait été formée *a priori* lors d'un englacement de la vallée glaciaire à l'Ouest et non par le glacier Jak-Archa (fig. 7.2). Cette hypothèse de réactivation de moraine médiane du MIS-3 lors du MIS-2 comme moraine latérale semble moins plausible dans le cas de Jak-Archa.

La datation de la vallée de Barskoon (Arabel-suu fig. 5.1 ; 7.1) confirmerait une extension des glaciers d'AC au cours du MIS 3. La datation de KGZ-20 est intermédiaire aux âges d'exposition calculés des moraines de Jak-Archa et Vuzh où n=1 ; avec KGZ-20 daté à 48,2 ± 3,8 ka. Sa trop faible valeur statistique (n=1) nous oblige néanmoins à des réserves.

7.1.1.2 Un MIS 2 marqué par des extensions généralisées des glaciers étudiés

Une extension majeure des glaciers a été identifiée au cours du MIS 2 sur presque tous les sites échantillonnés. Seul le site de Jak-Archa n'a pas permis l'identification de dépôts glaciaires associés à cette période. Cela peut être dû à l'encaissement de la vallée et à l'activité des processus de surface.

Les sites de Kyzyl-suu, Pish, et Barkrak ont enregistré une expansion des glaciers dans les vallées dès le début du MIS 2 (fig. 7.1). Autour de 20 ka de nombreux glaciers étudiés sont plus étendus que durant le PAG. Le glacier Barkrak semble être stabilisé en fond de vallée dès 20,8 ± 0,3 (0,7) ka (n=2) (4.1) de manière synchrone avec Pish situé 500 km au Sud (6.2) et avec Vuzh : 19,5 ± 3,9 ka (n=7), calculant l'âge moyen pondéré de la large moraine fronto-latérale et ôtant les valeurs aberrantes > 1,5 σ (6.2). L'interprétation d'une exhumation post-dépôt des blocs RS-42 à 44 de la moraine RS-4 de Kyzyl-suu indique une stabilisation du glacier également à cette période : 20,3 ± 1,1 ka (n=2) (6.1) (fig. 7.1).

La vallée de Barkrak est encore englacée au cours du Tardiglaciaire 17,6 ± 0,3 (0,4) ka (n=3) (4.1). Aucune autre extension des glaciers de l'Ouest du Tien Shan n'a été détectée parmi les vallées glaciaires étudiées sur la période du MIS 2. En revanche, Arabel-suu, puis Vuzh et Kyzyl-suu indiquent une extension des glaciers autour du Dryas récent (5.3 ; 6.2 ; 6.1). Arabel-suu et la vallée de Kyzyl-suu semblent englacés dès 15,9 ± 0,5 ka (n=4) et 15,2 ± 2,4 ka (n=4), alors que Vuzh l'est légèrement plus tard vers 13,5 ± 2,5 ka (n=6).

7.1.2 Des avancées asynchrones des glaciers au cours de l'Holocène

La géochronologie réalisée dans cette thèse montre trois séquences d'extension des glaciers au cours de l'Holocène (PAG exclu). Les trois séquences identifiées semblent asynchrones au sein de la zone d'étude, mais selon les interprétations du calcul d'âge des séquences glaciaires, des liens peuvent être mis en valeur.

La première dans le Pamir oriental est identifiée par la moraine latérale RS-2 du glacier Kyzyl-suu formée autour de 8,5 ka (n=5) (fig. 7.1). Cette extension est mineure par rapport à celle du MIS 2 sur le même site, bien que l'absence de moraine frontale ne nous permet pas de situer la limite altitudinale du paléoglacier avec précision. La datation de RS-31 et 32 dans la moraine frontale RS-3 (traités comme avec de l'héritage pour la séquence RS-3 ; *cf* 6.1) pourrait donner une période d'extension du glacier Kyzyl-suu jusqu'à 7,4 ± 0,5 ka (n=2). Cependant, ils ont été identifiés comme valeurs aberrantes dans la moraine RS-3 (> 1,5 σ). La datation de la moraine RS-2 signale une extension qui n'avait pas encore été identifiée dans ma zone d'étude. On peut trouver une unique complémentarité en AC en marge orientale du plateau du Pamir avec une moraine du Kongur Shan interprétée comme issue de cette événement (Seong *et al.*, 2009). Cette dynamique renforcerait la théorie d'un lien fort entre les fluctuations climatiques de l'hémisphère Nord induites par la circulation thermoaline Nord-Atlantique et le climat d'AC (Styllas *et al.*, 2018).

Correspondant à une néoglaciation Holocène (mise en valeur dans Solomina *et al.*, 2015 ; fig. 1.11), la moraine latérale du glacier n°354 indique un glacier plus étendu qu'actuellement il y a 4,4 ± 0,5 ka (n=3) (fig. 7.1). Il s'agit de la seule extension identifiée à cette période parmi les moraines datées dans cette étude. Blomdin (*et al.*, 2016) voient également une extension Holocène du glacier n°354, mais ils l'interprètent plus tardive (1,4 ± 1,3 ka ; n=5 dans Blomdin *et al.*, 2016). Le calcul des âges selon le protocole de cette thèse indique une moraine formée dès 5,8 ka (n = 1) en considérant une exhumation post-dépôt des blocs (n = 4). Les âges d'exposition calculés sur nos deux moraines (n=10) présentent une certaine dispersion (v_{max} = 5,8 ka et v_{min} = 0,1 ka). On peut formuler l'hypothèse d'une moraine latérale (datée dans cette étude) et d'une frontale (dans Blomdin *et al.*, 2016) l'une et l'autre actives à plusieurs reprises depuis 5 ka. Cette hypothèse du glacier n°354 plus étendu qu'actuellement durant la seconde moitié de l'Holocène pourrait montrer une synchronicité du comportement du glacier n°354 avec le glacier Jak-Archa où la moraine m2 en marge du cirque glaciaire est datée à 1,2 ± 0,1 ka (n=3) (fig. 7.1).

7.1.3 Une extension généralisée des glaciers au cours du Petit Âge Glaciaire en Asie centrale

Plusieurs extensions des glaciers au cours du PAG ont été retrouvées sur tous les sites échantillonnés. Cependant, les résultats ne permettent pas de distinguer de caractère uniforme de ces extensions à l'échelle de la région. On observe des évolutions des langues glaciaires au cours des 800 dernières années entraînant la formation de moraines en marge des cirques glaciaires jusqu'à l'orée du xx^{e} siècle.

Fig. 7.3 (gauche et droite) : les trois moraines PAG échantillonnées du glacier Suek occidental : m1 (bleu), m2 (rouge) et m3 (jaune) ; V. Rinterknecht, 6/10/2019, orientation SSE à NNO, alt. 4010 m

Une première phase d'extension au cours du PAG ancien est retrouvée dans les vallées des glaciers Barkrak (0,76 ± 0,1 ka où n=4) et Kyzyl-suu (0,7 ± 0,1 ka où n=3) (fig. 7.1). Ces deux glaciers présentent des preuves d'extensions postérieures. Sur Barkrak, cela se manifeste par les lobes successifs de la moraine / glacier rocheux. Sur Kyzyl-suu, on note la présence d'une moraine entre RS-2 et l'actuel front du glacier. Échantilonnée (RS-1), elle n'a pas été datée et ne permet pas d'apporter une valeur temporelle précise à cette seconde phase d'extension du glacier. La datation de la moraine PAG de Vuzh indique deux dynamiques ; l'une pourrait être synchrone avec ces deux derniers glaciers (0,79 ± 0,1 ka avec n=2) (fig. 7.1).

Aucune extension des glaciers n'est identifiée entre 0,7 et 0,4 ka. Le glacier Suek occidental dans le Tien Shan central permet une reconstruction précise des dynamiques de la seconde moitié du PAG (fig. 7.3). La datation de trois moraines en marge du front du glacier indique une extension majeure autour de la moraine m3 à 0,36 ± 0,13 ka (n=5). Des stabilisations postérieures sont identifiées à 0,23 ± 0,12 ka (n=3 ; moraine m2) puis 0,17 ± 0,01 ka (n=2 ; moraine m1) (fig. 7.3). L'avant-dernière stabilisation (m2) de Suek occidental est synchrone avec la formation de la moraine m1 du glacier n°354 à proximité : 0,24 ± 0,03 ka (n=3). On peut aussi souligner l'activité du glacier Vuzh à cette période (VUZ-01 et 05 à 0,27 ± 0,04 ka ; n=2). À l'opposé de la zone d'étude, 800 km à l'OSO, la dernière moraine de Suek semble avoir été formée en même temps que la moraine m1 du glacier Jak-Archa : 0,16 ± 0,04 ka (n=3).

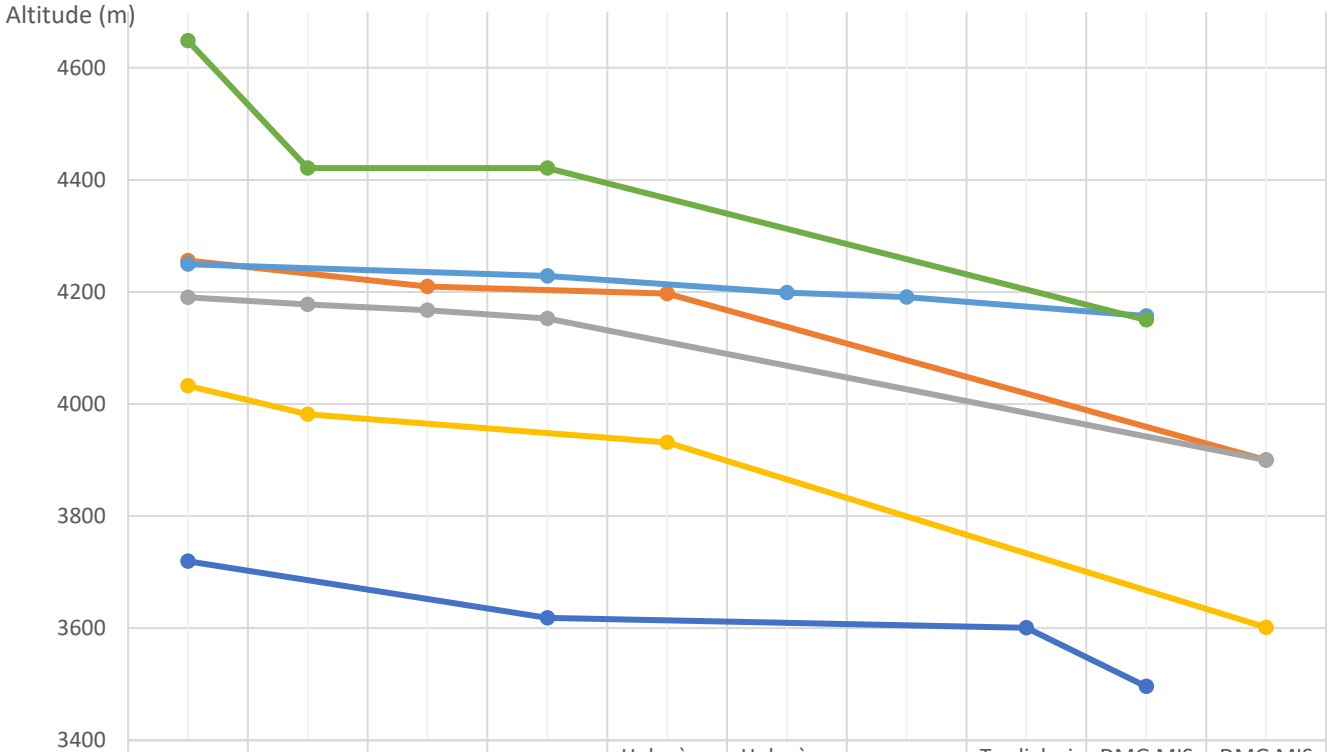
Fig. 7.3 (suite) : (gauche et droite) : les trois moraines PAG échantillonnées du glacier Suek occidental : m1 (bleu), m2 (rouge) et m3 (jaune) ; V. Rinterknecht, 6/10/2019, orientation SSE à NNO, alt. 4010 m

Les avancées PAG ont été bien contraintes dans le temps grâce aux échantillonnages réalisés. Cependant, la délimitation du PAG est remise en question par les avancées du Moyen Âge décrites plus tôt (7.1.2) sur les glaciers Jak-Archa et n°354 (selon les interprétations pour ce dernier).

On observe des amplitudes différentes dans la réactivité des surfaces englacées au PAG parmi les vallées glaciaires échantillonnées. Pour caractériser cela et apporter des ordres de grandeur de variations des températures, la LEG représente un outil majeur.

7.1.4 Les évolutions morphométriques des paléoglaciers datés : THAR LEG et volumes

Les résultats obtenus rendent possible une synthèse de l'évolution de la LEG depuis le Pléistocène récent (évolution temporelle) et en fonction des sites (évolution spatiale). Les THAR LEG sont calculées en fonction des altitudes maximales et minimales des glaciers avec un ratio THAR de 0,58 (Batbaatar *et al.*, 2020) (tab. 7.1). La THAR considérant les glaciers dans un état d'équilibre, elle peut être sous estimée pour la période actuelle. Excepté Kyzyl-suu, tous les glaciers étudiés sont des glaciers au BM < 0.



	Présent	PAG 1	PAG 2	PAG 3	Holocène 1	Holocène 2	Dryas	Tardiglaciaire	DMG MIS 2	DMG MIS 3
Barkrak	3719			3618				3601	3496	
Glacier n°354	4256		4209,8		4197					3900
Suek occidental	4190	4178	4167	4153						3900
Jak-Archa	4032	3982			3932					3602
Kyzyl-suu	4249			4228		4199	4191		4157	
Vuzh	4648	4421		4421					4150	

Tab. 7.1 : évolution de la THAR LEG (ratio 0,58) sur les glaciers étudiés en fonction des moraines datées

D'importantes disparités sont constatées parmi les sites échantillonnés sur la période « présent » du tableau 7.1. Une différence de près d'un kilomètre est observée entre Barkrak, extrémité NO de la zone d'étude et Vuzh, extrémité SE. L'un et l'autre sont distants de 500 km. Cette différence semble s'atténuer lors des extensions des surfaces englacées (800 m au cours du PAG, 700 m au cours du DMG). Les glaciers du Tien Shan occidental montrent des abaissements plus limités de la LEG au cours du DMG local du MIS 2 (100–200 m), alors que les Δ THAR LEG du Pamir semblent plus importantes, de l'ordre de 300 à 400 m. Notons l'absence de limite altitudinale minimale précise pour Kyzyl-suu au cours du DMG et l'imprécision dans le calcul de la THAR LEG qui en découle.

La figure 7.4 met en évidence deux types de gradients de température grâce à l'étude des cinq sites retenus. Le premier est montré par l'augmentation Nord-Sud de l'altitude de la LEG, visible sur les profils longitudinaux (transects représentés sur la figure 7.5). Cette variation spatiale est prononcée sur la période actuelle mais semble s'atténuer au cours des extensions majeures des glaciers. Cette interprétation doit prendre en compte le fait que les périodes DMG (et PAG, mais dans une moindre mesure) ne sont pas synchrones sur les transects. Ainsi , il est possible que Barkrak ait connu une extension synchrone avec Jak-Archa au cours du MIS 3 ou 4 qui ait été supérieure à celle du MIS 2. C'est aussi potentiellement le cas du glacier Kyzyl-suu et de Vuzh. L'absence de moraines frontales associées aux extensions MIS 3 ne permet pas d'identifier l'altitude minimale avec précision des paléoglaciers et par conséquent de calculer les THAR LEG associées.

Par ailleurs, la synthèse des LEG met en exergue l'importance du gradient altitudinal Ouest-Est sur les sites étudiés, visible sur les profils latitudinaux (fig. 7.4 ; transects représentés sur la figure 7.5). À l'inverse de ce qui est observé sur les transects longitudinaux, les différences d'altitudes des THAR LEG ne semblent pas diminuer avec les extensions des surfaces englacées. Seul le site de Kyzyl-suu semble peu réagir aux évolutions de la LEG au cours du temps.

En considérant que le gradient Nord-Sud d'élévation de la LEG est régi par le rayonnement solaire (et ainsi par les températures), le gradient Ouest-Est peut être issu du phénomène de continentalité. La conséquence serait la diminution des précipitations d'Ouest à Est. Néanmoins, il n'est pas possible d'assurer que la diminution de la valeur absolue de la lame d'eau précipitée soit à l'origine de ce gradient. Sa répartition sur l'année peut jouer un rôle important. Pour comprendre cela, il est nécessaire de prendre en compte toutes les

géochronologies glaciaires et études paléoclimatiques mobilisant d'autres indicateurs parues en AC, et de les insérer dans le système climatique global.

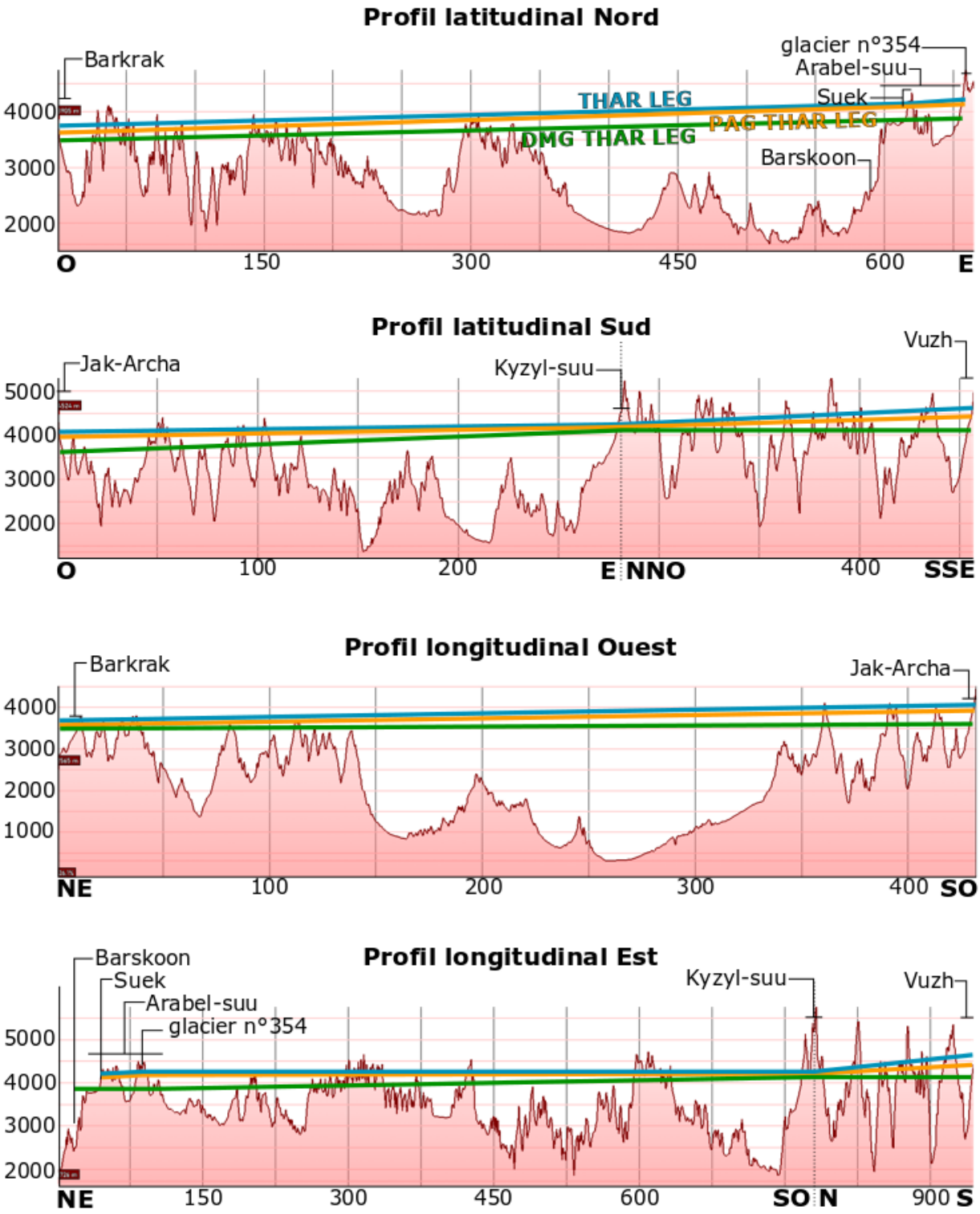


Fig. 7.4 : variation de la THAR LEG sur les sites étudiés sur la période présente (bleu), PAG (orange) et DMG (vert). Les transects sont représentés sur la figure 7.5 ; d'après Google Earth

7.2 Apports de nouvelles géochronologies glaciaires en Asie centrale

7.2.1 Comment discuter des évolutions des glaciers en Asie centrale ?

Les massifs montagneux d'AC se situent au cœur de grandes masses atmosphériques en interaction. Les Westerlies sont la principale source d'humidité par l'Ouest. Leur oscillation latitudinale est causée entre autres par les variations des courants océaniques Nord-Atlantique (Oscillation Nord-Atlantique - ONA). L'Anticyclone Dynamique Sibérien (ADS), source de froid sec en provenance du NE de la zone d'étude, est principalement ressenti en hiver en AC. Enfin, des incursions de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) peuvent être des sources de précipitations en fin d'été dans les marges méridionales de la zone d'étude.

Les emprises spatiales de ces masses atmosphériques ont varié au cours du temps. Les 20 000 glaciers de ma zone d'étude en subissent les influences dans des mesures différentes. Pour distinguer ces influences depuis le Pléistocène supérieur et observer des corrélations entre les sites étudiés, il apparaît pertinent de subdiviser la zone d'étude en sous-zones. La délimitation des sous-zones est définie en fonction de l'influence spatiale actuelle de ces masses, des hypothèses de leurs variations au cours du temps, des séries de données disponibles et en fonction de la quantité d'études parues (fig. 7.5). Les géochronologies réalisées dans cette thèse sont réparties dans tous les sous-ensembles définis.

J'ai choisi de définir une première zone qui subit une influence accrue des Westerlies depuis le Pléistocène supérieur : le secteur Ouest (fig. 7.5). L'hypothèse de travail établit une synchronicité potentielle des glaciers de ce secteur avec les glaciers plus à l'Ouest influencés par la même source d'humidité : les glaciers des Alpes, de la chaîne anatolienne et du Caucase. Les Westerlies oscillent annuellement et sur des cycles plus long en réaction à l'ONA. Il pourrait être possible d'observer dans ce secteur un gradient Nord-Sud de réactivité des glaciers aux phases positives et négatives de l'ONA. Les DMG sont survenus plus tôt en Europe méridionale et dans la chaîne anatolienne évoluant sous l'influence du climat Méditerranéen. Ils pourraient être synchrones avec ceux du Sud de ce secteur. De même, les événements de Heinrich survenus dans l'Atlantique Nord pourraient entraîner une réponse des glaciers de ce

secteur (Seierstad *et al.*, 2014). Ce secteur est élargi dans sa partie septentrionale compte-tenu de la faible quantité de données disponibles (fig. 7.5).

Une seconde sous-zone d'étude est définie en accord avec l'emprise observée de l'ADS : le secteur NE (fig. 7.5). Son influence aurait varié au cours du temps, l'hypothèse de travail serait d'observer la synchronicité des glaciers de cette zone avec ceux plus au Nord : dans le Tien Shan septentrional, le Sayan et l'Altaï (Gillespie *et al.*, 2008 ; Gribenski *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2018 ; 2020).

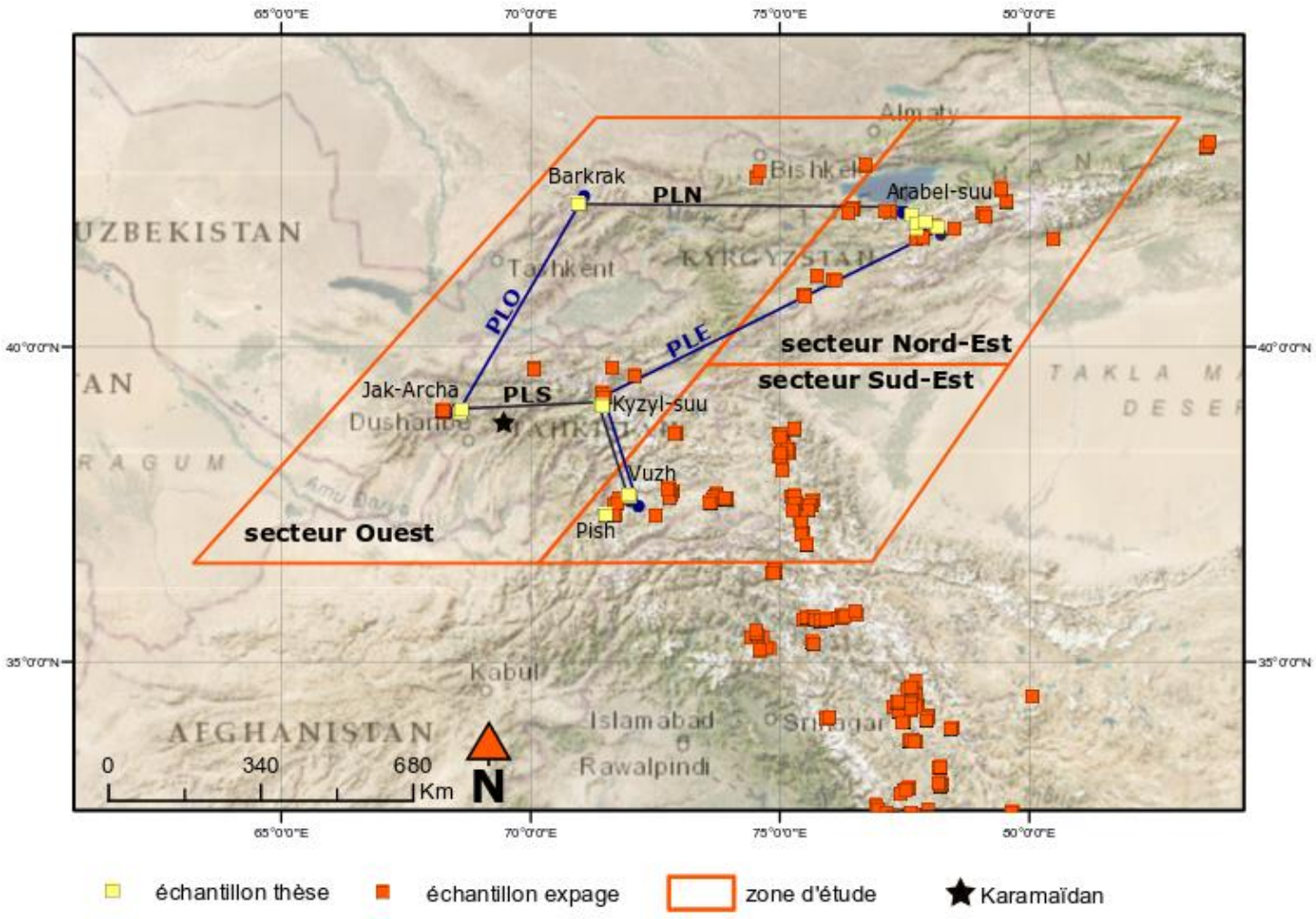


Fig. 7.5 : les trois secteurs définis pour la discussion des données de géochronologie glaciaire à une échelle intra-régionale.

Les points rouges représentent les données de la littérature scientifique ; les points jaunes les données présentées dans cette thèse. La falaise de loess de Karamaïdan est indiquée par une étoile (en noir). Les transects de la figure 7.4 sont représentés où PLN (Profil Latitudinal Nord), PLS (Profil Latitudinal Sud), PLO (Profil Longitudinal Ouest) et PLE (Profil Longitudinal Est).

Enfin, le secteur SE est délimité pour mettre en exergue des potentielles influences de la ZCIT par des épisodes de mousson estivale en provenance de l'Asie du Sud. Les résultats devraient être en accord avec certaines géochronologies réalisées dans les Himalayas, l'Indu Kush et le Karakoram, bien que des dynamiques synchones des glaciers au sein de ces massifs sont difficiles à interpréter (Seong *et al*., 2007 ; Owen *et al*., 2012). Ce secteur devrait observer une réaction des glaciers en adéquation avec El Nino en opposition de phases avec le secteur Ouest durant le Pléistocène supérieur et l'Holocène (Chen *et al*., 2008 ; Fan *et al*., 2023).

7.2.2 Les fluctuations des glaciers d'Asie centrale au cours du Pleistocène supérieur : un bon outil pour comprendre les mécanismes du climat ? (MIS 5 à MIS 2)

7.2.2.1 Secteur Ouest

Le Pléistocène récent est la période qui a concentré la majorité des recherches sur le climat en AC. Il correspond à la dernière grande période glaciaire. Le secteur Ouest de ma zone d'étude a fait l'objet de caractérisation et de datations absolues de formes glaciaires par Abramowski (*et al*., 2006), Zech (*et al*., 2012), Grin (*et al*., 2016), Batbaatar (2018 ; *et al*., 2018 ; 2020) et Saks (*et al*., 2024). Les travaux mettent en exergue deux principales extensions des glaciers depuis l'interglaciaire Éémien (fig. 7.6).

Abramowski (*et al*., 2006) et Zech (*et al*., 2012) observent une stabilisation des glaciers dans le sud du secteur, respectivement dans les massifs du Pamir-Alaï (vallée de Koksu) et du Gissar-Alaï (vallée de Gissar) au cours du MIS 4 (76-60 ka). La datation de la moyenne vallée de Jak-Archa confirme cette dynamique de vallées largement englacées au cours de cette période (60 ka). Pour ces exemples qui présentent des stabilisations des glaciers au cours du MIS 4, les fronts des glaciers atteignent 2500 m (Abramowski *et al*., 2006), 2900 m (Zech *et al*., 2012) et moins de 2650 m (moraine latérale, Jak-Archa). Ces résultats sont en adéquation avec les moraines observées mais non datées par Narama (2002) également dans cette partie du secteur (massif du Gissar-Alaï). Le glacier Raigorodskogo en question possède une série de moraines fronto-latérales aux alentours de 2700 m (Narama, 2002). Selon ces résultats, la vallée de Koksu plus continentale (Abramowski *et al*., 2006 ; au Nord de Kyzyl-suusur la figure 7.5), aurait connu une décrue glaciaire plus précoce que les vallées du massif de Gissar, plus marginales et directement exposées au Westerlies.

Les THAR LEG associées sont estimées d'Ouest en Est à 3700 m (vallée de Gissar), 3670 m (Jak-Archa), 3960 m (Raigoroskogo) et 3660 m (vallée de Koksu) (tab. 7.2). Le résultat du calcul de THAR LEG obtenu sur le glacier Raigorodskogo montre son altitude plus haute que le reste des glaciers étudiés, en adéquation avec l'altitude des moraines frontales. Cette extension pourrait être associée à une autre dynamique glaciaire, peut-être du MIS 2. Ces trois (à quatre, en considérant ou non le glacier Raigorodskogo) chronologies glaciaires mettent en valeur un DMG dans la partie Sud du secteur Ouest survenu au cours du MIS 4 (fig. 7.6).

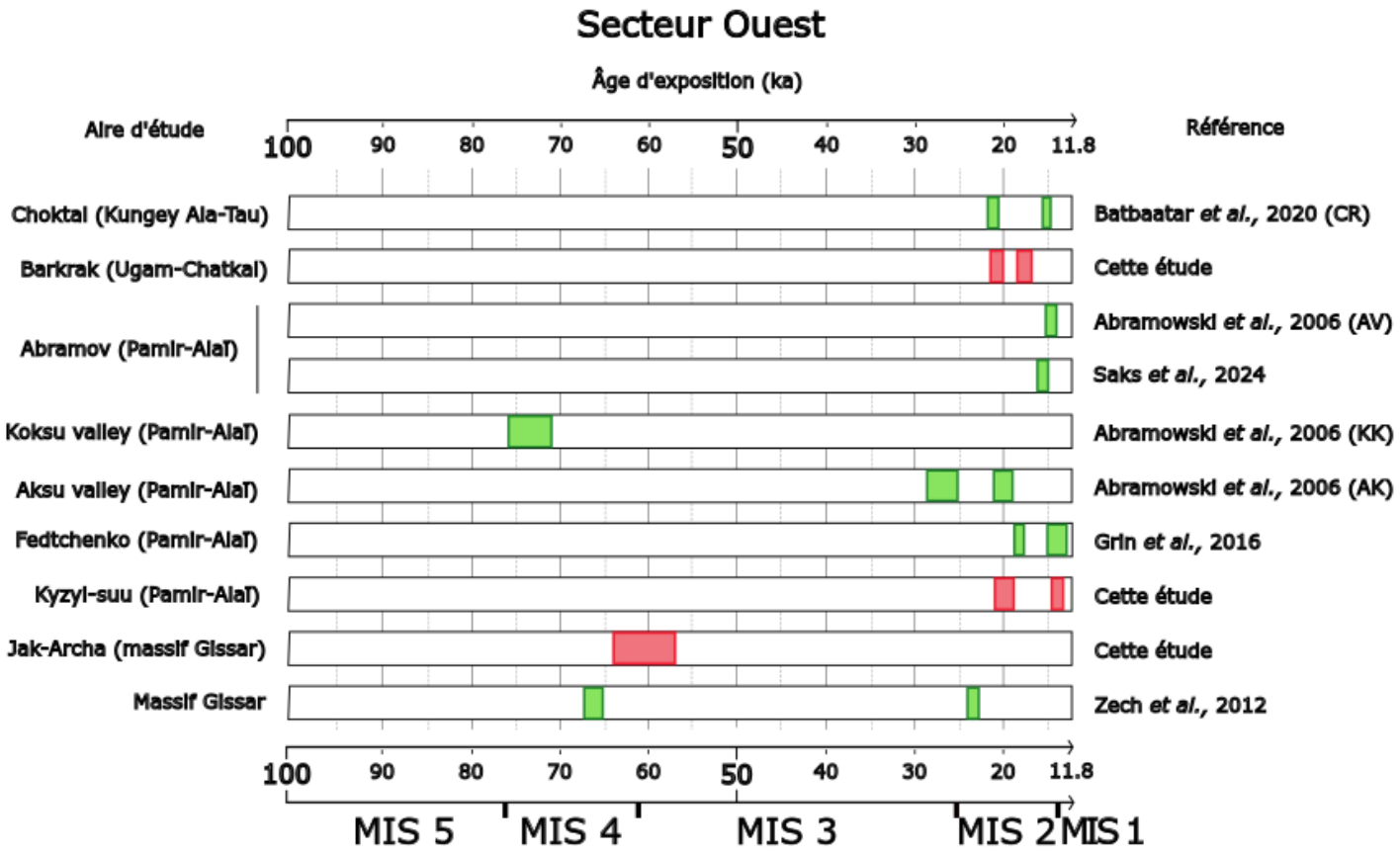


Fig. 7.6 : Résultats de géochronologies glaciaires réalisées sur les contreforts occidentaux des massifs montagneux d'Asie centrale (Tien Shan occidental et Gissar-Alaï) au cours du Pléistocène récent. En rouge, les données de cette étude.

Les âges d'exposition ont été recalculés et sont exprimés avec la calibration *Lm*, le taux dénudation est de 0 mm/an. Pas de correction pour érosion de la roche, couverture neigeuse ou végétale ou surrection tectonique. Les figurés verts et rouges représentent l'âge de formation des moraines. Les parties entre parenthèses dans les références indiquent le nom donné par les auteurs aux moraines échantillonnées lorsqu'elles font partie d'un plus grand ensemble dans l'étude initiale.

Aucune géochronologie sur la partie Nord du secteur Ouest n'a permis de montrer d'extension des glaciers sur cette période.

L'hypothèse d'une dynamique de décrue glaciaire généralisée sur ce secteur des massifs occidentaux d'AC à la fin du MIS 4 peut être appuyée dans cette partie de notre zone d'étude par deux événements géomorphologiques : dans le piémont tadjik, l'atténuation d'accumulation de dépôts éoliens retrouvés à Karamaïdan suggère un climat plus clément entre 60 et 30 ka qui a permis la formation de paléosols visibles sur la figure 7.7 (Aquino *et al.*, 2024 ; fig. 7.5 ; 7.7). À proximité, des stratigraphies similaires réalisées dans des accumulation de loess vont dans ce sens à Daraï Kalon et Chashmanigor (Frechen et Dodonov, 2002).

D'un autre ordre, il est connu que les changements brutaux du climat sont à l'origine de crises géomorphologiques (Mercier, 2008). Suite à cette décrue massive, les versants des montagnes auraient été déstabilisés entraînant possiblement un glissement de terrain majeur dans la partie kirghize du massif du Gissar (Sanhueza-Pino *et al.*, 2011). Une cicatrice d'arrachement datée à plus de 63 ka indique la non présence de glacier dans la vallée à 2 100 m et suggère le rôle antérieur actif de la cryosphère qui a pu être à l'origine de ce glissement de terrain (Sanhueza-Pino *et al.*, 2011). L'utilisation pour la démonstration de cette hypothèse de ce témoin géomorphologique met de côté la possible origine tectonique de cet événement.

Il semble que les glaciers se retirent des vallées au cours du MIS 3 sans que l'on sache jusqu'où. Toutes les géochronologies réalisées dans le secteur Ouest des massifs montagneux d'AC s'accordent à montrer une reprise de l'englacement des vallées glaciaires au cours du MIS 2 (où la géochronologie MIS 4 de la vallée de Koksu est continuée au MIS 2 par les moraines du glacier Abramov sur la figure 7.6). Seul Jak-Archa n'a pas permis l'identification d'une extension MIS 2 des glaciers dans ce secteur. Les résultats sont abondants pour montrer cette extension, que j'interprète ici comme le DMG local.

Dans le Tien Shan occidental (fig. 2.1), les seules datations de moraines indiquent deux stabilisations des glaciers aux alentours de 22-20 puis 15 ka dans la vallée de Choktal – massif de Zaalaïsky Ala-Tau (Batbaatar *et al.*, 2020 ; fig. 7.6). Les moraines de la moyenne vallée de Barkrak analysée dans cette étude confirment une stabilisation synchrone des glaciers dans cette partie du secteur (21-18 ka). Les fronts des paléo-glaciers de la vallée de Choktal ne sont pas précisémment identifiés (Batbaatar *et al.*, 2020 ; Chap 5). Je les estime à moins de 2 800 m. Les THAR LEG de ces sites sont estimées respectivement à 3 780 m (Choktal) et 3 500 m (Barkrak ; tab 7.2). Plus au Sud dans l'Ouest du Tadjikistan (massif du Gissar-Alaï), on retrouve cette phase d'extension des glaciers au cours du MIS 2. Zech (*et al.*, 2012) interprètent une

stabilisation des glaciers vers 23-21 ka. Abramowski l'observe non loin dans la vallée d'Aksu en deux temps sur une assez longue période : 28-18 ka (Abramowski *et al.*, 2006) (fig. 7.6). Pour ces deux cas, les fronts des glaciers sont identifiés à 3 000 m et 2 300 m pour des THAR LEG de respectivement 3 730 et 3 630 m.

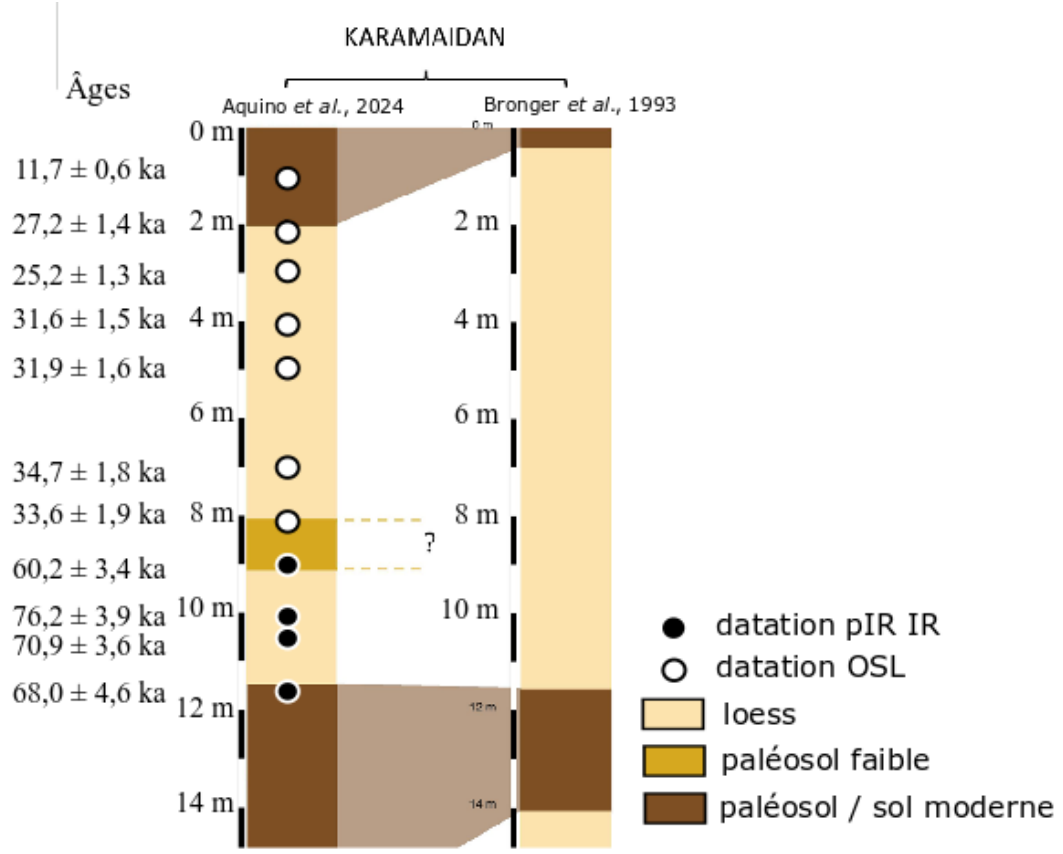


Fig. 7.7 : comparaison des profils stratigraphiques de Aquino *et al.*, 2024 et Bronger *et al.*, 1993 dans le piémont tadjik. pIR IR indique une datation post InfraRouge InfraRouge et OSL une datation par Luminscence Optiquement Stimulée. Dans Aquino *et al.*, 2024

Légèrement plus à l'Est mais toujours dans ce secteur, Batbaatar (*et al.*, 2020), Grin (*et al.*, 2016), Saks (*et al.*, 2024), Abramowski (*et al.*, 2006) et cette étude (glacier Kyzyl-suu) confirment cette extension des glaciers au cours du MIS 2. Les datations des moraines de la vallée d'Aksu qui indiquent deux dynamiques d'extension au cours du MIS 2 sont retrouvées dans plusieurs cas (fig. 7.6). On peut distinguer une première longue extension à l'orée du MIS 2 (28-19 ka), puis un seconde plus tardive et éphémère vers 16-13 ka. Les moraines frontales des glaciers sont cependant mal conservées pour cette période. Elle sont estimées

autour 3 200 m (glacier Kyzyl-suu), 3 100 m (glacier Abramov) (Saks *et al.*, 2024, Abramowski *et al.*, 2006), 2 800 m (vallée de Choktal) (Batbaatar *et al.*, 2020), à 1 850 m (glacier Vanjiar) (Grin *et al.*, 2016). En se basant sur ces limites altitudinales minimales des glaciers, les THAR LEG associées sont de respectivement 4 310 m, 3 940 m, 3 790 m et 4 370 m. La diversité des dimensions des glaciers peut être à l'origine des différences d'altitudes observées. Comparer la LEG du plus gros glacier intercontinental – Vanjiar / Fedtchenko d'alors environ 200 km de long avec le glacier Barkrak (< 10 km de long) est discutable. En revanche, l'estimation de la THAR LEG actuelle du glacier Vanjiar est utile à la comparaison avec les paléo-glaciers de dimensions similaires des précédents maxima glaciaires.

La THAR LEG moyenne des paléo-glaciers qui ont fait l'objet de géochronologies glaciaires et ont marqué des stabilisations au cours du MIS 4 et/ou MIS 2 est de 3 680 m (MIS 4 ; Δ THAR LEG de 460 m) puis 3 880 m (MIS 2 ; Δ THAR LEG de 260 m). La THAR LEG actuelle de cette même distribution est de 4 140 m.

Les travaux de modélisation paléoclimatique réalisées sur la période 21 ka – présent mettent en exergue deux périodes humides dans ce secteur au cours du MIS 2 (Zhang *et al.*, 2017 ; 2018). Elles auraient eu lieu au cours du DMG de la partie Nord du secteur Ouest vers 20 ka puis durant les événements de Bølling-Allerød (14,7 – 12,9 ka). Ces périodes humides en provenance de l'Ouest auraient alterné avec des périodes sèches survenues pendant l'événement de Heinrich 1 (16,8 – 15 ka) et au cours du Dryas récent (12,9 – 11,8 ka ; Zhang *et al.*, 2018). Ces modélisations nous permettent d'associer les extensions des glaciers du MIS 2 des massifs occidentaux d'AC avec une augmentation de l'humidité. Il n'existe en revanche pas de travaux similaires permettant de mettre en valeur les conditions climatiques en place durant le MIS 4 dans cette partie de l'AC.

Cette double phase d'extension des glaciers au cours des MIS 4 et 2 est retrouvée dans plusieurs massifs de montagne à l'Ouest. C'est le cas outre du secteur Ouest de cette thèse, du Massif Central (Lisiecki et Raymo, 2005 ; Define *et al.*, 2019 ; Ancrenaz *et al.*, 2020 ; 2022). Les Alpes (Lisiecki et Raymo, 2005 ; Coassart *et al.*, 2011 ; Gaar, Graf et Preusser, 2019 ; Roattino *et al.*, 2022), la chaîne anatolienne et le Caucause (Akçar et al., 2007 ; 2008 ; Reber *et al.*, 2014 ; 2022 ; Carrasco *et al.*, 2025) sont marqués par cette extension MIS 2 et par une extension des glaciers plus tardive que le MIS 4, autour du MIS 3. La seconde dynamique d'englacement du MIS 2 est marquée dans tous ces massifs. Notons que comme dans cette partie d'AC, les extensions des glaciers dans ces massifs semblent survenir surtout au cours du MIS 2, les traces de celles du MIS 4 étant plus rares.

7.2.2.2 Secteur Nord-Est

Le second secteur étudié se concentre sur le massif du Tien Shan central. Les reliefs semblent avoir été traversés par des dynamiques de stabilisation des glaciers asynchrones des MIS 5 à 2 (fig. 7.8).

On retrouve un englacement important au cours du MIS 4 comme dans le secteur Ouest (fig. 7.8). Dans le TerskeyAla-Tau des moraines sont formées dès la fin du MIS 5 (vallée d'Ala-Bash). Des moraines présumées MIS 4 ont été identifiées dans la partie Sud de ce secteur dans le massif d'At-Bashi et en marge du plateau d'Arabel-suu (Koppes *et al.*, 2008 ; Blomdin *et al.*, 2016). Ces extensions précoces des glaciers entraînent la formation de moraines frontales et de terrains composés de hummocks vers 3600 m dans le massif d'At-Bashi, correspondant à des glaciers de piémont (Zech *et al.*, 2012). Dans le Terskey Ala-Tau, le front des paléoglaciers est interprété autour de 2200 m (vallée d'Ala-Bash ; Koppes *et al.*, 2008) et 2450 m (Arabel-suu ; Blomdin *et al.*, 2016), correspondant à des Δ THAR LEG de 600 m (Ala-Bash), ~400 m sur Arabel-suu et > 300 m à At-Bashi (les cirques glaciaires sont à présent dépourvus de glace ; tab. 7.2).

Phénomène nouveau dans ce secteur par rapport au précédent : la formation de moraines en fond de vallée vers 40 ka – au cours du MIS 3 (fig. 7.8). Cette dynamique est identifiée dans plusieurs vallées mais demeure controversée. Chaque forme correspond à une séquence interprétée par un à deux échantillons datés seulement.

Sur la rive Sud du lac Issyk, Koppes (*et al.*, 2008) datent des blocs éparses dans la vallée de Gulbel (Kirghizistan). Une extension au cours du MIS 3 n'est pas discutée, le signal ne repose que sur la datation d'un bloc, nous obligeant à des réserves. Néanmoins, le signal semble confirmé par Batbaatar (*et al.*, 2020) qui retrouve des âges d'exposition similaires dans la même vallée (n = 2). La vallée de Barskoon datée dans cette étude est située à proximité de ces sites, légèrement à l'Est, également sur les versants Nord du Terskey Ala-Tau (Arabel-suu sur la figure 7.5). Les résultats se basent sur un faible nombre d'échantillons (n = 5, où l'interprétation est basée sur n = 1) dont le dépôt est légèrement antérieur (48 ka). La datation de la séquence comporte de la sorte une large incertitude (5.2.2). Une trentaine de kilomètres plus au Sud, sur le versant méridional du Terskey Ala-Tau une autre géochronologie glaciaire vient renforcer cette théorie d'une extension des glaciers au cours du MIS 3 dans le Tien Shan central (Blomdin *et al.*, 2016). La distribution est encore éparse et repose sur une faible distribution (n=3 où les datations des blocs de surfaces sont calculées à 29,6 ; 20,1 et 42,1 ka). Enfin, Koppes et son équipe ont retrouvé un signal de cette extension dans le massif d'At-Bashi, 150 km au SE, dans

la vallée de Terek-Suu (Koppes *et al.*, 2008). Les résultats sont aussi basés sur la datation d'un seul échantillon.

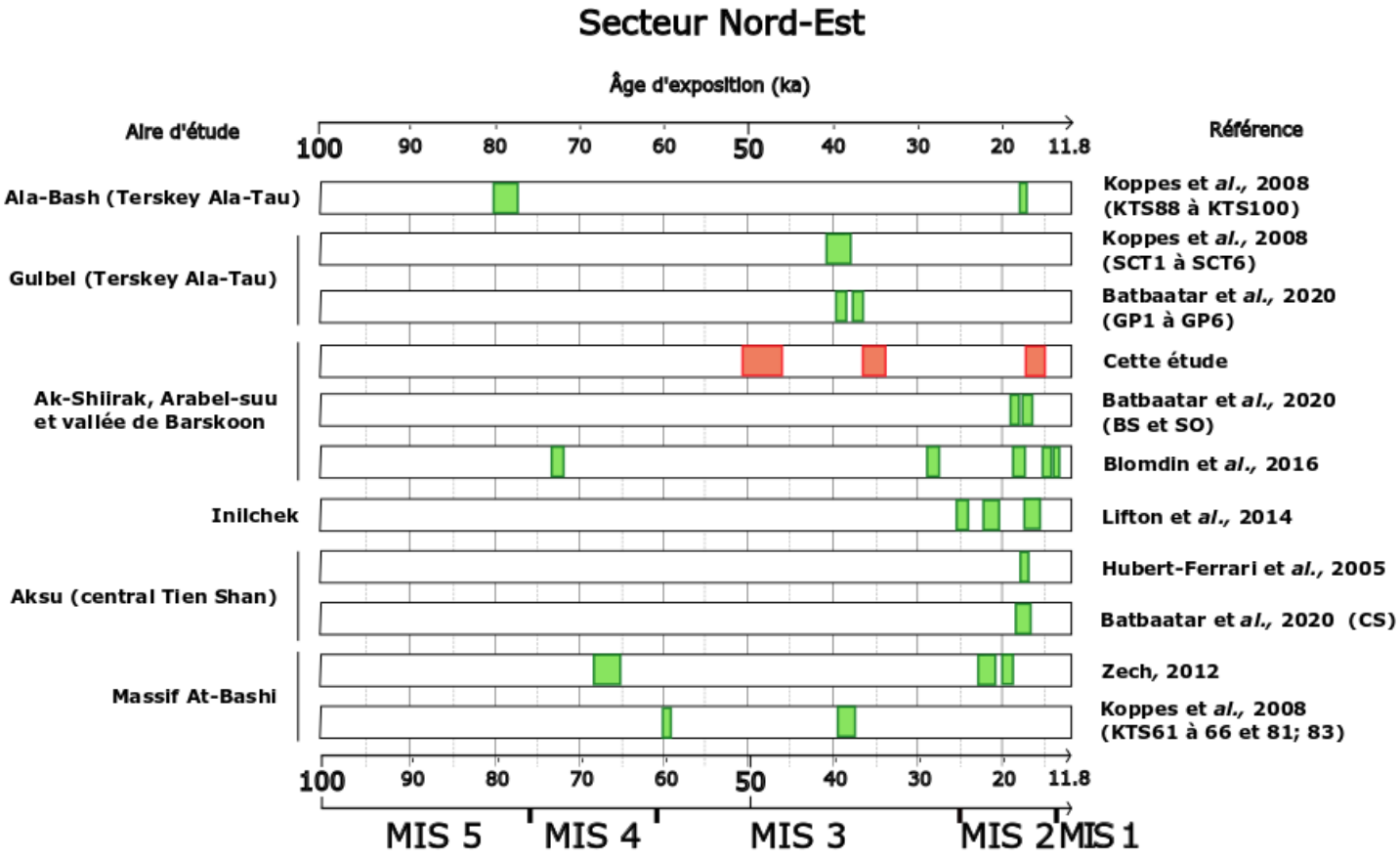


Fig. 7.8 : compilation des résultats de géochronologies glaciaires réalisées dans le Tien Shan central au cours du Pléistocène récent. En rouge, les données de cette étude.

Les âges d'exposition ont été recalculés et sont exprimés avec la calibration *Lm*, le taux dénudation est de 0 mm/an. Pas de correction pour érosion de la roche, couverture neigeuse ou végétale ou surrection tectonique. Les figurés en vert et en rouge représentent l'âge de formation des moraines ; elles sont présentées du Nord au Sud et d'Ouest en Est. Les parties entre parenthèses dans les références indiquent le nom donné par les auteurs aux moraines échantillonnées lorsqu'elles font partie d'un plus grand ensemble dans l'étude initiale.

Les extensions MIS 3 des glaciers du secteur NE n'ont pas permis l'identification de moraines terminales avec précision ; seules des moraines latérales ont été échantillonnées (Koppes *et al.*, 2008 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2020). La reconstruction des THAR LEG a nécessité une estimation au préalable de l'altitude des fronts des glaciers. Je les estime autour de 3 400 m dans le massif d'At-Bashi, 3 300 m sur les marges méridionales du plateau

d'Arabel-suu et 2 700 m dans le Terskey Ala-Tau (tab. 7.2). Cela équivaut à des Δ THAR LEG de 280 m dans le massif d'At-Bashi, 360 à 410 m dans le Terskey Ala-Tau selon les moraines de Batbaatar (*et al*., 2020) à Koppes (*et al*., 2008) et 210 à 460 m sur le plateau d'Arabel-suu selon la détermination des altitudes minimales et maximales de la calotte. Il semble important de modifier le choix du ratio THAR de 0,58 pour la détermination de la LEG d'une calotte (Nesje, 1992 ; Pellitero *et al*., 2015 ; Hoffman *et al*., 2022). Cependant, la modification du ratio ne permettrait pas la comparaison objective des THAR LEG entre les sites. Ces résultats sont légèrement inférieurs à ce qui est proposé par Narama (*et al*., 2007 ; autour de 600 m) dans le Terskey Ala-Tau sur les extensions MIS 4 à 3.

Après quatre études sur cinq sites qui identifient une extension des glaciers au cours du MIS 3, il n'est toujours pas possible d'affirmer une stabilisation généralisée des glaciers dans le centre du Tien Shan au cours de cette période. Les incertitudes élevées associées à chaque séquence reposant sur une faible quantité d'échantillons (n = 1 à 3) sont un exemple de l'importance de la constitution d'un échantillonnage basé sur au moins cinq blocs d'une forme glaciaire.

Des extensions des glaciers au cours du MIS 3 observées à plus petite échelle dans le Tien Shan oriental (Li *et al*., 2014) et dans les Himalayas (Owen *et al*., 2005 ; 2009 ; Schäfer *et al*., 2008) tendent à apporter de la plausibilité à cette théorie. L'augmentation du bilan radiatif au cours du MIS 3 (Berger et Loutre, 1991) a pu être à l'origine d'une intensification du phénomène de mousson menant à une augmentation des précipitations dans de nombreux secteurs dont les Himalayas et le Tien Shan (Owen *et al*., 2001 ; 2003). L'augmentation de l'humidité en AC semble apportée par la ZCIT plutôt que par les Westerlies compte-tenu de l'absence d'extension notable des glaciers dans le secteur Ouest durant le MIS 3. Selon Batbaatar (*et al*., 2018) les dynamiques des glaciers de cette partie de ma zone d'étude tendent à ne pas répondre aux cycles climatiques occidentaux régis par les Westerlies et l'ONA. Dans le même temps, le Sayan russe et l'Altaï mongol semblent avoir connu des extensions asynchrones au cours des MIS 5, 4 et 3 marqués par les événements de Heinrich (Swann *et al*., 2005 ; Arzhannikov *et al*., 2012 ; Batbaatar *et al*., 2018). Plus au Nord dans l'Altaï russe et en Sibérie, le MIS 3 semble marqué par des conditions climatiques plus clémentes (Bolikhovskaya et Shunkov, 2014 ; Lasberg, Kalm et Kihno, 2014, Strand *et al*., 2022). Une étude propose ré-évaluation de datations de séquences glaciaires du MIS 3 au MIS 2 dans l'Altaï chinois également influencé par les Westerlies (Gribenski *et al*., 2017). Ces travaux indiquent que les conditions climatiques à l'origine des extensions MIS 3 des glaciers dans le secteur NE de ma zone d'étude ne semblent pas provenir des Westerlies ou de l'ADS, les deux systèmes climatiques en place de nos jours

(Gebhardt *et al.*, 2017). Les deux principales hypothèses de ces extensions sont une intensification de la mousson (Narama *et al.*, 2009 ; Cheng *et al.*, 2012) et une variation de la saisonnalité des précipitations (Cheng *et al.*, 2012). Les études des glaciations de la période MIS 3 sont sporadiques et non consensuelles dans cette partie de l'AC. Elles rappellent que les géochronologies glaciaires sont encore à un stade pionnier sur cette partie du globe et qu'il est hasardeux d'en tirer des certitudes.

Dans ce secteur comme dans le précédent, un englacement majeur des vallées est observé tout du long du MIS 2 (fig. 7.8). Des extensions maximales sont atteintes dès 28 ka (Blomdin *et al.*, 2016). La majorité des séquences datées montrent une stabilisation des glaciers légèrement plus tardive entre 23 et 13 ka (Koppes *et al.*, 2008 ; Zech, 2012 ; Lifton *et al.*, 2014a ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2020 ; fig. 7.8). Le forage de la calotte Grigoriev en marge du plateau d'Arabel-suu confirme cette dynamique. L'équipe qui a analysé des sols à la base de la calotte identifie une période plus chaude qu'à l'actuel avant le Dryas ancien (20 à 15 ka) (Fujita *et al.*, 2011 ; 2021 ; Takeuchi *et al.*, 2014). Le climat moyen en AC a été plus froid depuis cette période, la présence de glace en continu sur la calotte depuis 12,5 ka l'attestant (Takeuchi *et al.*, 2014 ; Fujita *et al.*, 2021). Actuellement vulnérable au réchauffement climatique d'origine anthropique, la calotte Grigoriev laisse penser que la majorité des glaciers actuels se sont formés au cours de cette période et n'ont pas disparu depuis (Bondarev *et al.*, 1997 ; Takeuchi *et al.*, 2014 ; Van Tricht *et al.*, 2022). Cette analyse stratigraphique met en valeur que l'englacement généralisé au cours du MIS 2 s'est produit en deux phases proposées ici en 28-20 ka (Narama *et al.*, 2007 ; Blomdin *et al.*, 2016) puis 15-11 ka (Takeuchi *et al.*, 2014 ; Blomdin *et al.*, 2016). La datation des blocs erratiques sur le plateau Arabel-suu de cette thèse confirme la recrudescence des glaciers au cours du Dryas récent. Un signal équivalent est interprété plus au Sud dans le massif d'At-Bashi par Zech (2012). Ces deux stades sont d'ampleurs équivalentes. Une Δ THAR LEG de 110 m (Ala-Bash ; Koppes *et al.*, 2008), ~200 m (Inilchek – estimation approximative de l'altitude minimale du paleoglacier ; Lifton *et al.*, 2014a), ~450 m (Aksu ; Batbaatar *et al.*, 2020) et > 250 m (At-Bashi ; Zech, 2012) est mesurée pour la phase 1, et une Δ THAR LEG de 250 m (Arabel-suu), ~200 m (Inilchek), ~450 m (Aksu ; Hubert-Ferrari *et al.*, 2005 ; Batbaatar *et al.*, 2020) est reconstruite pour la seconde phase (tab. 7.2). Ces variations des LEG sont largement inférieures à celles qui ont été estimées à la fin du xx$_{e}$ siècle où une Δ LEG de 1200 m était proposée (Grosswald, Kuhle et Fastook, 1994 ; Bondarev, Gobedzhishvili et Solomina, 1997 ; Kuhle, 1997). Il semble qu'une telle variation de la LEG n'ait pas été atteinte au cours de la dernière période glaciaire, mais plutôt au cours du Riss (Koppes *et al.*, 2008 ; Batbaatar *et al.*, 2020).

Les extensions des surfaces englacées du secteur NE au cours du MIS 2 sont en accord avec celles observées dans le secteur Ouest. Les causes de cet englacement sont discutées pour l'AC (Abramowski *et al*., 2006 ; Zech, 2012 ; Cheng *et al*., 2012). Des dynamiques similaires sont retrouvées sur toute l'Eurasie (Ehlers, Gibbard et Hughes, 2011 ; Svendsen *et al*., 2018, Palacios *et al*., 2021), des massifs à l'Ouest (Alpes, Anatolie, Caucase ; Lisiecki et Raymo, 2005 ; Rasmussen *et al*., 2014 ; Styllas *et al*., 2018), au Nord, bien que plus réduits qu'au cours des MIS 7 à 3 (Sayan, Altaï, Verkhkoyansk, littoral sibérien ; Svendsen *et al*., 2004 ; Arzhannikov *et al*., 2012 ; Gribenski *et al*., 2016 ; 2017 ; Rinterknecht *et al*., 2018 ; Khandsuren *et al*., 2019 ; 2022 ; Batbaatar *et al*., 2020 ; Astrakhov, 2024) et au Sud (Karakoram, Himalaya ; Seong *et al*., 2007 ; Schäfer *et al*., 2008 ; Dortch, Owen et Caffee, 2013 ; Owen et Dortch, 2014). Cela ne permet pas de distinguer l'origine des flux climatiques à l'origine de cet englacement.

L'étude des bio-indicateurs apporte d'autres sources. Zhou (*et al*., 2022) observent au cours du MIS 2 un refroidissement et une aridification du climat au Sud de l'AC. Les causes de cet événement sont amenées comme une atténuation de la mousson et une intensification de l'ADS. La large calotte fennoscandienne en place à l'Ouest a pu réduire l'advection d'air humide par les Westerlies (Zech, 2012 ; Zhou *et al*., 2022). Les extensions des glaciers au cours du MIS 2 en AC semblent liées à une diminution importante des températures. Ce phénomène est d'autant plus important qu'il semble lié à une diminution des précipitations (Zhang *et al*., 2017 ; 2018). La diminution de l'insolation estivale est un potentiel forçage à l'extension des glaciers au cours de cette période (Berger et Loutre, 1991 ; Zech, 2012 ; Zhang *et al*., 2017 ; 2018). Issu du processus de précession terrestre, ce phénomène de cyclicité de ~21 ka pourrait avoir joué un rôle majeur dans les extensions des glaciers en AC du MIS 4 et 3 décrites plus haut (Zech, 2012).

7.2.2.3 Secteur Sud-Est

Le dernier secteur étudié regroupe les vallées glaciaires de l'Alaï et du Pamir. J'y intègre la partie septentrionale de la cordillère du Kunlun chinois car de nombreuses datations y ont été réalisées. Elles permettent d'approfondir les résultats (Abramowski *et al.*, 2006 ; Owen *et al.*, 2012 ; Xu, Hu et Qiao, 2013 ; Hedrick *et al.*, 2017). Ce secteur peut être différencié en deux unités topographiques : le Pamir occidental aux pentes fortes et une seconde du plateau du Pamir au Kunlun, plus haut et plus aride. La première zone est composée de trois unités similaires (Bartang, Gunt et Wakhan/Pamir) : des vallées encaissées orientées Est-Ouest dont l'englacement majeur à total (DMG local) semble établi au cours des MIS 5, 4 mais aussi possiblement au cours du MIS 3 (Kuhle, 1997 ; Abramowski *et al.*, 2006 ; Stübner *et al.*, 2021 ; 2024). Dans la seconde zone, la topographie plus plane et les conditions climatiques arides à désertiques sont propices à une conservation des dépôts glaciaires anciens (Zeng *et al.*, 2021). Ils correspondent aux extensions les plus anciennes identifiées en AC (vallée de Tachkourgan, avec des traces de glaciations du Pléistocène inférieur et moyen). Le climat désertique de ce secteur est marqué par une forte continentalité accentuée par les barrières orographiques des secteurs Ouest (Tien Shan occidental) et Nord-Est (Tien Shan central) mais aussi par les massifs au Sud (Karakoram, Indu-Kush, Himalaya et Tibet). Les datations réalisées dans ce secteur indiquent une forte disparité des comportements des glaciers dont les extensions sont asynchrones depuis l'Éémien (Owen et Dortch, 2014 ; Seong et al., 2009 ; fig. 7.9).

Les conditions climatiques se sont avérées favorables à des stabilisations en aval des glaciers actuels dès le début du Pléistocène récent (MIS 5) dans tout le secteur. Des blocs issus de moraines latérales sont datés à 4 100 m dans le Pamir central (haute vallée de la Bartang-Tanymas et Takhtakoroum) (Abramowski *et al.*, 2006) et 4 400 m dans le Pamir oriental (vallée de la Waqia) (Hedrick *et al.*, 2017). L'absence de moraine frontale ne permet pas d'estimer l'altitude minimale des paléoglaciers associés ou de calculer la paléo-LEG (Abramowski *et al.*, 2006). Des traces de glaciations associées aux MIS 4 à 5 sont retrouvées aussi plus au Sud dans le Pamir central (moyenne vallée de la Bartang et haute vallée de la Gunt) (Zech *et al.*, 2005a ; b ; Stübner *et al.*, 2021 ; 2024). Dans la vallée de la Bartang, l'interprétation des résultats est compliquée par les dynamiques géomorphologiques catastrophiques (Fort, 1992 ; Risley, Walder et Denlinger, 2006 ; Stübner *et al.*, 2021 ; Rosi *et al.*, 2023) ; il est difficile d'y retrouver des moraines et d'estimer les LEG correspondantes. Dans la haute vallée de la Gunt (lac Yachil), les moraines frontales datées sont en partie submergées par le lac Yachil (Zech *et al.*, 2005a). J'estime leur altitude à 3 700 m. La THAR LEG associée est de 4 600 m (4 970 m

actuellement). Les travaux de reconstruction des LEG avaient d'abord estimé une Δ LEG de 800-1200 m (Kuhle, 1997). Elle a été revue à la baisse avec une Δ THAR LEG de ~380 m (dans le Sud du Pamir ; Abramowski *et al.*, 2006). Mes reconstructions géomorphologiques semblent indiquer une Δ THAR LEG équivalente pour cette période, autour de 400 m (tab. 7.2).

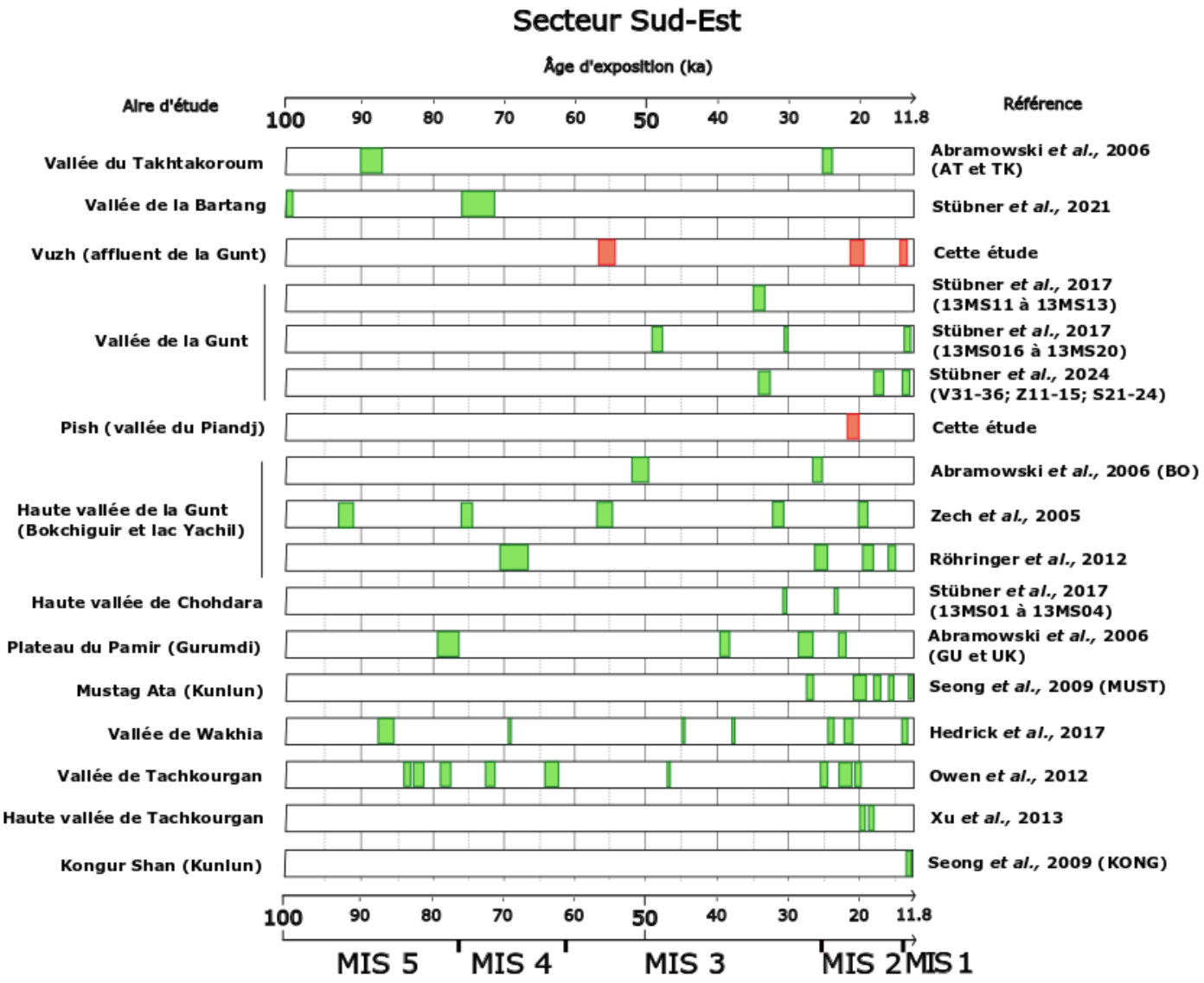


Fig. 7.9 : compilation des résultats de géochronologies glaciaires réalisées dans les massifs de l'Alaï, du Pamir et du Kunlun au cours du Pléistocène récent. En rouge, les données de cette étude.

Les âges d'exposition ont été recalculés et sont exprimés avec la calibration *Lm*, le taux dénudation est de 0 mm/an, pas de correction pour érosion de la roche, couverture neigeuse ou végétale ou surrection tectonique. Les figurés verts et rouges représentent l'âge de formation des moraines. Les parties entre parenthèses dans les références indiquent le nom donné par les auteurs aux moraines échantillonnées lorsqu'elles font partie d'un plus grand ensemble dans l'étude initiale.

La vallée de Tachkourgan dans le Pamir oriental a fait l'objet d'une géochronologie approfondie (n = 73). Elle consitue un référentiel local des glaciations anciennes d'AC (Owen *et al.*, 2012 ; Xu, Hu et Qiao, 2013 ; Hedrick *et al.*, 2017). Des moraines frontales du MIS 4 à 5 y sont localisées entre 3 600 et 3 650 m dans la vallée principale et plusieurs vallons adjacents (Kuzigun et Jialonqiete du Nord au Sud dans Owen *et al.*, 2012). Les THAR LEG associées à cette extension sont respectivement de 4 780 ; 4 740 et 4 770 m (Δ LEG de 390 ; 430 et 520 m). Les deuxième et troisième valeurs sont contraintes par les bonnes reconstructions des géométries des paléoglaciers auxquelles elles sont associées. Les résultats des estimations de paléo-LEG indiquent un fort gradient d'élévation Ouest-Est des THAR LEG dans ce secteur.

La datation de la vallée de Vuzh de cette étude vient renforcer les disparités observées des dynamiques d'extension des glaciers dans ce secteur. Abramowski (*et al.*, 2006), Owen (*et al.*, 2012), Stübner (*et al.*, 2017 ; 2021 ; 2024) et Hedrick (*et al.*, 2017) identifient – après les extensions des glaciers au cours du MIS 5 et 4 – des extensions au cours du MIS 3. Aucune synchronicité ne peut être retenue au sein de cette période (fig. 7.9). Les moraines associées au MIS 3 sont localisées entre 2 500 et 4 150 m (< 2 700 m (Vuzh), < 2 600 m (Chohdara), < 2 500 m (Gunt), ~3 700 m (lac Yachil), ~4 150 m (Alichur), 3 950 m (Tachkourgan), < 3 800 m (Waqia)). Peu de moraines frontales sont identifiées et permettent de calculer la LEG par la méthode THAR (Zech *et al.*, 2005a ; b ; Abramowski *et al.*, 2006). Lorsque les fronts des paléoglaciers sont identifiables, les THAR LEG sont estimées à 4 630 m (lac Yachil), ~4 850 m (Alichur) et 4 900 m (Tachkourgan). La moraine frontale d'Alichur interprétée héritée de la glaciation antérieure (Abramowski *et al.*, 2006) s'intègre au gradient d'élévation Ouest-Est de la THAR LEG. Il pourrait s'agir d'une glaciation d'ampleur équivalente.

Le MIS 2 est marqué par une extension généralisée des glaciers dans le secteur (fig. 7.9). Cette extension que l'on retrouve partout dans ma zone d'étude est caractérisée ici par une formation de moraines frontales bien plus en amont que lors des glaciations des MIS 5 à 3. Ce n'est guère le cas dans les autres secteurs étudiés où les moraines frontales sont plus proches. Cependant, dans le Pamir occidental, peu de dépôts sont identifiés au MIS 2. Cela peut être attribué en partie à cause de l'activité des processus de versants et de l'encaissement des vallées (Fort, 1992; Stübner *et al.*, 2017 ; 2021 ; 2024). Stübner et son équipe retrouvent des traces d'une extension des glaciers au cours du MIS 2 sans pour autant parvenir à identifier de moraine frontale (excepté à Vuzh) (Stübner *et al.*, 2024). Les datations de la moraine fronto-latérale de Vuzh et des dépôts glaciaires de Pish produits ici témoignent de l'activité glaciaire au cours de cette période et confirment les résultats de Stübner (*et al.*, 2024).

		PRESENT			PAG			Holocène			
	GLACIER	ALT MAX	ALT MIN	LEG THAR 0.58	ALT MAX	ALT MIN	LEG THAR 0.58	ALT MIN	ALT MAX	LEG THAR 0.58	ALT MAX
Secteur Ouest	**Barkrak**	**3900**	**3470**	**3719**	**3950**	**3160**	**3618**	**4000**	**3050**	**3601**	
	Choktal (Batbaatar et al., 2020)	4450	3880	4211							
	Jakarcha	**4150**	**3870**	**4032**	**4150**	**3750**	**3982**				
					4150	**3630**	**3932**				
	Raigorodskogo glacier (Narama, 2002)	4800	2900	4002							
	Gissar valley (Zech et al. 2013)	4200	4050	4137							
	Koksu (Abramowski et al., 2006)	x	x	x							
	Abramov (Saks et al., 2024)	4400	3600	4064							
	Aksu (Abramowski et al., 2006)	4400	3600	4064							
	kyzylsuu	**4850**	**3420**	**4249**	**4850**	**3370**	**4228**	**4850**	**3300**	**4199**	**4850**
	Fechenko (Grin et al., 2016)	6100	2900	4756							
Secteur Nord-Est	Gulbel (Batbaatar et al., 2020)	4300	3750	4069							
	Kungey Ala-Tau (Batbaatar et al., 2020)	4450	3810	4181	4450	3590	4089				
	Gulbel (Koppes et al., 2008)	4300	3750	4069							
	At-Bashi (Koppes et al., 2008)	4200	4060	4141							
	At-Bashi (Zech et al., 2012)	x	x	x							
	At-Bashi (Zech, 2012)	x	x	x							
	Ala-bash (Koppes et al., 2008)	3850	3750	3808							
	Inilchek (Lifton et al., 2014a)	4700	3350	4133							
		5300	2910	4296							
	Aksu (Peak Pobeda) (Hubert Ferrari et al., 2005	5500	3000	4450							
	Aksu (Batbaatar et al., 2020)	5200	2800	4192							
	Ala-Archa (Koppes et al., 2008)	4300	3450	3943	4350	3000	3783				
	Suek	**4350**	**3970**	**4190**	**4350**	**3880**	**4153**				
					4350	**3915**	**4167**				
					4350	**3940**	**4178**				
	n°354	**4550**	**3850**	**4256**	**4550**	**3740**	**4210**	**4550**	**3710**	**4197**	
	n°354 (Blomdin et al., 2016)	4550	3850	4256	4550	3715	4199.3	4550	3700	4193	
	Barskoon (Batbaatar et al., 2020)	4200	4000	4116	4200	3800	4032				
	arabel-suu (Grigoriev ice cap)	4500	4200	4374							
Secteur Sud-Est	Tachkourgan (Jalonqiete) (Owen et al., 2012)	5500	5000	5290							
	Tachkourgan (Kuzigun) (Owen et al., 2012)	5400	4850	5169							
	Tachkourgan (Owen et al., 2012)	5450	4780	5169							
	Tachkourgan (Waqia) (Hedrick et al., 2017)	5500 (530	4900	5248 (5132)				5300	4530	4977	
	Tachkourgan (Xu et al., 2013)	5450	4780	5169							
	Bartang (Stubner et al., 2021)	6000	3900	5118							
	Yashilkul (Zech et al., 2005)	5200	4650	4969							
	Yashilkul (Röhringer et al., 2012)	5200	4650	4969							
	Vuzh	**4900**	**4300**	**4648**	**4900**	**3760**	**4421**				
	Gurumdi (Abramowski et al., 2006)	5350	5000	5203							
	Yashilkul (Bogchiggir) (Abramowski et al., 2006)	5200	4650	4969							
	Tanymas/haute Bartang (AT) (Abramowski et al	5200	4850	5053							
	Pish	**x**	**x**	**x**							
	Chohdara (Stübner et al., 2017)	5400	4200	4896							
	Kongur Shan (Seong et al., 2009)	6500	4200	5534				6600	3950	5487	6500
		6500	4250	5555							
	Muztag Ata (Seong et al., 2009)	6600	4200	5592				6600	4000	5508	6600
		6800	4200	5708							

Tab. 7.2 (suite page suivante) : Altitudes minimales, maximales et THAR LEG des glaciers et paléoglaciers où ont été réalisées des géochronologies en Asie centrale

Dans le Pamir central, à l'endroit où des moraines latérales à mi-pente étaient datées à 4 100 m indiquant un englacement total MIS 5 de la vallée de Takhtakoroum, des moraines frontales sont retrouvées en fond de vallée de 3 800 à 3 850 m (haute vallée de la Bartang-Tanymas, Abramowski *et al.*, 2006). Dans la partie orientale du secteur SE, toutes les études identifient une extension des glaciers au cours du MIS 2. Des moraines frontales sont localisées à 3 800 m (Tanymas – 1), 2 700 m (Vuzh – 2), 2 150 m (Pish – 3), 3 880 et 3 750 m (lac Yachil – 4 et 5), ~3 500 m (Chohdara – 6), 4 200 m (Gurumdi – 7), ~3 350 m (Kongur Shan – 8), ~3 750 m (Wakhia et Tachkourgan-Jialonqiete – 9 et 10), 3 450 m (Tachkourgan-Kuzigun – 11) et ~4 200 m (Tachkourgan – 12).

Holocène 2		MIS 2			MIS 3			MIS 4/5			Pléistocène moyen		
ALT MIN	LEG THAR 0.58	ALT MAX	ALT MIN	LEG THAR 0.58	ALT MAX	ALT MIN	LEG THAR 0.58	ALT MAX	ALT MIN	LEG THAR 0.58	ALT MAX	ALT MIN	LEG THAR 0.58
		4000	**2800**	**3496**									
		4500	2800	3786									
								4450	**2430**	**3602**			
		4900	2650	3955				4900	2650	3955			
		4250	3000	3725				4300	2900	3712			
								4500	2500	3660			
		4550	3100	3941									
		4550	3100	3941									
3280	**4191**	**4850**	**3200**	**4157**									
		6200	1850	4373									
					4400	2750	3707						
					4400	2620	3652						
					4200	3400	3864						
								4250	3600	3977			
		4250	3750	4040									
		3850	3500	3703				3900	2200	3186	3900	2000	3102
		4700	2900	3944									
		5300	2400	4082									
		5500	1700	3904									
		5200	1870	3801									
		4500	3600	4122	**4950**	**2450**	**3900**	**4950**	**2450**	**3900**			
		5600	3750	4823				5600	3620	4768			
		5750	3450	4784				5750	3350	4742			
					5600	3950	4907	5600	3650	4781			
		5600	3750	4823									
		5450	4200	4925									
								6500	2500	4820			
		5250	3750	4620				5250	3700	4599			
		5250	3880	4675									
		5200	**2750**	4171	**5200**	**2700**	**4150**						
		5350	4200	4867	5350	4150	4846						
					5300	3700	4628						
		5250	3800	4641									
		4150	**2150**	**3310**									
		5450	3500	4631									
3450	5219	6500	3350	5177									
3850	5445	6600	3500	5298									

Tab. 7.2 (suite de la page précédente) : Altitudes minimales, maximales et THAR LEG des glaciers et paléoglaciers où ont été réalisées des géochronologies en Asie centrale

Les THAR LEG correspondantes sont estimées à 4 640 m (1), 4 150 m (2), 3 310 m (3), 4 670 m (4), 4 620 m (5), 4 630 m (6), 4 870 m (7), 5 180 m (8), 4 820 m (9 ; 10), 4 780 m (11), 4 920 m (12). Elles impliquent une migration vers l'aval de la THAR LEG de 410 m (1), 500 m (2), >1000 m (3), 300 m (4), 350 m (5), 270 m (6), 330 m (7), 350 m (8), 430 m (9), 470 m (10), 390 m (11), 250 m (12) par rapport à la période actuelle (tab. 7.2 ; $\overline{x}$ (Δ THAR LEG) = 420 m). La valeur obtenue dans la vallée de Pish (3) ne nous permet pas de valider l'hypothèse des dépôts identifiés comme déposés par un glacier. La distribution compacte obtenue par la datation des blocs suggère leur origine commune. Il pourrait s'agir du remaniement d'une

moraine antérieure au cours d'une crise géomorphologique intense liée à la décrue glaciaire généralisée de la fin du MIS 2.

Les vallées glaciaires dans la partie orientale dans ce secteur sont marquées par deux dynamiques d'extension au cours du MIS 2. Cette dynamique est similaire à celle observée dans le secteur NE. La première nommée Kuzigun (Owen *et al*., 2012) semble corrélée au DMG alpin (27-19 ka). Elle est marquée dans le Sud du Pamir occidental (Zech *et al*., 2005a ; b ; Abramowski *et al*., 2006 ; Röhringer *et al*., 2012) et dans le Pamir oriental (Seong *et al*., 2009 ; Owen *et al*., 2012 ; Xu, Hu et Qiao, 2013 ; Hedrick *et al*., 2017). La seconde, plus discrète, est légèrement postérieure au Tardiglaciaire européen (15-11 ka) (Seong *et al*., 2009 ; Owen *et al*., 2012 ; Hedrick *et al*., 2017). Elle est nommée Handgi dans l'Est de ma zone d'étude (Owen *et al*., 2012). Cette dynamique est observée en particulier en marge du Pamir oriental et dans la cordillère du Kunlun (Seong *et al*., 2009 ; Owen *et al*., 2012 ; Hedrick *et al*., 2017). Les systèmes climatiques en place qui ont entraîné les extensions des glaciers d'AC au cours du MIS 2 (*cf* 7.2.2.2) semblent aussi affecter ce secteur, bien que dans une mesure plus réduite. À la différence des secteurs Ouest et Nord-Est, la formation de moraines continue lors de la transition avec le MIS 1 et au début de l'Holocène (fig. 7.9 ; Komatsu et Tsukamoto, 2015 ; Kumar *et al*., 2020). Les nombreuses recherches de Owen l'expliquent par une augmentation des précipitations dont l'origine est attribuée à une intensification de la mousson estivale (Owen *et al*., 1996 ; 2001 ; 2008 ; 2012 ; Owen, Bailey et Rhodes, 1997 ; Owen, Derbyshire et Fort, 1998; Richards *et al*., 2000 ; Dortch, Owen et Caffee, 2013 ; Owen et Dortch, 2014 ; Saha *et al*., 2016 ; Orr *et al*., 2017). Cette théorie est appuyée par les études multi-indicateurs issues des cavernes et lacs d'AC et du Sud (Chen *et al*., 2008 ; Cheng *et al*., 2012 ; Cai *et al*., 2015 ; Wu *et al*., 2020).

7.2.3 L'Holocène en Asie centrale : événements climatiques brusques et variations des glaciers (11,8-2 ka)

Peu de géochronologies glaciaires ont montré une extension des glaciers au cours de l'Holocène (PAG excepté). Une distinction par secteur comme proposé pour les périodes du Pléistocène récent et du PAG ne semble pas pertinente (fig. 7.10). D'autres études paléoclimatiques, plus nombreuses sur la période Holocène ont mobilisé différents indicateurs du climat (varves et terrasses lacustres, dendrochronologie…) en AC. Les résultats – non restreints aux phases d'extension de glaciers – sont plus concluants. Ils sont en revanche non calibrés entre eux, ni mis en contexte, mais seront discutés ici à titre contextuel (fig. 7.11).

Bien que rares, des datations de moraines signalent des conditions climatiques favorables à des extensions mineures des glaciers dans le Tien Shan central et le Pamir oriental au cours de l'Holocène (Narama, 2002 ; Seong *et al.*, 2009 ; Owen *et al.*, 2012 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Hedrick *et al.*, 2017). On ne peut pas identifier de phénomène synchrone : une première est observée au début de la période (Greenlandien et Northgrippien) et une seconde à la fin (Meghalayen) mais l'ensemble de la période a pu être marqué par des avancées ponctuelles et mineures des glaciers (fig. 7.10).

Les glaciations Holocène les plus anciennes sont observées dans la partie orientale de la zone d'étude. Hedrick (*et al.*, 2017) observent une stabilisation des glaciers au début de l'Holocène. Ils proposent une évolution sychrone des glaciers de la Waqia et du Tachkourgan avec le Tibet et l'Himalaya (Hedrick *et al.*, 2011 ; 2017 ; Dortch, Owen et Caffe, 2013 ; Saha *et al.*, 2018 ; 2019). La présence de plusieurs stades de moraines en amont de celle datée à l'Holocène inférieur est soulignée dans la Waqia (Hedrick *et al.*, 2017). Bien que certaines ont pu être déposées au cours du PAG, il est possible que d'autres avancées ont eu lieu au cours de l'Holocène et qu'elle soient potentiellement synchrones avec les glaciers du Muztag Ata et Kongur Shan à proximité (fig. 7.10). La formation des moraines du Muztag Ata et du Kongur Shan au cours du MIS 1 a été définie comme la période glaciaire Olimde dans Seong *et al.*, 2009. Elles indiquent plusieurs phases d'extensions de plus en plus mineures des glaciers au cours de l'Holocène sur ce massif. Le climat local est marqué par des variations récurrentes et brutales entraînant des extensions des glaciers autour de 11 ; 8,7 ; 6,7 ; 4,3 ; 2 et 1 ka (fig. 7.10 ; 7.12). On retrouve la stabilisation de 8,7 ka sur le glacier Kyzyl-suu dans le Pamir occidental

(à 8,5 ka). En revanche, l'extension de Kyzyl-suu de 7,3 ka est en opposition de phase avec les glaciers datés jusqu'à présent dans la zone d'étude.

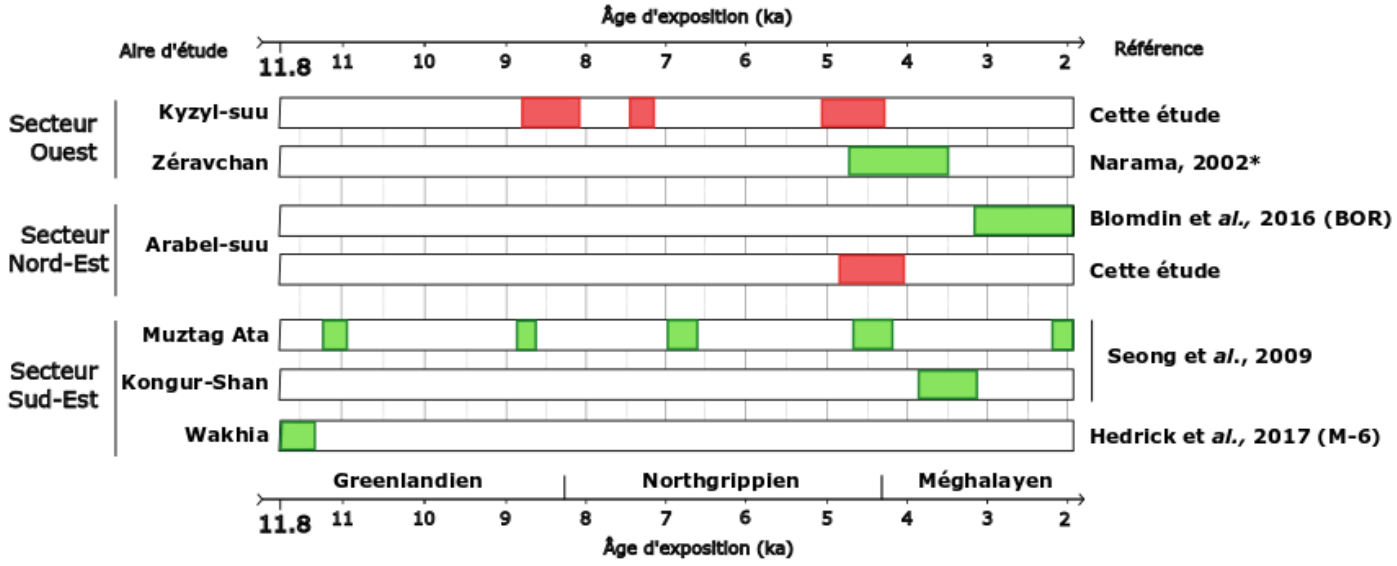


Fig. 7.10 : compilation des résultats de géochronologies glaciaires réalisées en Asie centrale sur la période Holocène (sans le Petit Âge Glaciaire). En rouge les données de cette étude.

Les âges d'exposition ont été recalculés et sont exprimés avec la calibration *Lm* avec un taux dénudation de 0 mm/an, sans correction pour érosion de la roche, couverture neigeuse ou végétale ou surrection tectonique (excepté le glacier Raigorodskogo dans les monts Zéravchan daté à l'aide de ^{14}C pour lequel la calibration diffère, voir Narama, 2002 pour plus de détails). Les figurés verts et rouges représentent l'âge de formation des moraines.

Des extensions des glaciers sont observées après un intervalle interglaciaire (6,5-4,5 ka ; fig. 7.10). Les conditions climatiques plus clémentes lors de cet interglaciaire ont pu renforcer des processus de décompression postglaciaire des versants probablement à l'origine de la formation du glacier rocheux en marge de Kyzyl-suu (RS-7 daté à 4,6 ka ; *cf* 6.1). La reprise des extensions des glaciers dans plusieurs vallées d'AC est observée dans les trois secteurs étudiés à la fin du Northgrippien et durant le Méghalayen correspondant à la période du Néoglacial. Un refroidissement du climat avant 3,5 ka est interprété par les datations relatives et absolues réalisées en marge du glacier Raigorodskogo (Narama, 2002). À l'Est, Blomdin (*et al.*, 2016) soulignent des résultats disparates mais concluent tout de même à une possible avancée du glacier n°354 au cours du Méghalayen. Je retrouve cette avancée par l'échantillonnage d'une autre moraine sur ce même glacier (fig. 7.10). Au Sud-Est, des

moraines sont formées dans les vallées glaciaires du Muztag Ata et du Kongur Shan (Seong *et al.*, 2009).

Les moraines frontales Holocène sont identifiées à ~4 530 m (Waqia) ; 3 450 et 3 950 m (Kongur Shan moraines M3F ~8,4 ka et M5H/M6H ~4 ka)) ; 3 850 ; 4 000 et 4 400 m (Muztag Ata moraines M5A/M6A ~6,7 ka et M7A ~2 ka) ; 3 715 et 3 750 m (glacier n°354 -1 (moraine BOR) et 2 (KGZ) ; 3 350 et 3 320 m (Kyzyl-suu 1 ; 2) et 2 630 m (Raigorodskogo). Les THAR LEG calculées correspondent à une variation de 160 m (Waqia) ; 320 et 70 m (Kongur Shan 1 ; 2) ; 150 et 100 m (Muztag Ata 1 ; 2) ; 55 et 40 m (glacier n°354-1 ; 2) ; 30 et 40 m (Kyzyl-suu 1 ; 2) et 110 m (Raigorodskogo) par rapport à la période actuelle ($\overline{x}$ (Δ THAR LEG) = 110 m). Les variations les plus importantes sont observées dans le Pamir oriental.

Les géochronologies glaciaires Holocène sont peu nombreuses en AC. Elles ne permettent de distinguer aucune phase d'extension généralisée des glaciers. Néanmoins, la présence sporadique de moraines montre que le climat est marqué par des variations locales ayant pu entraîner des extensions de glaciers.

Les études paléoenvironnementales multi-indicateurs sont plus pertinentes pour l'étude du climat sur cette période. Elles peuvent apporter des données sur la saisonnalité des phénomènes météorologiques, incluent les épisodes interglaciaires et couvrent les espaces de piémont et de plaine (Huang *et al.*, 2014 ; Aichner *et al.*, 2019 ; Kalanke *et al.*, 2019 ; 2020 ; Fan *et al.*, 2023).

Les varves des lacs Issyk, Son kul (~100 km au SO du lac Issyk) et Chatyr kol (~120 km au S) mettent en exergue plusieurs de ces phases humides au cours de l'Holocène et une tendance générale d'aridification de la région (fig. 7.11 ; Huang *et al.*, 2014 ; Lauterbach *et al.*, 2014 ; Schwarz *et al*, 2017 ; Kalanke *et al.*, 2020 ; Leroy *et al.*, 2020 ; 2021). Les nombreuses études paléoenvironnementales qui ont été réalisées sur Son Kul mettent en exergue le lien qu'entretient le climat local avec l'ONA et les flux d'Ouest (fig. 7.11).

L'étude comparée des lacs Son kul et Chatyr kol montre une plus grande dépendance du lac Son Kul aux Westerlies par rapport à Chatyr kol. L'insolation hivernale semble régir les dynamiques hydrologiques locales de ce dernier (Kalanke *et al.*, 2019 ; 2020). Efficace au début de l'Holocène, cette insolation s'atténue progressivement (Berger et Loutre, 1991). Ce paramètre semble un forçage majeur de l'expension progressive des glaciers isolés des Westerlies en AC (Lan *et al.*, 2020 ; 2021). On peut l'attribuer au phénomène de Néoglaciation Holocène menant à la formation des moraines sur le glacier n°354 datées par Blomdin (*et al.*, 2016) et dans cette étude ou aux datations sur le glacier Raigorodskogo (Narama, 2002).

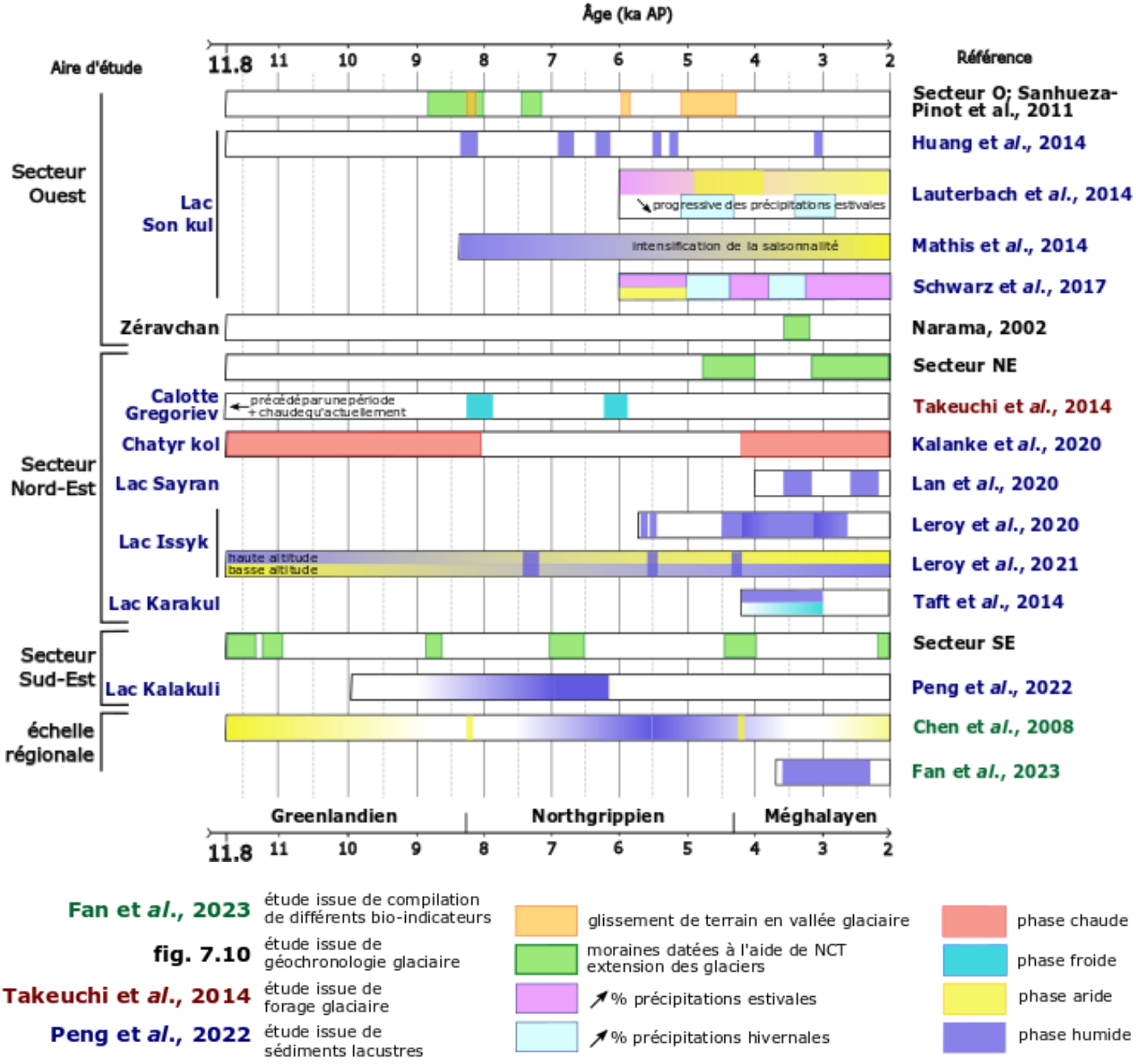


Fig. 7.11 : comparaison multi-indicateurs des variables paléoclimatiques interprétées en Asie centrale sur la période Holocène. Les géochronologies glaciaires sont issues de la figure 7.10 ; les données de Sanhueza-Pinot *et al.*, 2011 ont été ajoutées

Une aridité persistante depuis le Dryas récent marque le climat du début de l'Holocène en AC (fig. 7.11 ; Kalanke *et al.*, 2020). Elle correspond à une phase négative de l'ONA et une migration des Westerlies vers le S (Becker *et al.*, 2020 ; Lan *et al.*, 2020). Elle est couplée à une augmentation de l'insolation estivale (Berger et Loutre, 1991). Cette aridification est à

l'origine du retrait massif des glaciers au début de l'Holocène observé en AC (Bondarev *et al.*, 1997 ; Abramowski *et al.*, 2006 ; Takeuchi *et al.*, 2014). Au même moment, les territoires sous influence de la ZCIT connaissent un épisode humide à l'origine de la formation de moraines des glaciers du Pamir oriental (Chen *et al.*, 2008 ; Owen et Dortch, 2014 ; Hedrick *et al.*, 2017). À l'inverse, une phase positive de l'ONA entraîne une intensification des précipitations hivernales et un climat plus humide (Lauterbach *et al.*, 2014 ; Schwarz *et al.*, 2017). Cette comparaison est possible uniquement sur la période récente au cours de laquelle il a été possible d'étudier l'ONA (Becker *et al.*, 2020).

À petite échelle, elles montrent que l'AC est marquée par une relation d'opposition de phases entre les Westerlies et la ZCIT/ADS au cours de l'Holocène régie par l'ONA (Fan *et al.*, 2023). En phase positive, l'ONA est responsable d'une part plus importante des précipitations estivales et d'une aridité en AC. En phase négative l'influence des flux d'Ouest se manifeste sur les précipitations hivernales ; la lame d'eau devient proportionnellement plus importante sur la période hivernale (fig. 7.11) (Lauterbach *et al.*, 2014). Ce comportement serait inverse à ce qui est observé en Europe de l'Ouest (Becker *et al.*, 2020).

La diversité des résultats obtenus par les études multi-indicateurs souligne la grande importance des effets de site sur le comportement des glaciers d'AC. Les dynamiques climatiques Holocène en AC sont mieux comprises grâce à la multiplicité des indicateurs, les incertitudes plus faibles apportées sur les âges, une meilleure connaissance du paléoclimat global et la diversité géographique des sites étudiés. Ils nous permettent de montrer les liens importants qui existent entre les courants océaniques Nord-Atlantique et les précipitations sur les barrières orographiques Nord et Ouest d'AC (Chen *et al.*, 2008). Les dynamiques glaciaires au Sud-Est de ma zone d'étude semblent régies par les changements de saisonnalité des précipitations (et de l'insolation dans une moindre mesure) issus des cycles de Milankovitch (Bisht et al., 2017 ; Aichner *et al.*, 2019). La perturbation de la saisonnalité des précipitations est responsable du changement de dynamique glaciaire observée actuellement dans ce secteur (Hornsey *et al.*, 2022 ; Bernat *et al.*, 2025).

7.2.4 Un Petit Âge glaciaire marqué sur les marges des massifs d'Asie centrale

Les recherches sur l'extension des glaciers au cours du PAG sont moins nombreuses que l'étude des glaciations du Pléistocène mais plus conséquentes que celles sur la période Holocène. Les résultats de cette thèse confirment une avancée des glaciers au cours du PAG. Ils confirment aussi que ces dynamiques se sont produites à l'échelle de toute la région et ont suivi plusieurs dynamiques (fig. 7.12).

Une avancée généralisée des glaciers est observée sur la période 800-150 a dans toute la région. Trois dynamiques semblent apparaître : une première extension marque le début du PAG proposée ici comme 800-600 a – légèrement avant le PAG européen. Ces réultats sont mis en valeur par les datations réalisées dans l'Ugam-Chatkal (Barkrak), le Pamir occidental (Kyzyl-suu) et le Terskey-Ala-Tau (Arabel-suu) bien que disparates. Pour cette extension, les moraines frontales bien conservées sont retrouvées à 3 150 (Barkrak) ; 3 370 (Kyzyl-suu) et 3 700 m (Arabel-suu), impliquant une variation des THAR LEG de 80 (Barkrak) ; 25 (Kyzyl-suu) et 70 m (Arabel-suu) par rapport à la période actuelle.

Une seconde extension apparaît au milieu du PAG (500-350 a). Elle est identifiée dans tous les secteurs (fig. 7.12). Batbaatar, Blomdin, Koppes et Narama identifient cette stabilisation des glaciers dans le Terskey Ala-Tau (sur le glacier n°354) et au niveau du col de Barskoon), dans la vallée d'Ala-Archa (Tien Shan occidental) et sur les vallées glaciaires orientées Nord de la chaîne du Zéravchan. Cette dynamique apparaît sur ces quatre sites mais repose sur l'échantillonnage de peu de blocs (où respectivement n=3 ; n=5 et n=2 ; Koppes *et al.*, 2008 ; Blomdin *et al.*, 2016 ; Batbaatar *et al.*, 2020). La datation des moraines du glacier Raigorodksogo est réalisée par radiocarbonne et contrainte par lichénométrie ; elle n'a pas été recalibrée (Narama, 2002). Le calcul de l'âge d'exposition des moraines des glaciers Suek (n = 5) et Vuzh (n = 5) de cette thèse semblent valider une extension des glaciers au milieu du PAG (fig. 7.12). La moraine de Suek est datée autour de 420 a et celle de Vuzh autour de 500 a. Cependant, la datation de la moraine PAG de Vuzh présente une distribution des âges groupée autour de deux centres (où n = 2 pour les deux stades, et VUZ-02 et considéré comme valeur aberrante). Une hypothèse est formulée où chaque centre correspond à un stade glaciaire (fig. 7.12). Ainsi, la moraine de Vuzh présenterait une première stabilisation au début du PAG qui serait synchrone avec la dynamique observée sur Barkrak, Kyzyl-suu et Arabel-suu. La moraine aurait été réactivée au cours d'une seconde extension des glaciers lors du PAG récent,

synchrone avec la troisième décrite plus bas interprétée sur les glaciers Jak-Archa et Suek. Sur ces sites de la seconde extension des glaciers au cours du PAG, les moraines frontales sont identifiées à 3 700 (glacier n°354) ; 3 800 (Barskoon) ; ~3 000 (Ala-Archa) ; 2 750 m (Raigorodskogo) ; 3 880 (Suek) et 3 720 m (Vuzh). Elles impliquent une Δ THAR LEG de 60 (glacier n°354) ; 80 (Barskoon) ; 160 (Ala-Archa) ; 60 (Raigorodskogo) ; 40 (Suek) et 250 m (Vuzh) par rapport à la période actuelle. Notons que les valeurs de Δ THAR LEG élevées correspondent à des glaciers en forte pente. Les résultats obtenus mettent en valeur une variation importante du régime des glaciers au cours de cette période. Certains glaciers auraient pu s'étendre au-delà de la première extension du PAG, remobilisant les sédiments glaciaires.

Une moraine en marge orientale de ma zone d'étude est datée en opposition de phase avec le reste du PAG autour de 550 a sur le Muztag Ata (Seong *et al.*, 2009).

La dernière avancée des glaciers est observée à la fin du PAG. Elle s'achève avec le début de la Révolution industrielle européenne et marque le début du réchauffement global d'origine anthropique. Je l'appelle PAG récent, proposé ici entre 300 et 150 a. Cette avancée était déjà identifiée dans le Kungey Ala-Tau bien qu'incertaine (n=3) (Batbaatar *et al.*, 2020). Plus à l'Est dans le Tien Shan oriental, Li (*et al.*, 2016a) retrouvent des dynamiques similaires à ~270 a. Le calcul d'âge d'exposition des moraines des glaciers Jak-Archa (n=5), n°354 (n=5) et Suek (n=10) confirment cette extension du PAG récent enregistrée par deux moraines sur Suek. Les THAR LEG sur cette période auraient chuté de 90 m (Kungey Ala-Tau) ; 50 m (Jak-Archa) ; 40 m (glacier n°354) et 15 et 25 m (Suek PAG 1 et PAG 2) ; et 40 m dans le Tien Shan oriental (Li *et al.*, 2016a). Cette extension du PAG semble plus marquée sur les marges orographiques Ouest et Nord plutôt que dans les massifs continentaux (Terskey Ala-Tau : Suek et glacier n°354).

La figure 7.12 met également en exergue les dynamiques pré-PAG des glaciers dans ma zone d'étude. Des extensions sont observées dans tous les secteurs entre 1600 et 1100 a (400 et 900 EC). Elles s'inscrivent dans une tendance sur le long terme de Néoglaciation holocène remarquée dans le chapitre précédent (7.2.3). Aussi, les résultats incertains de la datation de la moraine Néoglaciaire sur le glacier n°354 pourraient être validés (Blomdin *et al.*, 2016). Pour cette extension Néglaciaire, les glaciers auraient subi une Δ THAR LEG de 100 m (Jak-Archa) ; 90 m (Raigorodskogo) ; 60 m (glacier n°354) ; 50 et 210 m (Kongur Shan). Ces variations sont plus marquées sur les marges occidentales de la zone d'étude. La moraine formée il y a environ 1500 a sur le Kongur Shan présente une spécificité par rapport au reste de ce qui est observé au cours de cette période.

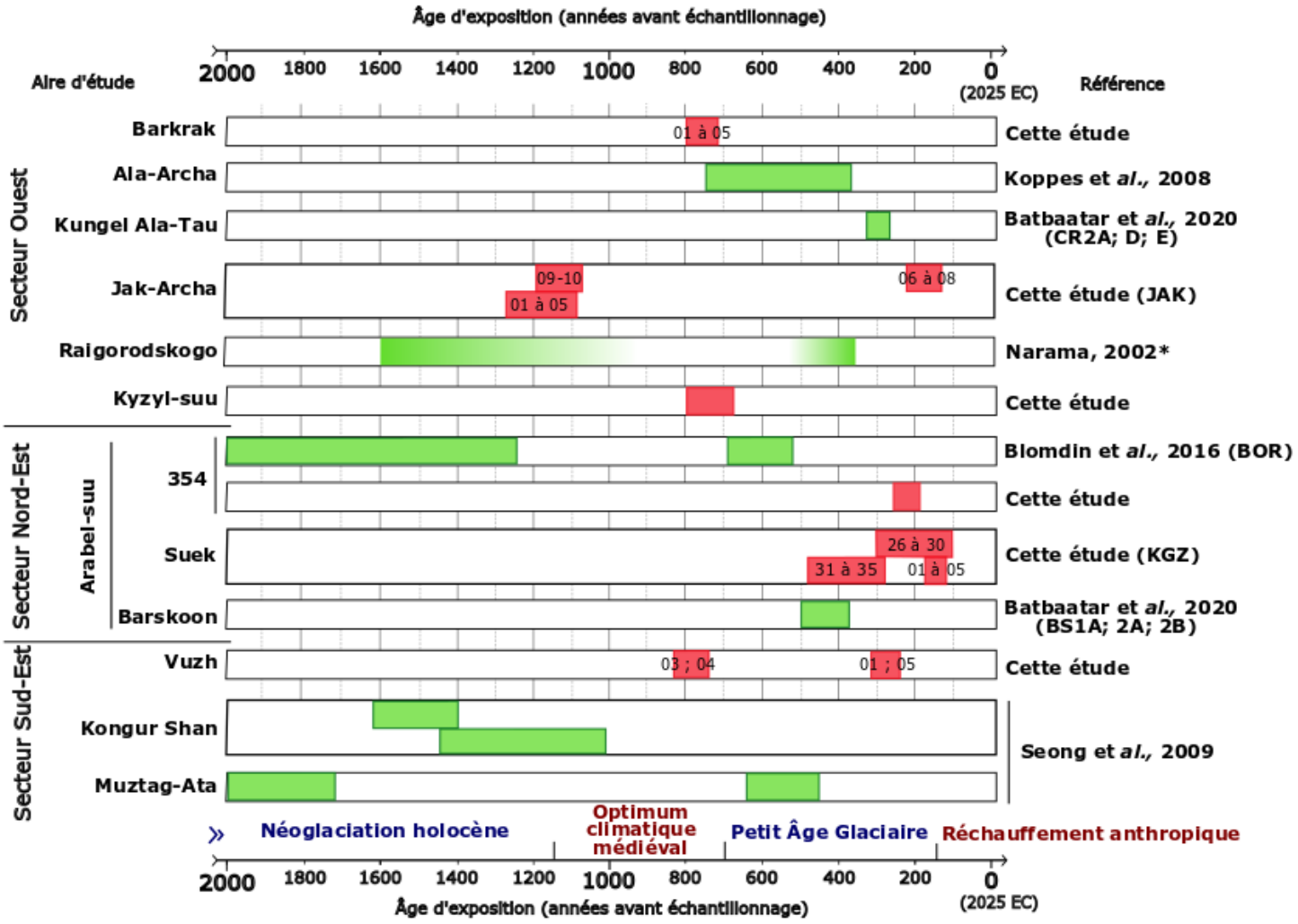


Fig. 7.12 : compilation des résultats de géochronologies glaciaires réalisées en Asie centrale au cours du Petit Âge Glaciaire.

Les âges d'exposition ont été recalculés et sont exprimés avec la calibration *Lm* avec un taux dénudation de 0 mm/an, sans correction pour érosion de la roche, couverture neigeuse ou végétale ou surrection tectonique (excepté le glacier Raigorodskogo dans les monts Zéravchan daté à l'aide de ^{14}C pour lequel la calibration diffère, voir Narama, 2002 pour plus de détails). Les figurés verts et rouges représentent l'âge de formation des moraines. Les parties entre parenthèses dans les références indiquent le nom donné par les auteurs aux moraines échantillonnées lorsqu'elles font partie d'un plus grand ensemble dans l'étude initiale.

Cette tendance semble être marquée par un changement des conditions climatiques au cours de l'Optimum climatique médiéval (fig. 7.12).

Encore une fois, une moraine du Muztag Ata, formée il y a environ 1900 a est en opposition de phases avec le reste de la zone d'étude (Seong et al., 2009).

Conclusion

114 échantillons ont été prélevés, analysés et datés au cours de ce travail de thèse. Deux campagnes de terrain, réalisées en 2019 et 2021 (et 2025 pour un état des lieux) ont été nécessaires pour prélever la surface de blocs déposés par des glaciers. L'analyse des échantillons a été possible par un échange entre le laboratoire de géographie physique (LGP) et le CEREGE. Le CEREGE a garanti un environnement propice pour une préparation et une datation rigoureuses des échantillons. L'analyse des résultats a permis d'identifier 21 nouvelles séquences de formation de moraines réparties au sein de sept vallées glaciaires sur cinq zones d'étude dans différents bassins versants d'AC. Plusieurs dynamiques d'extension des glaciers ont été observées des MIS 4 à 1. Les extensions des glaciers sont asynchrones mais importantes au cours des MIS 4 et 3. Elles semblent correspondre aux DMG locaux des parties méridionales et orientales de la zone d'étude. Les chronologies glaciaires indiquent un englacement important des vallées du Sud de la zone d'étude autour de 60 ka (Jak-Archa, Vuzh). Cette large augmentation des surfaces englacées semble un petit peu plus tardive dans le Tien Shan central (plateau d'Arabel-suu, vers 40 ka). Une Δ THAR LEG ~500 m est estimée pour ces extensions sur Jak-Archa, Vuzh et Arabel-suu. Aucune chronologie n'a permis d'identifier cette dynamique dans le Tien Shan occidental. Les avancées des glaciers au cours du MIS 3 sont déconnectées de ce qui est observé plus au Nord de la zone d'étude et du reste de l'AC et du Nord. Elles pourraient être attribuées à des épisodes de moussons estivales intenses.

Plus tardive mais plus synchrone, une dynamique générale d'englacement est identifiée au cours du MIS 2. Elle est retrouvée au sein des massifs du Tien Shan occidental et central, de l'Alaï et du Pamir occidental et central. Cet englacement semble à son paroxysme vers 21-20 ka. Les conditions climatiques ont pu rester en place pour maintenir cet englacement jusqu'à 17 ka (Tien Shan occidental, Barkrak). Dans la partie orientale de ma zone d'étude, les glaciers

semblent persister plus en aval qu'actuellement jusqu'au Dryas récent (13-12 ka ; sur Arabel-suu, Kyzyl-suu et Vuzh).

L'étude des glaciations de la période Holocène a montré de nombreux résultats nouveaux pour l'AC. Elle est aussi caractérisée par la diversification des bioindicateurs utilisés pour les reconstructions des paléoclimats en AC. Le signal envoyé par la formation de moraines montre d'importantes variations des climats locaux. Il semble qu'un réchauffement généralisé à l'AC a marqué l'entrée dans cette nouvelle ère avec des conditions climatiques autour de 12-10 ka entraînant un retrait généralisé des glaciers plus haut qu'aujourd'hui. Les dynamiques climatiques du MIS 1 ont entraîné des extensions asynchrones des glaciers. Ces extensions ont été identifiées sur le glacier Kyzyl-suu, en marge du glacier n°354 (Arabel-suu) et sur Jak-Archa. La première peut résulter de la perturbation des courants océaniques Nord-atlantique en réponse à l'événement de 8,2 ka. Les deux suivantes, bien que s'étalant sur une large période (4-1 ka) peuvent être attribuées à la diminution progressive de l'insolation estivale au cours de l'Holocène et à une variation de la saisonnalité des précipitations.

Enfin, une extension généralisée des glaciers est observée dans les cinq zones d'études retenues dans cette thèse au cours du PAG. Les chronologies robustes qui ont été produites sur cette période permettent de distinguer plusieurs dynamiques PAG. Un PAG ancien est déterminé à 800-700 a et un PAG récent entre 400 et 100 a. Il est important de noter que certains glaciers étudiés conservent des BM stables à légèrement positifs qui laissent à penser que les conditions climatiques du PAG récent régissent encore le climat local (Kyzyl-suu et Suek dans une moindre mesure). L'ampleur du réchauffement climatique anthropique est visible sur la majorité des sites étudiés, en particulier sur les massifs occidentaux d'AC. Les fronts des glaciers subissent une migration rapide vers l'amont et les relevés d'épaisseur de glace indiquent une diminution rapide du volume d'eau solide (sur les glaciers Barkrak, Jak-Archa).

L'étude des LEG a permis une quantification de l'ampleur des variations des glaciers pour une comparaison à l'échelle régionale et à l'insertion des variations régionales à l'échelle continentale. Elle a également mis en valeur que les Δ THAR LEG avec la période actuelle sont sous-estimées. Elles représentent un bon outil pour des comparaisons inter-sites ou pour des évaluations des variations entre deux périodes climatiques stables. La valeur de la THAR LEG retenue comme actuelle se base sur la géométrie du glacier et non sur son bilan de masse. Dans le cas d'un glacier au bilan de masse stable (comme ici Kyzyl-suu ou Suek) la comparaison semble censée. Dans le contexte de dérèglement climatique marqué sur la plupart des glaciers de la zone d'étude, cette variation de la THAR LEG est minimisée. À titre d'exemple, la ligne

de neige du glacier Barkrak se situait cette année (2025) au-dessus de l'altitude maximale du glacier (> 3 900 m), soit près de 200 m plus haut que la valeur retenue pour les comparaisons.

L'étude détaillée des dynamiques géomorphologiques des vallées glaciaires a mis en valeur l'importance des effets de site et l'ambiguïté des processus actifs. De manière générale, les glaciers de la zone d'étude sont marqués par un retrait rapide de leur front, laissant en place une masse importante de sédiments glaciaires. Cependant, il apparaît dans certains cas que ce retrait est accompagné par une mutation des moraines précédemment actives (au cours du PAG). Leur dynamique actuelle peut être assimilable à celle de glaciers rocheux. Cela s'illustre par une migration lente de leurs fronts.

Enfin, la reconstruction des volumes des paléoglaciers est marquée par de nombreuses imprécisions qui n'ont pas permis de donner du sens à la régionalisation de l'étude. L'estimation de la surface basale des glaciers a présenté une première source d'incertitudes. Ces incertitudes sont accentuées par les variables entrées (CCB et limites spatiales des glaciers) et reposent sur une plasticité parfaite de la glace.

Les géochronologies issues de la datations de moraines commencent à produire des résultats qui peuvent dégager des périodes d'englacement synchrones et asynchrones à l'échelle de l'AC depuis la dernière période glaciaire. Les DMG locaux commencent à être définis. L'interprétation de tendances dégageant les origines des phénomènes climatiques à l'origine de ces glaciations au sein de la région est encore discutable. L'amélioration progressive des datations à l'aide des NCT permet d'approfondir l'étude des dépôts glaciaires des périodes Holocène et PAG. Les résultats obtenus peuvent être complétés par les études multi-indicateurs qui sont plus nombreuses sur ces périodes. Il peut être pertinent d'approfondir l'analyse multi-indicateurs pour mieux comprendre les dynamiques climatiques locales et régionales récentes afin de se projeter vers le futur.

Table des figures

Fig. 1 (1ère de couverture) : La station de suivi des lacs proglaciaires du glacier Adyguen, Kirghizistan. La station est installée sur les moraines de fond du glacier dont le dépôt est estimé au Petit Âge Glaciaire. On peut observer plusieurs lobes sur cette moraine et une importante masse sédimentaire d'origine glaciaire. La vallée domine Bichkek, la capitale, en arrière-plan ; G. Béra, 31/07/2021, orientation N..... i

Fig. 2 : l'Asie centrale retenue comme zone d'étude dans cette thèse ; carte modifiée d'après Bogdetsky et Novikov, 2012 ; Cariou, 2015 5

Fig. 3 : Configuration type d'un glacier d'Asie centrale. Les termes MELM LEG ; THAR LEG et ligne de neige sont développés en 1.1.3 8

Fig. 4 : principaux massifs montagneux étudiés et échantillons datés à l'aide des nucléides cosmogéniques terrestres sur béryllium-10 et chlore-36 dans le cadre de cette thèse. 11

Fig. 1.1 (droite) : Les glaciers 70 (Jak-Archa) et n°69 depuis le glacier n°71 à la fin de la saison d'ablation (nommés dans Kvachev, Sonnikov et Sokolov, 1980). Le transport éolien de particules est visible par le voile qui domine les monts Hissar, Tadjikistan ; G. Béra, 1/10/21, orientation E 13

Fig. 1.2 : Le glacier Suek occidental (n°419) confiné sur le versant Ouest abrité des vents dominants, Kirghizistan ; G. Béra, 30/09/2019, orientation S, alt. 3900 m..... 16

Fig. 1.3 : Le glacier de vallée Kyzyl-suu alimenté par les glaciers perchés sur sa partie couverte et par les glaciers de cirques visibles en arrière-plan, en amont ; E. Miles, 23/09/2021, orientation SSO, alt. 4070 m... 18

Fig. 1.4 : La calotte Gregoriev (n°396) (centre gauche) et la calotte sommitale des glaciers émissaires n°393 et 394 (centre droit), Kirghizistan. Les reliefs émoussés laissent penser que l'ensemble du plateau aurait pu être couvert d'une calotte glaciaire ; V. Rinterknecht, 28/09/2019, orientation SO, alt. 4040 m 19

Fig. 1.5 : Les sédiments incorporés au glacier n°354 (Kirghizistan) agissent comme du papier de verre. Ils surplombent un cours d'eau subglaciaire ; G. Béra, 30/09/2019, orientation SSO, alt. 3870 m 26

Fig. 1.6 : Les apports des versants en marge du glacier n°168 dans le Pamir central (nommés dans Shchetinnikov et Podkopaeva, 1978). Les dépôts d'avalanches sont représentés par le figuré bleu et jaune. Un dépôt est également visible au premier plan ; G. Béra, 16/06/2025, orientation E à O, alt. 4120 m..... 27

Fig. 1.7 : Temps de formation des principales formes glaciaires utilisées pour les reconstructions paléo-glaciaires, d'après Stroeven et al., 2021 28

Fig. 1.8 : les moraines médianes marquent la différence de provenance des sédiments sur le glacier Adyguen, Kirghizistan ; elles suivent la direction des écoulements de glace. Les sédiments accumulés par les différentes moraines sont à l'origine de la formation de lacs proglaciaires ; G. Béra, 31/07/2021, orientation ESE, alt. 3870 m 30

Fig. 1.9 : Précipitations annuelles sur l'amont de l'Asie centrale (A), précipitations hivernales et printanières (B) et précipitations estivales et automnales (C), d'après des données de la mission de mesure des pluies tropicales (TRMM product 3B42 V7 – 1998-2012) modifié d'après Fuchs et al., 2014 33

Fig. 1.10 : les stades isotopiques marins (MIS), dans Meunier et al., 2009..... 35

Fig. 1.11 : fluctuations des glaciers au cours de l'Holocène dans le monde, dans Solomina et al., 2015. Jaune : glacier plus petit / similaire à l'actuel. Jaune clair : glacier en récession méconnue. Bleu clair : présence de glacier dans le bassin versant. Bleu : extension glaciaire. Bleu foncé : glacier proche du maximum Holocène. Blanc : pas d'information. 37

Fig. 1.12 : englacements de l'Asie centrale et du Nord au cours du dernier maximum glaciaire selon le géomorphologue soviétique Grosswald (1989) 40

Fig. 1.13 : compilation des géochronologies glaciaires réalisées en Asie centrale à l'aide des NCT dans les le Tien Shan central et occidental, le Pamir oriental et occidental et le massif de Gissar (2025). Les résultats ont été calibrés selon le modèle Lm où les figurés verts représentent les résultats avec leurs erreurs externes (-1,5 σ ; +1,5 σ où σ est l'écart-type de la disctribution)..... 42

Fig. 1.14 : Signalétique ludique mise en place à proximité du glacier Suek, Kirghizistan. Elle est titrée : « Préservation de notre futur : observation des glaciers » et siglée par les principaux acteurs : l'institut CAIAG, l'institut d'hydrométrie kirghize et l'université de Fribourg, Suisse ; G. Béra, 19/06/2025, orientation S, alt. 3900 m 47

Fig. 1.15 : Bilan de masse cumulé des glaciers mondiaux et suivis par CICADA par ensemble régional, dans Van Tricht et al., à paraître 48

Fig. 2.1 (page de gauche) : Sites d'échantillonnage prévus au début de ma thèse (cercle coloré), et effectifs après deux campagnes d'échantillonnage (2019 et 2021 : point noir). Les grands ensembles montagneux sont ceux présentés dans Barandun et Pohl, 2023. Approximatifs, ils correspondent à la diversité des études sur la région et traduisent sa marginalité dans la littérature scientifique internationale. La mer d'Aral est représentée en 1970 (bleu clair) et actuelle (bleu foncé). Les cours d'eau sont non pérennes en aval et n'atteignent pas toujours les bassins d'accumulation. 52

Fig. 2.2 : Les glaciers échantillonnés (figurés verts) au sein des grandes unités lithologiques et failles actives (figurés linéaires noirs) de la zone d'étude, d'après Li et al., 2020 (unités lithologiques) et Mohadjer et al., 2016 (failles) 56

Fig. 2.3 : hydrosystèmes et paléo-hydrosystèmes d'AC. Sources : Marbouty, 1965 ; Mangerud et al., 2004 ; Svitoch, 2009..... 60

Fig. 2.4 : sites archéologiques hominiinés au Pléistocène supérieur, dans Denell, 2007..... 62

Fig. 2.5 : Répartition des différentes vallées glaciaires échantillonnées pour cette étude en Asie centrale..... 64

Fig. 2.6 : Le glacier Barkrak dans le massif de l'Ugam-Chatkal. Données : Lehner et Grill, 2013 ; ASTER GDEM 3, 2019 66

Fig. 2.7 : Barkrak droit et Barkrak milieu avec leurs moraines successives. Barkrak gauche se situe derrière la ligne de crête. Prise de vue depuis une moraine latérale. O. Solomina (1996) avait échantillonné le glacier rocheux inactif ; G. Béra, 13/8/2021, orientation S, alt. 3450 m 67

Fig. 2.8 : Le complexe glaciaire Barkrak milieu. De gauche à droite : le cirque de droite (Ouest) et le nunatak qui sépare les langues issues du cirque du milieu et le glacier n°54 issu du cirque de gauche (Est) ; G. Béra, 7/8/2021, orientation SSE, alt. 3490 m (haut) ; (bas) la moraine médiane végétalisée de Barkrak droite (n°55) et Barkrak milieu (n°54) et la langue rocheuse / moraine fronto-latérale du glacier Barkrak milieu (n°54) ; G. Béra, 4/8/2021, orientation SSO, alt. 3200 m 68

Fig, 2.9 : les glaciers Suek, n°354 et les sites glaciaires de la vallée de Barskoon et du plateau d'Arabel-suu dans le Terskey Ala-Tau. Données ASTER GDEM 3, 2019 70

Fig. 2.10 : L'altiplano des sources de la rivière Naryn depuis le glacier n°354. Les cours d'eau viennent de la partie Nord et s'écoulent vers l'Ouest. La calotte Gregoriev est visible sur la partie droite de l'image ; V. Rinterknecht, 12/10/2019, orientation d'O à E, alt. 4010 m 71

Fig. 2.11 : le glacier Suek occidental (n°419) et ses dépôts glaciaires. Vue ici depuis la moraine basse du glacier. Des séries de trimelines successives sont visibles sur le versant Ouest et des dépôts fluvio-glaciaires occupent la partie centrale de l'image. Ils mènent à la plaine d'altitude source de la Naryn ; V. Rinterknecht, 4/10/2019, orientation NNE à SSO, alt. 3850 m 72

Fig. 2.12 : Le glacier n°354 et différentes moraines qui marquent des extensions maximales successives de sa surface englacée. L'extension au stade 2 est marquée par une trimeline bien conservée sur le versant adret. La plaine d'altitude est visible après la jonction avec le glacier n°355 masqué par la crête ; G. Béra, 29/09/2019, orientation SO (gauche) à E (droite), alt. 4090 m 74

Fig. 2.13 : les pentes anthropisées menant au plateau des sources de la Naryn sur leur substrat sédimentaire. La route est en permanence dégagée et le col est emprunté par des dizaines de camions chaque jour pour approvisionner la mine de Kumtor située sur le plateau ; V. Rinterknecht, 01/10/2019, orientation N, alt. 3770 m 75

Fig. 2.14 : Le glacier Jak-Archa dans le massif du Gissar. Données : Lehner et Grill, 2013 ; ASTER GDEM 3, 2019 77

Fig. 2.15 : de gauche à droite : les glaciers n°69 ; 70 et 71 (Jak-Archa). On distingue au moins deux étapes d'extension glaciaire au sein du cirque, cartographiées en jaune : m2 et en bleu : m1 ; G. Béra, 26/09/2021, orientation SSE, alt. 3830 m 78

Fig. 2.16 : le glacier Abramov (A, en bleu) et Kyzyl-Suu (B, en rouge) de part et d'autre de la vallée de l'Alaï. Sources : Esri, Maxar Geographics and the GIS User Community, RGI Consortium 2011 79

Fig. 2.17 : moraine latérale (ici RS-33 pendant l'échantillonnage) du glacier Kyzyl-suu en arrière plan daté aux NCT sur Cl-36 et estimé au PAG ; M. Kneib, 21/09/2021, orientation S, alt. 3380 m 80

Fig. 2.18 : le glacier Vuzh et l'ancienne vallée glaciaire de Pish au sein du Pamir occidental. Données : Lehner et Grill, 2013 ; ASTER GDEM 3, 2019. 82

Fig. 2.19 A ; B : La basse vallée de Vuzh depuis la large moraine fronto-latérale Ouest. Les moraines (en rouge) forment un arc ouvert sur la partie gauche de l'image (Nord) et masquent la Gunt dans le fond de vallée. Le complexe des glaciers de Vuzh est en arrière-plan sur la droite. G. Béra, 4/10/2021, orientation NNE à SSE (haut), alt. 2900 m. La moraine frontale de la haute vallée de Vuzh. Elle est marquée par une activité fluvio-glaciaire dans sa partie frontale. G. Béra, 1/10/2021, orientation SSE (bas), alt. 3750 m..... 83

Fig. 2.20 A ; B : la vallée de Pish et ses dépôts glaciaires (en rouge). La Piandj arrive de par l'éperon rocheux Sud (à droite de l'image) et conflue avec la rivière Pish au niveau du village. G. Béra, 3/10/2021, orientation ENE (A), alt. 2280 m ; Vue sur Pish depuis la valle de la Piandj. Le paléoglacier étudié arrive depuis le Sud à droite de l'image. G. Béra, 8/06/2025, orientation N, alt. 2210 m..... 85

Fig. 3.1 : méthodes et outils mis en place dans cette thèse pour répondre aux objectifs de recherche..... 89

Fig. 3.2 : capture d'écran Google Earth des données expage montrant la fiche associée à l'échantillon KG1-15 prélevé sur un bloc erratique (Baatbatar et al., 2020). Les moraines et blocs erratiques (en jaune) sont majoritaires par rapport à la roche en place (en rouge) et les sédimentaires (en bleu). 95

Fig. 3.3 : Profil en longueur de trois glaciers d'Asie centrale issu du modèle GloGEMflow model selon des données empiriques (1ère ligne), issus du modèle de Millan et al., 2022 (2ème ligne), du Consensus sur les glaciers (RGI Consortium, 2013) dans Van Tricht et al., à paraître..... 104

Fig. 3.4 : rayons cosmiques et origine des nucléides cosmogéniques terrestres, d'après Bourlès, Benedetti et Braucher, 2004 ; Lebatard et Bourlès, 2015 107

Fig. 3.5 A ; B : taux de production des nucléides cosmogéniques en fonction de la localisation de l'élément échantillonné sur terre (A) et dans la roche (B) ; dans Lebatard et Bourlès, 2015 110

Fig. 3.6 : expositions théoriques potentielles aux NCT rencontrées sur des blocs morainiques pouvant être à la source de production de valeurs idéales (A), d'exposition anté-dépôt (B) ou d'exposition incomplète (C) ; dans Ivy-Ochs et Briner, 2014 112

Fig. 3.7 : graphiques correspondant aux mesures réalisées par spectrométrie de masse par accélération (SMA) sur deux échantillons. VUZ-02 présente très peu d'atomes de ^{9}Be (en vert). Ils sont associés à une irrégularité des données comptées par la machine. JAK-12 correspond à une exposition importante et relativement stable mesurée par SMA. 114

Fig. 3.8 : page d'accueil du calculateur en ligne CRONUS-Earth..... 116

Fig. 3.9 : JAK-11 et JAK-12 (encadrés) sur la moraine médiane du MIS 4 au paléoglacier Jak-Archa. 122

Fig. 3.10 : Capture approximative de l'érosion du bloc BKK-06. D'au moins 4 cm par rapport à la surface de référence conservée plus à gauche, l'abrasion de la surface du bloc entraîne une sous-estimation de son âge de dépôt par la datation à l'aide des NCT puisqu'omise dans les calculs ; G. Béra, 15/08/2021, orientation SE (a) ; abrasion marquée du bloc KGZ-40 estimée à 3,4 mm, V. Rinterknecht, 2/10/2019 123

Fig. 3.11 : les limites floues de la zone d'étude retenue dans cette thèse, ici au Sud-Est 127

Fig. 4.1 : le glacier Barkrak (droite de l'image) et ses moraines. Les échantillons PAG situés en aval ne sont pas visibles sur l'image. La langue glaciaire a une couverture caillouteuse superficielle, les moraines sont en partie englacées. La trimeline potentiellement associé au PAG est visible sur le versant droit ; M. Zudina, 12/08/2025, orientation ONO, alt. 3520 m 136

Fig. 4.2 : Interprétation des dépôts glaciaires et résultats des datations des échantillons prélevés autour du complexe glaciaire Barkrak, Ouzbékistan. 138

Fig. 4.3 A ; B ; C : le lobe externe du glacier Barkrak échantillonné et daté à 806 ± 77 a (en vert) (A). BKK-01 à BKK-05 de droite à gauche sont désignés par des points rouge (A et B). L'activité du talus du glacier rocheux est marquée par des flèches jaunes (B). Les épaulements (flèches bleues) identifiés dans la vallée de la Barkrakskaïa qui corespondent aux échantillons BKK-14 à BKK-16 (carrés jaunes) ; G. Béra 8/8/2021, orientation SO (A) (3450 m) ; G. Béra 12/8/25, orientation SE (B) (3210 m) et NO (C) (2950 m). 139

Fig. 4.4 A ; B ; C ; D : reconstruction de la surface du paléoglacier Barkrak milieu correspondant aux moraines échantillonnées 144

Fig. 4.6 : les blocs échantillonnés sur la moraine m1 du glacier Jak-Archa. Les moraines les plus anciennes visibles sur l'image ont été formées au cours de l'Holocène récent ; G. Béra, le 26/09/2021, orientation SO, alt. 3740 m 146

Fig. 4.7 : localisation des échantillons et des dépôts morainiques dans la vallée glaciaire du glacier Jak-Archa 148

Fig. 4.8 : JAK-05 dans la moraine du petit âge glaciaire inférieur (m2) de Jak-Archa. Le bloc a été considéré comme valeur aberrante (100 ± 26 ans). Situé en partie intérieure de la moraine il pourrait avoir été exposé à des mouvements post-dépôt ; G. Béra, 18/09/2021, orientation O, alt. 3630 m 149

Fig. 4.9 : les restes de l'hélicoptère Mi-8 utilisé par l'institut de météorologie de la République Soviétique Socialiste du Tadjikistan qui a dévallé la pente du glacier lors de la relève d'une équipe de la station météorologique. Il marque une limite du glacier atteinte à la fin des années 1970 – début 1980. Date précise de l'incident inconnue. Photo : D. Sciboz, 20/09/2021, alt. 3890 m 150

Fig. 4.10 A ; B ; C ; D ; E ; F : extensions du paléoglacier Jak-Archa sur GlaRe correspondant aux moraines échantillonnées. L'actuel glacier Jak-Archa est confiné sur le cirque SO de la figure. 151

Fig. 5.1 : l'altiplano des sources de la Naryn et ses héritages glaciaires 154

Fig. 5.2 : Résultat des datations des moraines de la vallée de Suek occidental. 159

Fig. 5.3 A ; B ; C ; D : modèles produits à partir de GlaRe sur ArcMap. Affichage ArcScene du glacier Suek occidental pour les moraines m1 et m2 (a ; b), et m3 (c ; d). *161*

Fig. 5.4 : Lecture des dépôts glaciaires et résultats des datations dans la vallée du glacier n°354. ..... *163*

Fig. 5.5 : modèles produits à partir de GlaRe sur ArcMap. Affichage ArcScene du glacier n°354 lors de son extension estimée à l'Holocène *164*

Fig. 5.6 A ; B : KGZ-36 sur la moraine médiane Arabel-suu (assombrie ; flux de glace vers le fond de l'image) à proximité de la calotte Gregoriev ; V. Rinterknecht, 2/10/2019, orientation E (A), alt. 3720 m ; KGZ-40 en marge du plateau Arabel-suu ; le bloc présente de l'héritage et a été discrédité de la séquence ; V. Rinterknecht, 2/10/2019, orientation ESE (B), alt. 3765 m. *165*

Fig. 5.7 : reconstruction de la surface de la calotte sur le haut plateau de la Naryn. Le contour noir correspond à la contrainte spatiale apposée à GlaRe lors de l'exécution de l'algorithme. Les points correspondent aux échantillons prélevés dans cette thèse (en noir), issus de Batbaatar (et al., 2020) (en rose) et issus de Blomdin (et al., 2016) (en vert). *167*

Fig. 6.1 : interprétation des formes géomorphologiques de la vallée de Kyzyl-suu *170*

Fig. 6.2 : localisation des échantillons et résultats des datations dans la vallée de Kyzyl-suu, Tadjikistan. ... *172*

Fig. 6.3 A ; B : les échantillons prélevés en aval du glacier Kyzyl-suu ; on distingue plusieurs moraines latérales à l'O et une moraine frontale intermédiaire à RS-3. Echantillonnée mais non datée, elle pourrait s'être formée au cours du PAG récent ; A Jouberton, 22/09/2021, orientation N, alt. 4080 m (A). Le glacier rocheux (premier plan) sur lequel a été prélevé la série RS-7. Kyzyl-suu s'écoule de l'autre côté de la moraine latérale rectiligne visible sur la droite de l'image. Un glacier rocheux inactif parallèle à Kyzyl-suu est figé entre le versant et la moraine latérale ; A. Jouberton, 23/09/2021, orientation S, alt. 3570 m (B). *175*

Fig. 6.4 A ; B ; C : Reconstruction de la paléosurface du glacier Kyzyl-suu sur GlaRe. Visualisation sur ArcScene, échelle des reliefs 1,5 ..... *177*

Fig. 6.5 : échantillonnage de la vallée de Vuzh. Le village est bâti sur la confluence avec la Gunt. En amont, les glaciers prennent plusieurs formes en raison de la forte activité sédimentaire. *180*

Fig. 6.6 : La vallée de Pish à la confluence avec la Piandj. Sites d'échantillonnage et principales formes géomorphologiques actives dans la vallée. *181*

Fig. 6.7 : la confluence de la vallée de Vuzh avec la Gunt. Capture d'écran Google Earth *184*

Fig. 6.8 A ; B ; C : modélisation de la paléosurface du glacier Vuzh durant son extension au Petit Âge Glaciaire (A ; B) et connecté à sa moraine fronto-latérale en fond de vallée au cours du MIS 2 ou 3 © *185*

Fig. 7.1 : compilation des datations produites dans le cadre de cette thèse où Arb représente les échantillons prélevés sur Arabel-suu et Bkn à Barskoon ; en vert l'âge de la moraine de -1,5 écart-type à +1,5 écart-type ; Les échantillons retenus dans la distribution sont figurés en noir (n = 80) ; les valeurs aberrantes en rouge (n = 34), toutes comprenant les erreurs externes. Échelle temporelle non linéaire. *190*

Fig. 7.2 A ; B : vue de la moraine de la vallée de Vuzh où ont été prélevés les échantillons VUZ-06 à 10. 192

Fig. 7.3 (gauche et droite) : les trois moraines PAG échantillonnées du glacier Suek occidental : m1 (bleu), m2 (rouge) et m3 (jaune) ; V. Rinterknecht, 6/10/2019, orientation SSE à NNO, alt. 4010 m 195

Fig. 7.4 : variation de la THAR LEG sur les sites étudiés sur la période présente (bleu), PAG (orange) et DMG (vert). Les transects sont représentés sur la figure 7.5 ; d'après Google Earth 199

Fig. 7.5 : les trois secteurs définis pour la discussion des données de géochronologie glaciaire à une échelle intra-régionale. 201

Fig. 7.6 : Résultats de géochronologies glaciaires réalisées sur les contreforts occidentaux des massifs montagneux d'Asie centrale (Tien Shan occidental et Gissar-Alaï) au cours du Pléistocène récent. En rouge, les données de cette étude. 203

Fig. 7.7 : comparaison des profils stratigraphiques de Aquino et al., 2024 et Bronger et al., 1993 dans le piémont tadjik. 205

Fig. 7.8 : compilation des résultats de géochronologies glaciaires réalisées dans le Tien Shan central au cours du Pléistocène récent. En rouge, les données de cette étude. 208

Fig. 7.9 : compilation des résultats de géochronologies glaciaires réalisées dans les massifs de l'Alaï, du Pamir et du Kunlun au cours du Pléistocène récent. En rouge, les données de cette étude. 213

Fig. 7.10 : compilation des résultats de géochronologies glaciaires réalisées en Asie centrale sur la période Holocène (sans le Petit Âge Glaciaire). En rouge les données de cette étude. 219

Fig. 7.11 : comparaison multi-indicateurs des variables paléoclimatiques interprétées en Asie centrale sur la période Holocène. Les géochronologies glaciaires sont issues de la figure 7.10 ; les données de Sanhueza-Pinot et al., 2011 ont été ajoutées 221

Fig. 7.12 : compilation des résultats de géochronologies glaciaires réalisées en Asie centrale au cours du Petit Âge Glaciaire. 225

Fig. A1 A ; B ; C ; D ; E ; F : photo de contextualisation de l'échantillon VUZ-02. Forme géomorphologique recherchée : moraine (a) ; position du bloc sur la moraine (b) ; assise du bloc (c) ; parties échantillonnées (e) ; éventuelle caractéristique notable, ici érosion à la surface du bloc BKK-08 (f) 268

Fig. A2 : « l'aimant de Régis », qui réalise une première sélection des particules magnétiques. 271

Fig. A3 : éléments nécessaires au cathodage d'un échantillon. Le tout est passé en presse ; l'échantillon est récupéré dans la cible. 272

Fig. A4 : informations collectées lors de l'échantillonnage des blocs de surface, ici pour JAK-10 dans le cirque du glacier Jak-Archa, Tadjikistan 274

Fig. A5 : principales fonctions de la boîte à outil GlaRe. Les étapes 1 ; 3 et 4 ont été utilisées (a). Surface d'un paléoglacier reconstruit avec GlaRe, dans Pellitero et al., 2016 275

Fig. A6 : le bloc erratique BKK-09 prélevé dans la vallée de Barkrak gauche et daté à 17,05 ± 04 ka. Son volume est estimé 504 m³ 276

Fig. A7 : Interprétation des formes géomorphologiques de surface du complexe glaciaire Barkrak, Ouzbékistan. 278

Fig. A.8 : Interprétation des formes géomorphologiques superficielles de la vallée de Jak-Archa, Tadjikistan. 279

Fig. A.9 : Dynamiques géomorphologiques actives et héritages glaciaires de la vallée de Vuzh. 280

Fig. A.10 : Interprétation des dépôts glaciaires et dynamiques géomorphologiques dans la vallée de Suek occidental..... 281

Fig. A.11 : Analyse des formes géomorphologiques autour du glacier n°354. 282

Liste des tableaux

Tab. 1.1 : comparaison des paramètres nécessaires au calcul de la LEG, dans Osmaston, 2005 23

Tab. 3.1 : métadonnées des principales images utilisées dans l'observation des glaciers du monde. Dans (Fowler et Ng, 2021)..... 93

Tab. 3.2 : extrait du tableur recensant les détails des données raster acquises pour une cartographie des formes géomorphologiques superficielles 94

Tab. 3.3 A ; B : Extrait du tableur profiler v.2 et de ses principales entrées dans Benn et Hulton (2010) (a). Reconstruction de la surface du même paléoglacier théorique (b) 99

Tab. 3.4 : Exemple de calcul du f factor sur un profil en large de vallée, dans Benn et Hulton (2010) 101

Tab. 3.5 : contrainte de cisaillement entrée dans la modélisation GlaRe des paléo-glaciers de la thèse..... 103

*Tab. 3.6 : Tableau produit par ASTER après analyse des échantillons 10Be. La colonne G indique le temps passé dans la machine, chaque mesure est séparée par des « * »..... 115*

Tab. 3.7 : extrait de la feuille de calcul utilisée pour déterminer le nombre d'atomes de Cl-36 présents dans l'échantillon ainsi que les erreurs internes associées. 118

Tab. 3.8 : capture d'écran du tableur Schimmelpfennig, 2009. L atableau Input correspond aux valeurs à entrer et les âges exprimés sortent dans le tableau Output associés à une erreur interne (en gris). 119

Tab. 3.9 : tableur utilisé pour calculer l'âge de dépôt des formes géomorphologiques échantillonnées, recalculé ici pour Abramowski et al., 2006 ; avec le modèle atmosphérique Lm. L'âge estimé du dépôt est exprimé par la moyenne pondérée des âges ($xpond$) : 88,3 ± 1,6 (4,1) ka ou 88,3 ± 3,8 ka. 120

Tab. 3.10 : tableau ASTER de la mesure par SMA des blocs échantillonnés en 2021. Le nombre de coups mesurés par SMA pour VUZ-02 est proche de ceux enregistrés dans les blancs (BeO et BKGB-03)..... 124

Tab. 3.11 : Significations et translittérations courantes de toponymes communs d'AC 128

Tab. 4.1 : Paramètres principaux notés lors de la prise d'échantillons dans la vallée de Barkrak. L'âge de la formation de la roche est estimé depuis la carte géologique de Mikhaïlov, 2004..... 140

Tab. 4.2 : Compositions chimiques des échantillons de roche totale avant le traitement chimique. L'analyse a été réalisée au SARM-CRPG (Nancy, France) par ICP-OES (éléments majeurs), ICP-MS (éléments en traces), absorption atomique (Li), colorimétrie (B) et spectrophotométrie (Cl). Les valeurs en marron sont définies comme la moyenne des valeurs mesurées. 141

Tab. 4.3 : Concentrations des oxydes des éléments majeurs, déterminées dans des fractions prélevées à partir des échantillons après le prétraitement chimique (attaque acide). L'analyse a été effectuée au SARM-CRPG par ICP-OES. Les valeurs en marron sont définies comme la moyenne des valeurs mesurées. 141

Tab. 4.4 : Résultats de datation au Cl-36 142

Tab. 4.5 : Préparation chimique et résultats des âges d'exposition de Barkrak. Les échantillons sont préparés avec l'entraîneur CEREGE maison (3 025 ± 9 ppm). Les rapports Be-10 corrigés pour blanc ; âges calculés avec le modèle atmosphérique Lm. 142

Tab. 4.6 : Paramètres principaux à l'échantillonnage dans la vallée de Jak-Archa ; préparation chimique et résultats des âges d'exposition. Un entraineur commercial 997,0 ± 4 ppm a été ajouté aux échantillons en noir. Les échantillons en bleu sont préparés avec l'entraîneur CEREGE maison (3 025 ± 9 ppm). 149

Tab. 5.1 : Paramètres principaux notés lors de l'échantillonnage sur le plateau d'Arabel-Suu et dans la vallée de Barskoon lors de la campagne d'échantillonnage KGZ en 2019. L'âge estimé de la formation de la roche est estimé depuis la carte géologique de Iguerbendiev, 1980..... 155

Tab. 5.2 : Composition chimique des échantillons de roche totale avant le traitement chimique. L'analyse a été réalisée au SARM-CRPG (Nancy, France) par ICP-OES (éléments majeurs), ICP-MS (éléments en traces), absorption atomique (Li), colorimétrie (B) et spectrophotométrie (Cl) 157

Tab. 5.3 : Concentrations des oxydes des éléments majeurs, déterminées dans des fractions prélevées à partir des échantillons après le prétraitement chimique (attaque acide). L'analyse a été effectuée au SARM-CRPG par ICP-AOES. 158

Tab. 5.4 : Résultats de datation au Cl-36 160

Tab. 5.5 : Préparation chimique et âges d'exposition Be-10. Solution entraîneur Be-9: cerege in house phenakite 3025 ± 9 ppm. Rapports Be-10 corrigés pour blanc ; âge calculés avec le modèle atmosphérique Lm 162

Tab. 6.1 : Paramètres principaux notés lors de l'échantillonnage du glacier Kyzyl-suu. L'âge de la formation de la roche est estimé depuis la carte géologique de Vlassov et Diakov, 1984 169

Tab. 6.2 : Compositions chimiques des échantillons de roche totale avant traitement chimique. L'analyse a été réalisée au SARM-CRPG (Nancy, France) par ICP-OES (éléments majeurs), ICP-MS (éléments en traces), absorption atomique (Li), colorimétrie (B) et spectrophotométrie (Cl) 171

Tab. 6.3 : Concentrations des oxydes des éléments majeurs, déterminées dans des fractions prélevées à partir des échantillons après le prétraitement chimique (attaque acide). L'analyse a été effectuée au SARM-CRPG (Nancy) par ICP-AOES..... 173

Tab. 6.4 : Résultats de datation Cl-36..... 174

Tab. 6.5 : Caractéristiques des échantillons prélevés en marge du glacier Vuzh et dans la vallée de Pish. Données de chimie et résultats ASTER des échantillons préparés au LN_2C. 182

Tab. 7.1 : évolution de la THAR LEG (ratio 0,58) sur les glaciers étudiés en fonction des moraines datées.... 197

Tab. 7.2 (suite page suivante) : Altitudes minimales, maximales et THAR LEG des glaciers et paléoglaciers où ont été réalisées des géochronologies en Asie centrale..... 215

Sitographie

CAIAG – Institut des Géosciences Apppliquées d'Asie Centrale - données météorologiques du Kirghizistan (2025)

https://sdss.caiag.kg/sdss/index.php?&page=measure_page

Centre national des données de neige et glace (NSIDC) (2025)

https://nsidc.org/

Cronus-Earth – calculateur en ligne d'a^ges d'exposition ^{10}Be et ^{26}Al (2025)

http://hess.ess.washington.edu/

Cronus-Earth – calculateur d'écrantage topographique (2024)

http://stoneage.ice-d.org/math/skyline/skyline_in.html

Dinamis – accès images Pléiades (2023)

https://dinamis.data-terra.org/catalogue/

Earth Data – base de données MNT (Alors Palsar inclut) (2023)

https://www.earthdata.nasa.gov/data/instruments/palsar

Earth Explorer – base de données images aériennes satellite (2025)

https://earthexplorer.usgs.gov/

Expage – base de données de datations absolues en géochronologie glaciarie (2025)

http://expage.github.io/data.html

Glacier Flow Model – Modèle glaciologique à moyenne échelle GFM codé en Python (2023)

https://github.com/munterfi/glacier-flow-model

GLIMS – base de données des glaciers du monde (2025)

https://www.glims.org/RGI/

Ice-TEA – calculateur en ligne d'âges d'exposition (2025)

http://ice-tea.org/en/

MicMac (IGN) – photogramétrie

https://logiciels.ign.fr/?-Micmac,3-

Pogodaiklimat – hébergement de données météorologiques de l'ancien URSS, où sont hébergées les données des stations météorologiques d'Asie centrale (2025)

http://www.pogodaiklimat.ru/file.php

Satmaps – cartes topographiques de l'ex URSS (2025)

https://satmaps.info/map-detector.php

WGMS – compilation de données interactives des glaciers du monde (2025)

https://experience.arcgis.com/experience/836c66d14c8b410f940355056ddb1bf8

Bibliographie

Abramowski U., Bergau A., Seebach D., Zech R., Glaser B., Sosin P., Kubik P. W. et Zech W., 2006 - Pleistocene glaciations of Central Asia: results from 10Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan), and the Alay–Turkestan range (Kyrgyzstan). *Quaternary Science Reviews*, 25 – 9 ; pp. 1080-1096.

Adeel Z., 2001 - New approaches to water management in Central Asia : proceedings of a Joint UNU-ICARDA International Workshop, Aleppo, Syria. The United Nations University Ed., Tokyo, 246 p.

Agassiz L. 1840 - Etudes sur les glaciers. Jent et Gassmann Ed. Neuchâtel, 356 p.

Aggarwal A., Frey H., McDowell G., Drenkhan F., Nüsser M., Racoviteanu A. et Hoelzle M., 2021 - Adaptation to climate change induced water stress in major glacierized mountain regions. *Climate and Development*, 14 – 7 ; pp. 665-677.

Ahlmann H., 1924 - Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide: Méthode pour le calcul de l'humidité condensée dans la haute montagne et pour l'étude de la fréquence des glaciers. *Geografiska Annaler*, 6 - 3-4 ; pp. 223-272.

Ahlmann H., 1941 - Le régime des glaciers. Ses éléments, ses variations. *Revue de géographie alpine*, 29 – 4 ; pp. 537-556.

Ahlmann H., 1948 - Glaciological research on the north Atlantic coast, vol. 1, Royal Geographical Society Ed., Londres ; 83 p.

Ahmed M., Anchukaitis K. J., Asrat A., Borgaonkar H. P., Braida M., Buckley B. M., Büntgen U., Chase B. M., Christie D. A., Cook E. R., Curran M. A. J., Diaz H. F., Esper J., Fan Z.-X., Gaire N. P., Ge Q., Gergis J., González-Rouco J. F., Goosse H., Grab S. W., Graham N., Graham R., Grosjean M., Hanhijärvi S. T., Kaufman D. S., Kiefer T., Kimura K., Korhola A. A., Krusic P. J., Lara A., Lézine A.-M., Ljungqvist F. C., Lorrey A. M., Luterbacher J., Masson-Delmotte V., McCarroll D., McConnell J. R., McKay N. P., Morales M. S., Moy A. D., Mulvaney R., Mundo I. A., Nakatsuka T., Nash D. J., Neukom R., Nicholson S. E., Oerter H., Palmer J. G., Phipps S. J., Prieto M. R., Rivera A., Sano M., Severi M., Shanahan T. M., Shao X., Shi F., Sigl M., Smerdon J. E., Solomina O. N., Steig E. J., Stenni B., Thamban M., Trouet V., Turney C. S. M., Umer M., van Ommen T., Verschuren D., Viau A. E., Villalba R., Vinther B. M., von Gunten L., Wagner S., Wahl E. R., Wanner H., Werner J. P., White J. W. C., Yasue K., Zorita E. et Consortium P. k., 2013 - Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience*, 6 - 5 pp. 339-346.

Aichner B., Makhmudov Z., Rajabov I., Zhang Q., Pausata F. S. R., Werner M., Heinecke L., Kuessner M. L., Feakins S. J., Sachse D. et Mischke S., 2019 - Hydroclimate in the Pamirs Was Driven by Changes in Precipitation-Evaporation Seasonality Since the Last Glacial Period. *Geophysical Research Letters*, 46 - 23 pp. 13972-13983.

Aizen V., Aizen E., Dozier J., Melack J., Sexton D. et Nesterov V., 1997 - Glacial regime of the highest Tien Shan mountain, Pobeda-Khan Tengry massif. *Journal of Glaciology*, 43 - pp. 503-512.

Aizen V. B., Kuzmichenok V. A., Surazakov A. B. et Aizen E. M., 2006 - Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 43 - pp. 202-213.

Akçar N., Yavuz V., Ivy-Ochs S., Kubik P. W., Vardar M. et Schlüchter C., 2007 - Paleoglacial records from Kavron Valley, NE Turkey: Field and cosmogenic exposure dating evidence. *Quaternary International*, 164-165 - pp. 170-183.

Akçar N., Yavuz V., Ivy-Ochs S., Kubik P. W., Vardar M. et Schlüchter C., 2008 - A case for a downwasting mountain glacier during Termination I, Verçenik valley, northeastern Turkey. *Journal of Quaternary Science*, 23 - 3 pp. 273-285.

Akçar N., Ivy-Ochs S., Kubik P. W. et Schlüchter C., 2011 - Post-depositional impacts on 'Findlinge' (erratic boulders) and their implications for surface-exposure dating. *Swiss Journal of Geosciences*, 104 - 3 pp. 445-453.

Akmuradov M., M. Anstey, D.M. Baheer, B. Baliev, M. Baltes, M. Beilstein, T. Berkeliev, H. Boboev, L. Bogdetskaya, E. Bournay, B. Bowling, E. Buttanri, C. Daniel, R. Daussa, S. Davidov, K. Davis, L.De Martino, K. De Wispelaere, N. Denisov, S. Dustov, M. Farhad, B. Frattini, Z. Hamdard, H. Hopko, U. Islamov, I. Kadyrzhanova, Y. Kamalov, A. Karimov, A. Kayumov, M. Khakdodov, A. Khomidov, S. Khoshmuhamedov, G.N. Khurami, V. Kim, J. Krähenbühl, B. Libert, S.

Mahmood, A. Mäkelä, S. Michaelis, C. Milow, M. Moseneder, A. Nasretdinov, L. Nazarova, S. Nordström, V. Novikov, R. Nurmuhamedov, M. Palosaari, A. Reimov, L. Reznikova, L. Rio, 2012 – Environment and Security in the Amu Darya Basin, UNEP Ed., France, 100 p.

Ancrenaz A., Braucher R., Define E., Alexandre P. et Steiger J., 2022 - Last glacial fluctuations in the southwestern Massif Central, Aubrac (France): First direct chronology from cosmogenic 10Be and 26Al exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 285 - pp. 107500.

Ancrenaz A., 2023 - Les fluctuations glaciaires au Pléistocène supérieur dans l'ouest du Massif central (Aubrac et Cantal, France) : reconstitutions géomorphologiques et chronologiques et implications paléoclimatiques, 294 p. Thèse de doctorat en Géographie, Université Clermont Auvergne.

Anderson R. S., Anderson L. S., Armstrong W. H., Rossi M. W. et Crump S. E., 2018 - Glaciation of alpine valleys: The glacier – debris-covered glacier – rock glacier continuum. *Geomorphology*, 311 - pp. 127-142.

Applegate P. J., Urban N. M., Laabs B. J. C., Keller K. et Alley R. B., 2010 - Modeling the statistical distributions of cosmogenic exposure dates from moraines. *Geosci. Model Dev.*, 3 - 1 pp. 293-307.

Arkhipov S. A., 1998 - Stratigraphy and paleogeography of the Sartan glaciation in West Siberia. *Quaternary International*, 45-46 - pp. 29-42.

Arnold M., Merchel S., Bourlès D. L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R. C., Aumaître G., Gottdang A. et Klein M., 2010 - The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268 - 11 pp. 1954-1959.

Arzhannikov S. G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A. V., Vassallo R., Chauvet A., Bourlès D. et Chauvet F., 2012 - History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia). *Quaternary Science Reviews*, 49 - pp. 16-32.

Arzhannikov S., Arzhannikova A., Braucher R. et Komatsu G., 2023 - Darhad megaflood (southern Siberia): Cause, age and consequence. *Quaternary International*, 643 - pp. 1-21.

Asmerom Y., Polyak V. J., Wagner J. D. M. et Jonathan Patchett P., 2018 - Hominin expansion into Central Asia during the last interglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 494 - pp. 148-152.

Azisov E., Hoelzle M., Vorogushyn S., Saks T., Usubaliev R., Esenamanov M. et Barandun M., 2022 - Reconstructed Centennial Mass Balance Change for Golubin Glacier, Northern Tien Shan. *Atmosphere*, 13 - pp. 954.

Ballantyne C. K., 2002 - Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21 - 18 pp. 1935-2017.

Barandun M., Huss M., Sold L., Farinotti D., Azisov E., Salzmann N., Usubaliev R., Merkushkin A. et Hoelzle M., 2015 - Re-analysis of seasonal mass balance at Abramov glacier 1968–2014. *Journal of Glaciology*, 61 - 230 pp. 1103-1117.

Barandun M., 2018 - A novel approach to estimate glacier mass balance in the Tien Shan and Pamir based on transient snowline observations, 240p. Thèse de doctorat en Géosciences, Université de Fribourg, n°2099.

Barandun M., Fiddes J., Scherler M., Mathys T., Saks T., Petrakov D. et Hoelzle M., 2020 - The state and future of the cryosphere in Central Asia. *Water Security*, 11 - pp. 100072.

Barandun M., Pohl E., Naegeli K., McNabb R., Huss M., Berthier E., Saks T. et Hoelzle M., 2021 - Hot Spots of Glacier Mass Balance Variability in Central Asia. *Geophysical Research Letters*, 48 - pp.

Barandun M. et Pohl E. 2023 - Central Asia's spatiotemporal glacier response ambiguity due to data inconsistencies and regional simplifications. *The Cryosphere*, 17. pp. 1343-1371.

Barr I. D. et Clark C. D., 2012 - Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quaternary Science Reviews*, 53 - pp. 72-87.

Batbaatar J., Gillespie A., Fink D., Matmon A. et Fujioka T., 2018 - Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quaternary Science Reviews*, 182 - pp. 1-19.

Batbaatar J., Gillespie A. R., Koppes M., Clark D. H., Chadwick O. A., Fink D., Matmon A. et Rupper S., 2020 - Glacier development in continental climate regions of central Asia, *Geological Society of America* 548 pp. 119-150

Becker L. W. M., Sejrup H. P., Hjelstuen B. O., Haflidason H., Kjennbakken H. et Werner J. P., 2020 - Palaeo-productivity record from Norwegian Sea enables North Atlantic Oscillation (NAO) reconstruction for the last 8000 years. *Climate and Atmospheric Science*, 3 - 1 pp. 42.

Beeton T. A., Glantz M. M., Trainer A. K., Temirbekov S. S., Reich R. M. et Riddle B., 2014 - The fundamental hominin niche in late Pleistocene Central Asia: a preliminary refugium model. *Journal of Biogeography*, 41 - 1 pp. 95-110.

Benn D. I., 1992 - The genesis and significance of 'hummocky moraine': Evidence from the Isle of Skye, Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 11 - 7 pp. 781-799.

Benn D. I. et Lehmkuhl F., 2000 - Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65-66 - pp. 15-29.

Benn D. I., Owen L. A., Osmaston H. A., Seltzer G. O., Porter S. C. et Mark B., 2005 - Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138 - pp. 8-21.

Benn D. I. et Hulton N. R., 2010 - An Excel (TM) spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers and Geosciences*, 36 - 5 pp. 605-610.

Benn, D., & Evans, D.J.A., 2010 - Glaciers and Glaciation (2nd edition). Arnold, London, 734 p.

Berger A. et Loutre M. F., 1991 - Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10 - 4 pp. 297-317.

Bernat M., Miles E., Kneib M., Fujita K., Sasaki O., Shaw T. et Pellicciotti F., 2025 - Precipitation phase drives seasonal and decadal snowline changes in high mountain Asia. *Environmental Research Letters*, 20 - pp.

Bhattacharya A., Bolch T., Mukherjee K., King O., Menounos B., Kapitsa V., Neckel N., Yang W. et Yao T., 2021 - High Mountain Asian glacier response to climate revealed by multi-temporal satellite observations since the 1960s. *Nature Communications*, 12 - 1 pp. 4133.

Biette M., 2022 – Fluctuations glaciaires holocènes au Groenland, contribution des datations cosmogéniques *in situ*, thèse de doctorat en Géographie, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, 294 p.

Bisht P., Nawaz Ali S., Rana N., Singh S., Poonam, Sundriyal Y. P., Bagri D. S. et Juyal N., 2017 - Pattern of Holocene glaciation in the monsoon-dominated Kosa Valley, central Himalaya, Uttarakhand, India. *Geomorphology*, 284 - pp. 130-141.

Blomdin R., Heyman J., Stroeven A., Hättestrand C., Harbor J., Gribenski N., Jansson K., Petrakov D., Ivanov M., Orkhonselenge A., Rudoy A. et Walther M., 2014 - Glacial geomorphology of the Altai and Western Sayan Mountains, Central Asia. *Journal of Maps*, 12 - pp. 1-14.

Blomdin R., Stroeven A. P., Harbor J. M., Lifton N. A., Heyman J., Gribenski N., Petrakov D. A., Caffee M. W., Ivanov M. N., Hättestrand C., Rogozhina I. et Usubaliev R., 2016 - Evaluating the timing of former glacier expansions in the Tian Shan: A key step towards robust spatial correlations. *Quaternary Science Reviews*, 153 - pp. 78-96.

Blomdin R., Stroeven A. P., Harbor J. M., Gribenski N., Caffee M. W., Heyman J., Rogozhina I., Ivanov M. N., Petrakov D. A., Walther M., Rudoy A. N., Zhang W., Orkhonselenge A., Hättestrand C., Lifton N. A. et Jansson K. N., 2018 - Timing and dynamics of glaciation in the Ikh Turgen Mountains, Altai region, High Asia. *Quaternary Geochronology*, 47 - pp. 54-71.

Bogdetsky V. et Novikov V., 2012 - Mining, development and environment in Central Asia: Toolkit companion with case studies. - pp.

Bolch T., 2015 - Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan. *Ice and Snow*, 129 - pp. 28-39.

Bolch T., Duethmann D., Wortmann M., Liu S. et Disse M., 2021 - Declining glaciers endanger sustainable development of the oases along the Aksu-Tarim River (Central Asia). *International Journal of Sustainable Development & World Ecology*, - pp. 1-10.

Bolikhovskaya N. S. et Shunkov M. V., 2014 - Pleistocene Environments of Northwestern Altai: Vegetation and Climate1. *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*, 42 - 2 pp. 2-17.

Bondarev L. G., Gobedzhishvili R. G. et Solomina O. N., 1997 - Fluctuations of local glaciers in the southern ranges of the former USSR: 18,000-8000 BP. *Quaternary International*, 38-39 - pp. 103-108.

Boomer I., Wünnemann B., Mackay A., Austin P., Sorrel P., Reinhardt-Imjela C., Keyser D., Guichard F. et Fontugne M., 2007 - Advances in understanding the late Holocene history of the Aral Sea region. *Quaternary International*, - pp. 79-90.

Boudvilovski V. V., 1993 – Paléogéographie des dernières glaciations et de l'Holocène de l'Altaï, Université de Tomsk, 255 p. (*in Russian*)

Boutquin A. 1910 - L'Asie centrale: la question du desséchement du globe. Weissenbruch Ed., Bruxelles, 176p.

Braithwaite R. J., 1981 - On glacier energy balance, ablation, and air temperature. *Journal of Glaciology,* 27 - 97 pp. 381-391.

Braithwaite R. J. et Zhang Y., 1999 - Relationships between interannual variability of glacier mass balance and climate. *Journal of Glaciology,* 45 - 151 pp. 456-462.

Braithwaite R. J., 2008 - Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. *Journal of Glaciology,* 54 - 186 pp. 437-444.

Braithwaite R. et Raper S., 2009 - Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. *Annals of Glaciology,* 50 - 53 pp. 127-132.

Braithwaite R. J., 2015 - From Doktor Kurowski's Schneegrenze to our modern glacier equilibrium line altitude (ELA). *The Cryosphere,* 9 - 6 pp. 2135-2148.

Braucher R., Guillou V., Bourlès D. L., Arnold M., Aumaître G., Keddadouche K. et Nottoli E., 2015 - Preparation of ASTER in-house 10Be/9Be standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms,* 361 - pp. 335-340.

Brun F., Berthier E., Wagnon P., Kääb A. et Treichler D., 2018 - Author Correction: A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016. *Nature Geoscience,* 11 - 7 pp. 543-543.

Brun F., Wagnon P., Berthier E., Jomelli V., Maharjan S. B., Shrestha F. et Kraaijenbrink P. D. A., 2019 - Heterogeneous Influence of Glacier Morphology on the Mass Balance Variability in High Mountain Asia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface,* 124 - 6 pp. 1331-1345.

Brun F., Lambrecht A., Mayer C., Rezaei J., Dehecq A., Béraud L., Deschamps-Berger C., Berthier E., Völksen C. et Kayumov A., 2025 - Multi-temporal elevation changes of Fedchenko Glacier, Tajikistan, from 1928 to 2021. *Journal of Glaciology,* - pp. 1-44.

Burtman V., 1975 - Structural geology of Variscan Tien Shan, USSR. Amer. Journ. Sci., v. 275-A, 1975, p.157-186. *Amer. Journ. Sci.,* 275-A - pp. 157-186.

Cai Y., Fung I. Y., Edwards R. L., An Z., Cheng H., Lee J.-E., Tan L., Shen C.-C., Wang X., Day J. A., Zhou W., Kelly M. J. et Chiang J. C. H., 2015 - Variability of stalagmite-inferred Indian monsoon precipitation over the past 252,000 y. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America,* 112 - 10 pp. 2954-2959.

Cariou A., 2015 - L'eau et l'aménagement du territoire en Asie centrale. *Cahiers d'Asie centrale,* 25 - pp. 19-58.

Cariou A., 2021 - Spatial Impacts of Melting Central Asian Glaciers: Towards a "Water War"?**:** 187-207 p.

Carr S. J., Lukas S. et Mills S. C., 2010 - Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. *Earth Surface Processes and Landforms,* 35 - 9 pp. 1103-1115.

Carrasco R., Fernández-Lozano J., Karampaglidis T., Soteres R., Braucher R., S G., Petrosyan A., Nahapetyan S., Arakelyan D., J P., Gasparyan B., Team A., Aumaître G., Keddadouche K. et Zaidi F., 2025 - Geomorphology, first 36 Cl datings and chrono-evolutionary model of Mount Aragats paleoglaciers (Armenia). *Quaternary Science Reviews,* 361 - pp.

Chandler B. M., Lovell H., Boston C. M., Lukas S., Barr I. D., Benediktsson Í. Ö., Benn D. I., Clark C. D., Darvill C. M. et Evans D. J., 2018 - Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews,* 185 - pp. 806-846.

Charton J., Schimmelpfennig I., Jomelli V., Delpech G., Blard P.-H., Braucher R., Verfaillie D., Favier V., Rinterknecht V., Goosse H., Crosta X., Chassiot L., Martin L., Guillaume D. et Legentil C., 2022 - New cosmogenic nuclide constraints on Late Glacial and Holocene glacier fluctuations in the sub-Antarctic Indian Ocean (Kerguelen Islands, 49°S). *Quaternary Science Reviews,* 283 - pp. 107461.

Chen F., Yu Z., Yang M., Ito E., Wang S., Madsen D. B., Huang X., Zhao Y., Sato T., John B. Birks H., Boomer I., Chen J., An C. et Wünnemann B., 2008 - Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quaternary Science Reviews,* 27 - 3 pp. 351-364.

Chen Y., Li Y., Wang Y., Zhang M., Cui Z., Yi C. et Liu G., 2015 - Late Quaternary glacial history of the Karlik Range, easternmost Tian Shan, derived from 10Be surface exposure and optically stimulated luminescence datings. *Quaternary Science Reviews,* 115 - pp. 17-27.

Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K. et Jakob D., 2010 - Determination of the 10Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments*

and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 268 - 2 pp. 192-199.

Clarke G. K., 1991 - Length, width and slope influences on glacier surging. *Journal of Glaciology*, 37 - 126 pp. 236-246.

Codilean A. T., Munack H., Cohen T. J., Saktura W. M., Gray A. et Mudd S. M., 2018 - OCTOPUS: an open cosmogenic isotope and luminescence database. *Earth Syst. Sci. Data*, 10 - 4 pp. 2123-2139.

Compagno L., Huss M., Miles E., McCarthy M., Zekollari H., Dehecq A., Pellicciotti F. et Farinotti D., 2022 - Modelling supraglacial debris-cover evolution from the single-glacier to the regional scale: an application to High Mountain Asia. *The Cryosphere*, 16 - pp. 1697-1718.

Coque R. 1998 - Géomorphologie. Armand Colin Ed., Paris. 502 p.

Cossart E., Bourlès D., Braucher R., Carcaillet J., Fort M. et Siame L., 2011 - L'englacement du haut bassin durancien (Alpes françaises du sud) du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène: synthèse chronologique. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 17 - 2 pp. 123-142.

Cossart E., Mercier D., Decaulne A., Feuillet T., 2013 - An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes: typology, timing and contribution to cascading fluxes, *Quaternaire* 24 – 1, pp. 13-24

Dahl S. O. et Nesje A., 1992 - Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94 - 1-4 pp. 87-97.

Dahl S. O. et Nesje A., 1996 - A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerjokulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6 - 4 pp. 381-398.

Daiyrov M. et Narama C., 2021 - Formation, evolution, and drainage of short-lived glacial lakes in permafrost environments of the northern Teskey Range, Central Asia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 21 - 7 pp. 2245-2256.

Daiyrov M., Narama C., Yamanokuchi T., Tadono T., Kääb A. et Ukita J., 2018 - Regional Geomorphological Conditions Related to Recent Changes of Glacial Lakes in the Issyk-Kul Basin, Northern Tien Shan. *Geosciences*, 8 - 3 pp. 99.

Dambricourt-Malassé A., 2008 - Le peuplement humain en Eurasie : l'Asie centrale montagneuse et les piémonts sous-himalayens du Plio-Pléistocène à l'Holocène, origines, évolution humaine et migrations. *L'Anthropologie*, 112 - 3 pp. 370-403.

Darvill C. M., Bentley M. J., Stokes C. R. et Shulmeister J., 2016 - The timing and cause of glacial advances in the southern mid-latitudes during the last glacial cycle based on a synthesis of exposure ages from Patagonia and New Zealand. *Quaternary Science Reviews*, 149 - pp. 200-214.

Define E., Raynal J.-P., Ancrenaz A. et Alexandre P., 2019 - L'englacement quaternaire du Massif central. Dans Histoire de la découverte géologique du Massif central français SHNA Ed.; pp. 145-172.

Denton G. H. et Hughes T. J. 1981 - The Last great ice sheets. Wiley New York Ed.; New York, 484 p.

Dodonov A. E., Baiguzina L. L., 1995 - Loess stratigraphy of Central Asia paleoclimatic and paleoenvironmental aspects, *Quaternary Science Reviews* 14, pp. 707-720.

Dodonov A. E., 2002 – Le Quaternaire en Asie centrale, Stratigraphie, Corrélations et Paléoenvironnements. Thèse de doctorat en Paléontologie et Stratigraphie, Institut de Géologie de Moscou, 50 p. (*in Russian*)

Dodonov A. E. et Zhou L., 2008 - Loess deposition in Asia: its initiation and development before and during the Quaternary. *Episodes Journal of International Geoscience*, 31 - 2 pp. 222-225.

Dortch J. M., Owen L. A. et Caffee M. W., 2013 - Timing and climatic drivers for glaciation across semi-arid western Himalayan–Tibetan orogen. *Quaternary Science Reviews*, 78 - pp. 188-208.

Dortch J. M., Tomkins M. D., Saha S., Murari M. K., Schoenbohm L. M. et Curl D., 2022 - A tool for the ages: The probabilistic cosmogenic age analysis tool (P-caat). *Quaternary Geochronology*, 71 - pp. 101323.

Efimova M., Deev E. V., Taratunina N., Buylaert J.-P., Sosin P. M., Panin A., Murray A., Schneider R., Lukianycheva M. S., Tokareva O., Meshcheryakova O. A. et Kurbanov R., 2024 - Luminescence dating of the MIS 6 glaciation of the Pamir Mountains (Central Asia). *Quaternary Geochronology*, 83 - pp. 101596.

Ehlers J. et Gibbard P. L., 2003 - Extent and chronology of glaciations. *Quaternary Science Reviews*, 22 - 15 pp. 1561-1568.

Ehlers J., Gibbard P. L. et Hughes P. D., 2011 - Quaternary glaciations – Extents and chronology, a closer look, Elsevier B. V., Oxford, 1127 p.

Elias S., 2013 - Encyclopedia of Quaternary science. Royal Holloway Ed., University of London, Surrey, 3495 p.

Elliott A., Elliott J., Hollingsworth J., Kulikova G., Parsons B. et Walker R., 2020 - Satellite imaging of the 2015 M7.2 earthquake in the Central Pamir, Tajikistan, elucidates a sequence of shallow strike-slip ruptures of the Sarez-Karakul fault. *Geophysical Journal International*, 221 - 3 pp. 1696-1718.

Erokhin S. A., Zaginaev V. V., Meleshko A. A., Ruiz-Villanueva V., Petrakov D. A., Chernomorets S. S., Viskhadzhieva K. S., Tutubalina O. V. et Stoffel M., 2018 - Debris flows triggered from non-stationary glacier lake outbursts: the case of the Teztor Lake complex (Northern Tian Shan, Kyrgyzstan). *Landslides*, 15 - 1 pp. 83-98.

Evans D. J. et Rea B. R., 1999 - Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach. *Annals of Glaciology*, 28 - pp. 75-82.

Evans D. J., Strzelecki M., Milledge D. G. et Orton C., 2012 - Hørbyebreen polythermal glacial landsystem, Svalbard. *Journal of Maps*, 8 - 2 pp. 146-156.

Ewans M., 2004 - The Great Game: Britain and Russia in Central Asia, On the practicability of an invasion of British India, Vol. VI, Taylor & Francis Ed. London, 294 p.

Falatkova K., Šobr M., Neureiter A., Schöner W., Janský B., Häusler H., Engel Z. et Beneš V., 2019 - Development of proglacial lakes and evaluation of related outburst susceptibility at the Adygine ice-debris complex, northern Tien Shan. *Earth Surface Dynamics*, 7 - 1 pp. 301-320.

Farinotti D., Longuevergne L., Moholdt G., Duethmann D., Molg T., Bolch T., Vorogushyn S. et Guntner A., 2015 - Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years. *Nature Geosci*, 8 - 9 pp. 716-722.

Farinotti D., Huss M., Fürst J. J., Landmann J., Machguth H., Maussion F. et Pandit A., 2019 - A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nature Geoscience*, 12 - 3 pp. 168-173.

Farinotti D., Immerzeel W. W., de Kok R. J., Quincey D. J. et Dehecq A., 2020 - Manifestations and mechanisms of the Karakoram glacier Anomaly. *Nature Geoscience*, 13 - 1 pp. 8-16.

Fedorchenko A. Y., Taylor W. T. T., Sayfulloev N. N., Brown S., Rendu W., Krivoshapkin A. I., Douka K. et Shnaider S. V., 2020 - Early occupation of High Asia: New insights from the ornaments of the Oshhona site in the Pamir mountains. *Quaternary International*, 559 - pp. 174-187.

Fitzsimmons K. E., Iovita R., Sprafke T., Glantz M., Talamo S., Horton K., Beeton T., Alipova S., Bekseitov G., Ospanov Y., Deom J.-M., Sala R. et Taimagambetov Z., 2017 - A chronological framework connecting the early Upper Palaeolithic across the Central Asian piedmont. *Journal of Human Evolution*, 113 - pp. 107-126.

Fitzsimmons K. E., Sprafke T., Zielhofer C., Günter C., Deom J.-M., Sala R. et Iovita R., 2018 - Loess accumulation in the Tian Shan piedmont: Implications for palaeoenvironmental change in arid Central Asia. *Quaternary International*, 469 - pp. 30-43.

Fitzsimmons K. E., Nowatzki M., Dave A. K. et Harder H., 2020 - Intersections between wind regimes, topography and sediment supply: Perspectives from aeolian landforms in Central Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 540 - pp. 109531.

Fort M. et Dollfus O. 1992 - Questions de géomorphologie dans l'ouest du Kunlun et du Tibet. *Annales de géographie*, 566, pp. 371-412.

Fort M., 2004 - Quaternary glaciation in the Nepal Himalaya. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, pp. 261-278.

Fort M. et Vazyrov K., 2006 - Risques naturels dans le Pamir du Tadjikistan. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, - 2 pp. p. 235-250.

Fort M., Bétard F. et Arnaud-Fassetta G. 2015 - Géomorphologie dynamique et environnement : processus et relais dans les bassins versants. A. Colin, Paris, 352 p.

Fournier M., 2009 - Cinématique et déformation associées à l'extension continentale et l'accrétion océanique : à l'Est d'Aden, Habilitation à Diriger les Recherches en Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 127 p.

Fowler A. et Ng F., 2021 - Glaciers and Ice Sheets in the Climate System, Springer International Publishing**,** Cham, Switzerland, 544 p.

Francou B. et Vincent C., 2010 - Les glaciers à l'épreuve du climat. IRD Éditions, Marseille, 279 p.

Frechen M. et Dodonov A. E., 1998 - Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene

in Tadjikistan. *Geologische Rundschau*, 87 - pp. 2-20.

Frey H., Machguth H., Huss M., Huggel C., Bajracharya S., Bolch T., Kulkarni A., Linsbauer A. et Salzmann N., 2013 - Ice volume estimates for the Himalaya–Karakoram region: evaluating different methods. *The Cryosphere Discussions*, 7 - pp. 4813–4854.

Fuchs M. C., Gloaguen R. et Pohl E., 2013 - Tectonic and climatic forcing on the Panj river system during the Quaternary. *International Journal of Earth Sciences*, 102 - 7 pp. 1985-2003.

Fuchs M. C., Gloaguen R., Krbetschek M. et Szulc A., 2014 - Rates of river incision across the main tectonic units of the Pamir identified using optically stimulated luminescence dating of fluvial terraces. *Geomorphology*, 216 - pp. 79-92.

Fuchs M. C., Gloaguen, R., Merchel S., Pohl E., Sulaymonova V. A., Andermann C., Rugel, G., 2015 - Denudation rates across the Pamir based on 10Be concentrations in fluvial sediments: Dominance of topographic over climatic factors, *Earth Surface Dynamics* 3, pp. 423-439.

Fujita K., 2008 - Influence of precipitation seasonality on glacier mass balance and its sensitivity to climate change. *Annals of Glaciology*, 48 - pp. 88-92.

Fujita K., Takeuchi N., Nikitin S., Surazakov A., Okamoto S., Aizen V. et Kubota J., 2011 - Favorable climatic regime for maintaining the present-day geometry of the Gregoriev Glacier, Inner Tien Shan. *The Cryosphere*, 5 - pp. 539-549.

Fujita K., Matoba S., Iizuka Y., Takeuchi N., Tsushima A., Kurosaki Y. et Aoki T., 2021 - Physically Based Summer Temperature Reconstruction From Melt Layers in Ice Cores. *Earth and Space Science*, 8 - pp.

Gaar D., Graf H. et Preusser F., 2019 - New chronological constraints on the timing of Late Pleistocene glacier advances in Northern Switzerland. *E&G Quaternary Science Journal*, 68 - pp. 53-73.

Gebhardt A. C., Naudts L., De Mol L., Klerkx J., Abdrakhmatov K., Sobel E. R. et De Batist M., 2017 - High-amplitude lake-level changes in tectonically active Lake Issyk-Kul (Kyrgyzstan) revealed by high-resolution seismic reflection data. *Clim. Past*, 13 - 1 pp. 73-92.

Giralt S., Julià R., Klerkx J., Riera S., Leroy S., Buchaca T., Catalan J., De Batist M., Beck C., Bobrov V., Gavshin V., Kalugin I., Sukhorukov F., Brennwald M., Kipfer R., Peeters F., Lombardi S., Matychenkov V., Romanovsky V., Podsetchine V. et Voltattorni N., 2004 - 1,000-Year Environmental History of Lake Issyk-Kul. Dans Dying and Dead Seas Climatic Versus Anthropic Causes, Springer Netherlands Ed., Dordrecht, 30p.

Glantz M., Viola B., Wrinn P., Chikisheva T., Derevianko A., Krivoshapkin A., Islamov U., Suleimanov R. et Ritzman T., 2008 - New hominin remains from Uzbekistan. *Journal of Human Evolution*, 55 - 2 pp. 223-237.

Gobejishvili R., Lomidze N. et Tielidze L., 2011 - Late Pleistocene (Würmian) Glaciations of the Caucasus. *Developments in Quaternary Sciences*. Chapter 12, dans Ehlers, Gibbard et Hughes, Elsevier, 141-147 p.

Goerlich F., Bolch T. et Paul F., 2020 - More dynamic than expected: an updated survey of surging glaciers in the Pamir. *Earth System Science Data*, 12 - 4 pp. 3161-3176.

Gorbunov A. P., Marchenko S. S. et Seversky E. V., 2004 - The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 - 1 pp. 95-98.

Gorshenina S., 2012 - L'archéologie russe en Asie centrale en situation coloniale: quelques approches. *Études de lettres*, - 1-2 pp. 183-222.

Gosse J. et Phillips F., 2001 - Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20 - pp. 1475-1560.

Gowan E. J., Zhang X., Khosravi S., Rovere A., Stocchi P., Hughes A. L. C., Gyllencreutz R., Mangerud J., Svendsen J.-I. et Lohmann G., 2021 - A new global ice sheet reconstruction for the past 80 000 years. *Nature Communications*, 12 - 1 pp. 1199.

Granger D. E. et Muzikar P. F., 2001 - Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations. *Earth and Planetary Science Letters*, 188 - 1-2 pp. 269-281.

Gribenski N., Jansson K. N., Lukas S., Stroeven A. P., Harbor J. M., Blomdin R., Ivanov M. N., Heyman J., Petrakov D. A., Rudoy A., Clifton T., Lifton N. A. et Caffee M. W., 2016 - Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai. *Quaternary Science Reviews*, 149 - pp. 288-305.

Gribenski N., Jansson K. N., Preusser F., Harbor J. M., Stroeven A. P., Trauerstein M., Blomdin R., Heyman J., Caffee M. W., Lifton N. A. et Zhang W., 2018 - Re-evaluation of MIS 3 glaciation using cosmogenic radionuclide and single grain luminescence ages, Kanas Valley, Chinese

Altai. *Journal of Quaternary Science*, 33 - 1 pp. 55-67.

Grin E., Ehlers T. A., Schaller M., Sulaymonova V., Ratschbacher L. et Gloaguen R., 2016 - ^{10}Be surface-exposure age dating of the Last Glacial Maximum in the northern Pamir (Tajikistan). *Quaternary Geochronology*, 34 - pp. 47-57.

Grin E., Schaller M. et Ehlers T. A., 2018 - Spatial distribution of cosmogenic 10Be derived denudation rates between the Western Tian Shan and Northern Pamir, Tajikistan. *Geomorphology*, 321 - pp. 1-15.

Grosswald M. G., Kuhle M. et Fastook J. L., 1994 - Würm glaciation of Lake Issyk-Kul area, Tian Shan Mts.: A case study in glacial history of Central Asia. *GeoJournal*, 33 - 2 pp. 273-310.

Guidicelli M., Huss M., Gabella M. et Salzmann N., 2023 - Spatio-temporal reconstruction of winter glacier mass balance in the Alps, Scandinavia, Central Asia and western Canada (1981–2019) using climate reanalyses and machine learning. *The Cryosphere*, 17 - pp. 977-1002.

Guillet G., King O., Lv M., Ghuffar S., Benn D., Quincey D. et Bolch T., 2022 - A regionally resolved inventory of High Mountain Asia surge-type glaciers, derived from a multi-factor remote sensing approach. *The Cryosphere*, 16 - 2 pp. 603-623.

Gulley J., Benn D., Screaton E. et Martin J., 2009 - Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge. *Quaternary Science Reviews*, 28 - 19-20 pp. 1984-1999.

Hagg W., Braun L., Uvarov V. et Makarevich K., 2004 - A comparison of three methods of mass-balance determination in the Tuyuksu glacier region, Tien Shan, Central Asia. *Journal of Glaciology*, 50 - pp. 505-510.

Hagg W., Braun L., Kuhn M. et Nesgaard T. I., 2007 - Modelling of hydrologic response to climate change in glacierized Central Asian catchments. *Journal of Hydrology*, 332 - pp. 40-53.

Hagg W., Mayer C., Lambrecht A., Kriegel D., Azizov, E., 2013 – Glacier changes in the Big Naryn Basin, Central Tian Shan, *Global and Planetary Change*, 42, 11 p.

Hambrey M. J. et Glasser N. F., 2012 - Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. *Sedimentary Geology*, 251-252 - pp. 1-33.

Hans W. A., 1924 - Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide. Méthode Pour le Calcul de L'humidité Condensée Dans la Haute Montagne et Pour L'étude de la Fréquence des Glaciers. *Geografiska Annaler*, 6 - pp. 223-272.

Hättestrand C. et Stroeven A. P., 2002 - A relict landscape in the centre of Fennoscandian glaciation: Geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology*, 44 - 1-2 pp. 127-143.

Hedrick K. A., Seong Y. B., Owen L. A., Caffee M. W. et Dietsch C., 2011 - Towards defining the transition in style and timing of Quaternary glaciation between the monsoon-influenced Greater Himalaya and the semi-arid Transhimalaya of Northern India. *Quaternary International*, 236 - 1 pp. 21-33.

Hedrick K. A., Owen L. A., Chen J., Robinson A., Yuan Z., Yang X., Imrecke D. B., Li W., Caffee M. W., Schoenbohm L. M. et Zhang B., 2017 - Quaternary history and landscape evolution of a high-altitude intermountain basin at the western end of the Himalayan-Tibetan orogen, Waqia Valley, Chinese Pamir. *Geomorphology*, 284 - pp. 156-174.

Hewitt I., 2021 - Slow Viscous Flow. Glaciers and Ice Sheets in the Climate System: The Karthaus Summer School Lecture Notes. Dans Fowler et Ng, Springer International Publishing**:** 1-28 p.

Heyman J., Applegate P. J., Blomdin R., Gribenski N., Harbor J. M. et Stroeven A. P., 2016 - Boulder height – exposure age relationships from a global glacial ^{10}Be compilation. *Quaternary Geochronology*, 34 - pp. 1-11.

Hoelzle M., Azisov E., Barandun M., Huss M., Farinotti D., Gafurov A., Hagg W., Kenzhebaev R., Kronenberg M., Machguth H., Merkushkin A., Moldobekov B., Petrov M., Saks T., Salzmann N., Schöne T., Tarasov Y., Usubaliev R., Vorogushyn S. et Zemp M., 2017 - Re-establishing glacier monitoring in Kyrgyzstan and Uzbekistan, Central Asia. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 6 - pp. 397-418.

Hoelzle M., Barandun M., Bolch T., Fiddes J., Gafurov A., Muccione V., Saks T. et Shahgedanova M., 2019 - Chapter 8 The Status and Role of the alpine Cryosphere in Central Asia. V. Smakhtin, Taylor & Francisp.

Hofmann F. M., Preusser F., Schimmelpfennig I., Léanni L. et Aster team, 2022 - Late Pleistocene glaciation history of the southern Black Forest, Germany: ^{10}Be cosmic-ray exposure dating and equilibrium line altitude reconstructions in Sankt Wilhelmer Tal. *Journal of Quaternary Science*, 37 - 4 pp. 688-706.

Hornsey J., Rowan A., Kirkbride M., Livingstone S., Fabel D., Rodes A., Quincey D., Hubbard B. et Jomelli V., 2022 - Be-10 Dating of Ice-Marginal Moraines in the Khumbu Valley, Nepal, Central Himalaya, Reveals the Response of Monsoon-Influenced Glaciers to Holocene Climate Change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127 - pp.

Huang X., Oberhänsli H., von Suchodoletz H., Prasad S., Sorrel P., Plessen B., Mathis M. et Usubaliev R., 2014 - Hydrological changes in western Central Asia (Kyrgyzstan) during the Holocene as inferred from a palaeolimnological study in lake Son Kul. *Quaternary Science Reviews*, 103 - pp. 134-152.

Huang J., Su F., Yao T. et Sun H., 2022 - Runoff Regime, Change, and Attribution in the Upper Syr Darya and Amu Darya, Central Asia. *Journal of Hydrometeorology*, 23 - 10 pp. 1563-1585.

Hubert-Ferrari A., Suppe J., Woerd J. et Wang X., 2005 - Irregular earthquake cycle along the southern Tianshan front, Aksu area, China. *Journal of Geophysical Research*, 110 - pp.

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussaillant I., Brun F. et Kääb A., 2021 - Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 592 - 7856 pp. 726-731.

Hugonnet R., Millan R., Mouginot J., Rabatel A. et Berthier E., 2023 - Un atlas mondial pour caractériser la réponse des glaciers au changement climatique. *La Météorologie*, - pp. 037.

Huo D., Bishop M. et Bush A., 2021 - Understanding Complex Debris-Covered Glaciers: Concepts, Issues, and Research Directions. *Frontiers in Earth Science*, 9 - pp. 652279.

Imbrie J., Hays J. D., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Morley J. J., Pisias N. G., Prell W. L. et Shackleton N. J., 1984 - The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d18O record. - pp.

Imbrie J., McIntyre A. et Mix A., 1989 - Oceanic Response to Orbital Forcing in the Late Quaternary: Observational and Experimental Strategies. *Climate and Geo-Sciences: A Challenge for Science and Society in the 21st Century*. dans A. Berger, S. Schneider et J. C. Duplessy. Dordrecht, Springer Netherlands**:** 121-164 p.

Imbrie J., Berger A., Boyle E. A., Clemens S. C., Duffy A., Howard W. R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D. G., McIntyre A., Mix A. C., Molfino B., Morley J. J., Peterson L. C., Pisias N. G., Prell W. L., Raymo M. E., Shackleton N. J. et Toggweiler J. R., 1993 - On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8 - 6 pp. 699-735.

Immerzeel W. W., Lutz A. F., Andrade M., Bahl A., Biemans H., Bolch T., Hyde S., Brumby S., Davies B. J., Elmore A. C., Emmer A., Feng M., Fernández A., Haritashya U., Kargel J. S., Koppes M., Kraaijenbrink P. D. A., Kulkarni A. V., Mayewski P. A., Nepal S., Pacheco P., Painter T. H., Pellicciotti F., Rajaram H., Rupper S., Sinisalo A., Shrestha A. B., Viviroli D., Wada Y., Xiao C., Yao T. et Baillie J. E. M., 2020 - Importance and vulnerability of the world's water towers. *Nature*, 577 - 7790 pp. 364-369.

Intergovernmental Panel on Climate C., 2021 - Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.

IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (Ed.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, *In press*

Ivanova Tatiana K. et Markin Vyacheslav A., 2008 - Piotr Alekseevich Kropotkin and his monograph Researches on the Glacial Period (1876). *Geological Society, London, Special Publications*, 301 - 1 pp. 117-128.

Ivy-Ochs S., Kerschner H. et Reuther A., 2006 - The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic 10Be, 26Al, 36Cl, and 21Ne. *Special Paper - Geological Society of America*, 415 - pp.

Ivy-Ochs S., Kerschner H. et Schlüchter C., 2007 - Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: The Alpine perspective. *Quaternary International*, 164-165 - pp. 53-63.

Ivy-Ochs S. et Kober F., 2008 - Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *E&G Quaternary Sci. J.*, 57 - 1/2 pp. 179-209.

Ivy-Ochs S. et Briner J. P., 2014 - Dating Disappearing Ice

with Cosmogenic Nuclides. *Elements*, 10 - 5 pp. 351-356.

Jaboyedoff M., Derron M.-H. et Manby G. M., 2005 - Note on seismic hazard assessment using gradient of uplift velocities in the Turan block (Central Asia). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5 - 1 pp. 43-47.

Janusz-Pawletta B. et Gubaidullina M., 2015 - Transboundary Water Management in Central Asia, *Cahiers d'Asie centrale*, 25, pp. 195-215.

Joly F. 1997 - Glossaire de géomorphologie: base de données sémiologiques pour la cartographie. Armand Colin Ed., Paris; 424 p.

Jomelli V., Mokadem F., Schimmelpfennig I., Chapron E., Rinterknecht V., Favier V., Verfaillie D., Brunstein D., Legentil C., Michel E., Swingedouw D., Jaouen A., Aumaitre G., Bourlès D. L. et Keddadouche K., 2017 - Sub-Antarctic glacier extensions in the Kerguelen region (49°S, Indian Ocean) over the past 24,000 years constrained by 36Cl moraine dating. *Quaternary Science Reviews*, 162 - pp. 128-144.

Jomelli V., Swingedouw D., Vuille M., Favier V., Goehring B., Shakun J., Braucher R., Schimmelpfennig I., Menviel L., Rabatel A., Martin L., Blard P. H., Condom T., Lupker M., Christl M., He Z., Verfaillie D., Gorin A., Aumaître G. et Keddadouche K., 2022 - In-phase millennial-scale glacier changes in the tropics and North Atlantic regions during the Holocene. *Nature Communications*, 13 - pp. 1419.

Jomelli V., Wagnon P., Swingedouw D., Charton J., Braucher R., Hue A., Brun F., Colin C., Gairoard S., Shrestha D., Aumaître G., Keddadouche K. et Zaidi F., 2023 - Unraveling the climate control on debris-free glacier evolution in the Everest region (Nepal, central Himalaya) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 310 - pp. 108109.

Jones R. S., Small D., Cahill N., Bentley M. J. et Whitehouse P. L., 2019 - iceTEA: Tools for plotting and analysing cosmogenic-nuclide surface-exposure data from former ice margins. *Quaternary Geochronology*, 51 - pp. 72-86.

Jouzel J., 1994 - Les enregistrements climatiques du Groenland et de l'Antarctique au cours du dernier cycle climatique. *Il Quaternario*, 7 - 1b pp. 267-274.

Kalanke J., Mingram J., Lauterbach S., Usubaliev R. et Brauer A., 2019 - Age model and microfacies analysis results obtained from microscopic analysis of overlapping petrographic thin sections of composite sequence CHAT12 from Chatyr Kol Lake, Kyrgyzstan. PANGAEA.

Kalanke J., Mingram J., Lauterbach S., Usubaliev R., Tjallingii R. et Brauer A., 2020 - Seasonal deposition processes and chronology of a varved Holocene lake sediment record from Chatyr Kol lake (Kyrgyz Republic). *Geochronology*, 2 - 1 pp. 133-154.

Kapitsa V., Shahgedanova M., Severskiy I., Kassatkin N., White K. H. et Usmanova Z., 2020 - Assessment of Changes in Mass Balance of the Tuyuksu Group of Glaciers, Northern Tien Shan, Between 1958 and 2016 Using Ground-Based Observations and Pléiades Satellite Imagery. *Frontiers in Earth Science*, 8 - pp.

Kenzhebaev R., Barandun M., Kronenberg M., Chen Y., Usubaliev R. et Hoelzle M., 2017 - Mass balance observations and reconstruction for Batysh Sook Glacier, Tien Shan, from 2004 to 2016. *Cold Regions Science and Technology*, 135 - pp. 76-89.

Khandsuren P., Seong Y. B., Oh J.-S., Rhee H. H., Sandag K. et Yu B., 2019 - Late Quaternary glacial history of Khentey Mountains, Central Mongolia, *Boreas*, 48, 21 p.

Khandsuren P., Seong Y. B., Rhee H. H., Lee C.-H., Sarikaya M., Oh J.-S., Sandag K. et Yu B., 2023 - Asynchronous glacial extent during the Last Glacial Maximum in Ih Bogd massif of Gobi-Altay range, southwestern Mongolia: Aspect control on glacier mass balance, *The Cryosphere* 17, pp. 2409-2435.

Klein M. G., Mous D. J. W. et Gottdang A., 2006 - A compact 1MV multi-element AMS system. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 249 - 1 pp. 764-767.

Klein M. G., Gottdang A., Mous D. J. W., Bourlès D. L., Arnold M., Hamelin B., Aumaître G., Braucher R., Merchel S. et Chauvet F., 2008 - Performance of the HVE 5MV AMS system at CEREGE using an absorber foil for isobar suppression. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 266 - 8 pp. 1828-1832.

Kleman J., Hättestrand C., Stroeven A. P., Jansson K. N., De Angelis H. et Borgström I., 2006 - Reconstruction of Palaeo-Ice Sheets - Inversion of their Glacial Geomorphological Record. *Glacier Science and Environmental Change*, 24, pp. 192-198

Kleman J. et Glasser N. F., 2007 - The subglacial thermal organisation (STO) of ice sheets. *Quaternary Science Reviews*, 26 - 5 pp. 585-597.

Kleman J., Stroeven A. P. et Lundqvist J., 2008 - Patterns of Quaternary ice sheet erosion and deposition in Fennoscandia and a theoretical framework for explanation. *Geomorphology*, 97 - 1 pp. 73-90.

Klok E. et Oerlemans J., 2003 - Deriving historical equilibrium-line altitudes from a glacier length record by linear inverse modelling. *The Holocene*, 13 - 3 pp. 343-351.

Klok E. et Oerlemans J., 2004 - Climate reconstructions derived from global glacier length records. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36 - 4 pp. 575-583.

Kneib M., Fyffe C. L., Miles E. S., Lindemann S., Shaw T. E., Buri P., McCarthy M., Ouvry B., Vieli A., Sato Y., Kraaijenbrink P. D. A., Zhao C., Molnar P. et Pellicciotti F., 2023 - Controls on Ice Cliff Distribution and Characteristics on Debris-Covered Glaciers. *Geophysical Research Letters*, 50 - 6 pp. e2022GL102444.

Komatsu T. et Tsukamoto S., 2015 - Late Glacial Lake-Level Changes in the Lake Karakul Basin (a Closed Glacierized-Basin), eastern Pamirs, Tajikistan. *Quaternary Research*, 83 - 1 pp. 137-149.

Kong P., Fink D., Na C. et Huang F., 2009 - Late Quaternary glaciation of the Tianshan, Central Asia, using cosmogenic ^{10}Be surface exposure dating. *Quaternary Research*, 72 - 2 pp. 229-233.

Koppes M., Gillespie A. R., Burke R. M., Thompson S. C. et Stone J., 2008 - Late Quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan. *Quaternary Science Reviews*, 27 - 7 pp. 846-866.

Korschinek G., Bergmaier A. Faestermann T., Gerstmann U., C., Knie K., Rugel G., Wallner A., Dillmann I., Dollinger G., Lierse von Gostomski Ch., Kossert K., Maiti M., Poutistsev M., Remmert A., 2010 - A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 268, pp. 187-191.

Kotlyakov V., Tsvetkov D., Shchetinnikov A. C., Rudak M. S., 1998 – Catalogue des glaciers à pulsation du Pamir, Association de Glaciologie de Moscou, Moscou, 134 p. (*in Russian*)

Kotlyakov V., Osipova G. et Tsvetkov D., 2008 - Monitoring surging glaciers of the Pamirs, central Asia, from space. *Annals of Glaciology*, 48 - pp. 125-134.

Kotlyakov V. M., Chernova L. P., Khromova T. E., Muraviev A. Y., Kachalin A. B. et Tiuflin A. S., 2018 - Unique Surges of Medvezhy Glacier. *Doklady Earth Sciences*, 483 – 2, pp. 1547-1552.

Kraaijenbrink P. D. A., Bierkens M. F. P., Lutz A. F. et Immerzeel W. W., 2017 - Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers. *Nature*, 549, pp. 257.

Kriegel D., Mayer C., Hagg W., Vorogushyn S., Duethmann D., Gafurov A. et Farinotti D., 2013 - Changes in glacierisation, climate and runoff in the second half of the 20th century in the Naryn basin, Central Asia. *Global and Planetary Change*, 110, pp. 51-61.

Kronenberg M., Barandun M., Hoelzle M., Huss M., Farinotti D., Azisov E., Usubaliev R., Gafurov A., Petrakov D. et Kääb A., 2016 - Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014. *Annals of Glaciology*, 57, pp. 92-102.

Kronenberg M., Pelt W., Machguth H., Fiddes J., Hoelzle M. et Pertziger F., 2022 - Long-term firn and mass balance modelling for Abramov glacier, Pamir Alay, *The Cryosphere*, 16, pp. 5001-5022.

Kudriavtseva A., 2023 - Interactions between tectonics, climate, and surface processes in the Kyrgyz Tian Shan, Thèse de doctorat en Sciences Naturelles, Université de Potsdam, 180 p.

Kumar V., Shukla T., Mehta M., Kumar A. et Mishra A., 2020 - Chronology and climate sensitivity of the post-LGM glaciation in the Dunagiri valley, Dhauliganga basin, Central Himalaya, India: Reply to comments. *Boreas*, 50, pp. 312-313.

Kurowski L., 1891 - L'altitude de la limite des neiges, avec une attention particulière portée au groupe du Finsteraarhorn, *Pencks Geographische Abhandlungen*, 5, (*in German*)

Kutuzov S. et Shahgedanova M., 2009 - Glacier retreat and climatic variability in the eastern Terskey–Alatoo, inner Tien Shan between the middle of the 19th century and beginning of the 21st century. *Global and Planetary Change*, 69 - 1 pp. 59-70.

Kvachev V. I., Sannikov A. G., Sokolov L. N., 1980 – Catalogue des glaciers d'URSS, Vol. 14, n°3, 5, 44 p. (*in Russian*)

Laborde A., Barrier L., Simoes M., Li H., Coudroy T., Van der Woerd J. et Tapponnier P., 2019 - Cenozoic deformation of the Tarim Basin and surrounding ranges (Xinjiang, China): A regional overview. *Earth-Science Reviews*, 197 - pp. 102891.

Lasberg K., Kalm V. et Kihno K., 2014 - Ice-free interval corresponding to Marine Isotope Stages 4 and 3 at the Last Glacial Maximum position at Kileshino, Valdaj Upland, Russia. *MIS 4-3 jäävabad*

intervallid viimase jäätumise maksimumlevikupiiril Kileš?inos Valdai kõrgustikul Venemaal., 63 - 2 pp. 88-96.

Lauterbach S., Witt R., Plessen B., Dulski P., Prasad S., Mingram J., Gleixner G., Hettler-Riedel S., Stebich M., Schnetger B., Schwalb A. et Schwarz A., 2014 - Climatic imprint of the mid-latitude Westerlies in the Central Tian Shan of Kyrgyzstan and teleconnections to North Atlantic climate variability during the last 6000 years. *Holocene*, 24 - 8 pp. 970-984.

Lavrentiev I., Nosenko G., Glazovskii A. F., Kazatkin N. E. et Kokarev A. L., 2016 - The polythermal structure of Central Tuyuksu glacier. *Earth's Cryosphere*, XX - pp. 105-115.

Lebatard A.-E., Bourlès D. L. et Alçiçek M. C., 2014 - Datation des travertins de Kocabaş par la méthode des nucléides cosmogéniques 26Al/10Be. *L'Anthropologie*, 118 - 1 pp. 34-43.

Lebatard A.-E. et Bourlès D., 2015 - Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques 10Be, 26Al et 36Cl. *Quaternaire*, 26 - pp. 193-213.

Leclercq P. et Oerlemans J., 2012 - Global and hemispheric temperature reconstruction from glacier length fluctuations. *Climate Dynamics*, 38 - 5/6 pp. 1065-1079.

Leclercq P. W., Oerlemans J., Basagic H. J., Bushueva I., Cook A. et Le Bris R., 2014 - A data set of worldwide glacier length fluctuations. *The Cryosphere*, 8 - 2 pp. 659-672.

Leclercq P., Kääb A. et Altena B., 2021 - Brief communication: Detection of glacier surge activity using cloud computing of Sentinel-1 radar data. *The Cryosphere*, 15 - pp. 4901-4907.

Leger T., Hein A., Bingham R. G., Rodes A., Fabel D. et Smedley R. K., 2021 - Geomorphology and ^{10}Be chronology of the Last Glacial Maximum and deglaciation in northeastern Patagonia, 43°S-71°W. *Quaternary Science Reviews*, 272 - pp. 107194.

Lehmkuhl F., 2012 - Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen–Kharkhiraa Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences*, 52 - pp. 12-20.

Lehner B. et Grill G., 2013 - Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems. *Hydrological Processes*, 27 - 15 pp. 2171-2186.

Lemke P., Ren J. F., Alley R. B., Allison I., Carrasco J., Flato G., Fujii Y., Kaser G., Mote P., Thomas R. H. et Zhang T., 2007 - Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, - pp.

Leroy S. A. et Giralt S. R., 2021 - Humid and cold periods in the last 5600 years in Arid Central Asia revealed by palynology of Picea schrenkiana from Issyk-Kul. *The Holocene*, 31 - 3 pp. 380-391.

Leroy S. A. G., Ricketts R. D. et Rasmussen K. A., 2021 - Climatic and limnological changes 12,750 to 3600 years ago in the Issyk-Kul catchment, Tien Shan, based on palynology and stable isotopes. *Quaternary Science Reviews*, 259 - pp. 106897.

Létolle R., 2000, - Histoire de l'Ouzboy, cours fossile de l'Amou Darya : synthèse et éléments nouveaux, *Studia iranica*, 29, pp. 195-240.

Létolle R ., Mainguet M. 2004 - Histoire des rivières d'Asie centrale depuis deux millions d'années : certitudes et spéculations, *Cahiers d'Asie centrale*, 11-12, 317-341.

Li H., Ng F., Li Z., Qin D. et Cheng G., 2012 - An extended "perfect-plasticity" method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers. *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)*, 117 - pp. 1020.

Li Y.-k., 2013 - Determining topographic shielding from digital elevation models for cosmogenic nuclide analysis: a GIS approach and field validation. *Journal of Mountain Science*, 10 - 3 pp. 355-362.

Li Y., Liu G., Chen Y., Li Y., Harbor J., Stroeven A. P., Caffee M., Zhang M., Li C. et Cui Z., 2014 - Timing and extent of Quaternary glaciations in the Tianger Range, eastern Tian Shan, China, investigated using ^{10}Be surface exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 98 - pp. 7-23.

Li Y., Li Y., Harbor J., Liu G., Yi C. et Caffee M. W., 2016a - Cosmogenic ^{10}Be constraints on Little Ice Age glacial advances in the eastern Tian Shan, China. *Quaternary Science Reviews*, 138 - pp. 105-118.

Li Y., Li Y., Lu X. et Harbor J., 2016b - Geomorphometric Controls on Mountain Glacier Changes Since the Little Ice Age in the Eastern Tien Shan, Central Asia. *Annals of the American Association of Geographers*, 107 - pp. 1-15.

Li Y., Fu P., 2019 – Mapping the Late-Holocene glacial geomorphology and glacier surface types in the Mt. Harajoriha, Central Tian Shan, *International Journal of Geosciences*, 10, pp. 669-688.

Li Y., Song Y., Fitzsimmons K. E., Chen X., Prud'homme

C. et Zong X., 2020 - Origin of loess deposits in the North Tian Shan piedmont, Central Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 559 - pp. 109972.

Li J., Sun M., Yao X., Duan H., Zhang C., Wang S., Niu S. et Yan X., 2023 - A Review of Karakoram Glacier Anomalies in High Mountains Asia. *Water*, 15 - 18 pp. 3215.

Lifton N., Beel C., Hättestrand C., Kassab C., Rogozhina I., Heermance R., Oskin M., Burbank D., Blomdin R., Gribenski N., Caffee M., Goehring B. M., Heyman J., Ivanov M., Li Y., Li Y., Petrakov D., Usubaliev R., Codilean A. T., Chen Y., Harbor J. et Stroeven A. P., 2014a - Constraints on the late Quaternary glacial history of the Inylchek and Sary-Dzaz valleys from in situ cosmogenic 10Be and 26Al, eastern Kyrgyz Tian Shan. *Quaternary Science Reviews*, 101 - pp. 77-90.

Lifton N., Sato T. et Dunai T. J., 2014b - Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 386 - pp. 149-160.

Lisiecki L. E. et Raymo M. E., 2005 - Pliocene-Pleistocene stack of globally distributed benthic stable oxygen isotope records, *Paleoceanography*, **20**, pp.

Lliboutry L. 1964 - Traité de glaciologie 1 Glace, neige, hydrologie nivale, Masson et Cie Ed., Paris, 428 p.

Lliboutry L. 1965 - Traité de glaciologie 2 Glaciers, variations du climat, sols gelés, Masson et Cie Ed., Paris, p.

Ma Q. et Oguchi T., 2024 - Rock Glacier Inventory of the Southwestern Pamirs Supported by InSAR Kinematics. *Remote Sensing*, 16 - pp. 1185.

Macaulay E. A., Sobel E. R., Mikolaichuk A., Kohn B. et Stuart F. M., 2014 - Cenozoic deformation and exhumation history of the Central Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics*, 33 - 2 pp. 135-165.

Mackintosh A. N., Anderson B. M. et Pierrehumbert R. T., 2017 - Reconstructing Climate from Glaciers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45 - 1 pp. 649-680.

Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G. K. C., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka J.-P., Möller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M. et Svendsen J. I., 2004 - Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23 - 11 pp. 1313-1332.

Marbouty D., 1984 - Les propriétés physiques de la neige. *La houille blanche*, - 8 pp. 557-567.

Marrero S. M., Phillips F. M., Caffee M. W. et Gosse J. C., 2016 - CRONUS-Earth cosmogenic ^{36}Cl calibration. *Quaternary Geochronology*, 31 - pp. 199-219.

Martin L. C. P., Blard P. H., Balco G., Lavé J., Delunel R., Lifton N. et Laurent V., 2017 - The CREp program and the ICE-D production rate calibration database: A fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary Geochronology*, 38 - pp. 25-49.

de Martonne E., 1909 - Traité de géographie physique, Armand Colin Ed., Paris, 910 p.

Masson-Delmotte V., Swingedouw D., Landais A., Seidenkrantz M. S., Gauthier E., Bichet V., Massa C., Perren B., Jomelli V. et Adalgeirsdottir G., 2012 - Greenland climate change: from the past to the future. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 3 - 5 pp. 427-449.

Mathys T., Azimshoev M., Bektursunov Z., Hauck C., Hilbich C., Duishonakunov M., Kayumov A., Kassatkin N., Kapitsa V., Martin L., Mollaret C., Navruzshoev H., Pohl E., Saks T., Silmonov I., Musaev T., Usubaliev R. et Hoelzle M. 2024 - Quantifying permafrost ground ice contents in the Tien Shan and Pamir (Central Asia): A Petrophysical Joint Inversion approach using the Geometric Mean model. p.

Merchel S., Arnold M., Aumaître G., Benedetti L., Bourlès D. L., Braucher R., Alfimov V., Freeman S. P. H. T., Steier P. et Wallner A., 2008 - Towards more precise 10Be and 36Cl data from measurements at the 10−14 level: Influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 266 - 22 pp. 4921-4926.

Mercier D., 1998 - Le ruissellement au Spitsberg : l'impact d'un processus azonal sur les paysages d'un milieu polaire, presqu'île de Brøgger (79° N). Thèse de doctorat en Géographie, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, 531 p.

Mercier D. 2008 - Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, pp. 223-234.

Mercier D., 2010 - La géomorphologie paraglaciaire. Analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges. Habilitation à Diriger les Recherches en Géomorphologie, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.

Mernild S. H., Pelto M., Malmros J. K., Yde J. C., Knudsen N. T. et Hanna E., 2013 - Identification of snow ablation rate, ELA, AAR and net mass balance using transient snowline variations on two Arctic glaciers. *Journal of Glaciology*, 59 - 216 pp. 649-659.

Milankovitch, M., 1941 - Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem, *Royal Serbian Academy*, 1 – 503. (*In german*)

Miles E. S., Watson C. S., Brun F., Berthier E., Esteves M., Quincey D. J., Miles K. E., Hubbard B. et Wagnon P., 2018 - Glacial and geomorphic effects of a supraglacial lake drainage and outburst event, Everest region, Nepal Himalaya. *The Cryosphere*, 12 - 12 pp. 3891-3905.

Miles E., McCarthy M., Dehecq A., Kneib M., Fugger S. et Pellicciotti F., 2021 - Health and sustainability of glaciers in High Mountain Asia. *Nature Communications*, 12 - pp.

Millan R., Mouginot J., Rabatel A. et Morlighem M., 2022 - Ice velocity and thickness of the world's glaciers. *Nature Geoscience*, 15 - pp. 1-6.

Miller G. H., Denton G. H. et Hughes T. J., 1981 - The Last great ice sheets. *Arctic and Alpine Research*, 14 - pp. 380.

Mirzabaev A., 2013 - Climate Volatility and Change in Central Asia: Economic Impacts and Adaptation.

Mischke S., Zhang C., Liu C., Zhang J., Jiao P. et Plessen B., 2019 - Invited research article - The Holocene salinity history of Lake Lop Nur (Tarim Basin, NW China) inferred from ostracods, foraminifera, ooids and stable isotope data. *Global and Planetary Change*, 175 - pp. 1-12.

Mukherjee K., Bolch T., Goerlich F., Kutuzov S., Osmonov A., Pieczonka T. et Shesterova I., 2017 - Surge-Type Glaciers in the Tien Shan (Central Asia). *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 49 - 1 pp. 147-171.

Narama C., 2002 - Late Holocene variation of the Raigorodskogo Glacier and climate change in the Pamir–Alai, central Asia. *Catena*, 48 - 1 pp. 21-37.

Narama C., Kondo R., Tsukamoto S., Kajiura T., Ormukov C., Abdrakhmatov K., 2007 - OSL dating of glacial deposits during the Last Glacial in the Terskey-Alatoo Range, Kyrgyz Republic, *Quaternary Geochronology*, 2, pp. 249-254.

Narama C., Kondo R., Tsukamoto S., Kajiura T., Duishonakunov M. et Abdrakhmatov K., 2009 - Timing of glacier expansion during the Last Glacial in the inner Tien Shan, Kyrgyz Republic by OSL dating. *Quaternary International*, 199 - 1–2 pp. 147-156.

Narama C., Kääb A., Duishonakunov M. et Abdrakhmatov K., 2010 - Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. *Global and Planetary Change*, 71 - 1 pp. 42-54.

Narama C., Daiyrov M., Tadono T., Yamamoto M., Kääb A., Morita R. et Ukita J., 2017 - Seasonal drainage of supraglacial lakes on debris-covered glaciers in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Geomorphology*, 286 - pp. 133-142.

Nesje A., 1992 - Topographical effects on the equilibrium-line altitude on glaciers. *GeoJournal*, 27 - 4 pp. 383-391.

Nishiizumi K., Winterer E. J., Kohl C. P., Klein J., Middleton R., Lal D., Arnold J. R., 1989 - Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks, *Journal of Geophysical Research*, 94 – B12, pp. 17907-17915.

Nishiizumi K., Imamura M., Caffee M. W., Southon J. R., Finkel R. C. et McAninch J., 2007 - Absolute calibration of 10Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 258 - 2 pp. 403-413.

Nishiizumi K., 2022 - Preparation of new 10Be and 26Al AMS standard reference materials. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 530 - pp. 43-47.

Nye J. F., 1952a - The Mechanics of Glacier Flow. *Journal of Glaciology*, 2 - 12 pp. 82-93.

Nye J. F., 1952b - A Method of Calculating the Thicknesses of the Ice-Sheets. *Nature*, 169 - 4300 pp. 529-530.

Oerlemans J., 2005 - Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science*, 308 - 5722 pp. 675-677.

Oerlemans H., 2021 - Glacier Fluctuations and Simple Glacier Models. Dans Glaciers and Ice Sheets in the Climate System: The Karthaus Summer School Lecture Notes. A. Fowler et F. Ng. Cham, Springer International Publishing Ed., pp. 459-482.

Ohmura A., Kasser P. et Funk M., 1992 - Climate at the Equilibrium Line of Glaciers. *Journal of Glaciology*, 38 - 130 pp. 397-411.

Ohmura A. et Boettcher M., 2018 - Climate on the equilibrium line altitudes of

glaciers: theoretical background behind Ahlmann's P/T diagram. *Journal of Glaciology*, 64 - 245 pp. 489-505.

Ohmura A. et Boettcher M. 2022 - On the Shift of Glacier Equilibrium Line Altitude (ELA) under the Changing Climate. *Water* 14,

Oien R. P., Spagnolo M., Rea B. R., Barr I. D. et Bingham R. G., 2020 - Climatic controls on the equilibrium-line altitudes of Scandinavian cirque glaciers. *Geomorphology*, 352 - pp. 106986.

Oien R., Rea B., Spagnolo M., Barr I. et Bingham R., 2021 - Testing the area–altitude balance ratio (AABR) and accumulation–area ratio (AAR) methods of calculating glacier equilibrium-line altitudes. *Journal of Glaciology*, - pp. 1-12.

Oien R. P., Barr I. D., Spagnolo M., Bingham R. G., Rea B. R. et Jansen J., 2022 - Controls on the altitude of Scandinavian cirques: What do they tell us about palaeoclimate? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 600 - pp. 111062.

Orr E. N., Owen L. A., Murari M. K., Saha S. et Caffee M. W., 2017 - The timing and extent of Quaternary glaciation of Stok, northern Zanskar Range, Transhimalaya, of northern India. *Geomorphology*, 284 - pp. 142-155.

Osmaston H., 1989 - Glaciers, glaciations and equilibrium line altitudes on the Ruwenzori. *Quaternary and environmental research on East African mountains*, 31 - pp. 104.

Osmaston H., 2005 - Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139 - pp. 22-31.

Osmonov A., Bolch T., Xi C., Kurban A. et Guo W., 2013 - Glacier characteristics and changes in the Sary-Jaz River Basin (Central Tien Shan, Kyrgyzstan) – 1990–2010. *Remote Sensing Letters*, 4 - 8 pp. 725-734.

Owen L. A., Derbyshire E., Richardson S., Benn D. I., Evans D. J. A. et Mitchell W. A., 1996 - The quaternary glacial history of the Lahul Himalaya, northern India. *Journal of Quaternary Science*, 11 - 1 pp. 25-42.

Owen L. A., Derbyshire E., Fort, M., 1998 – The Quaternary Glacial History of the Himalaya, *Quaternary Proceedings*, 6, pp. 91-120.

Owen L. A., Gualtieri L., Finkel R. C., Caffee M. W., Benn D. I. et Sharma M. C., 2001 - Cosmogenic radionuclide dating of glacial landforms in the Lahul Himalaya, northern India: defining the timing of Late Quaternary glaciation. *Journal of Quaternary Science*, 16 - 6 pp. 555-563.

Owen L. A., Spencer J. Q., Haizhou M. A., Barnard P. L., Derbyshire E., Finkel R. C., Caffee M. W. et Nian Z. Y., 2003 - Timing of Late Quaternary glaciation along the southwestern slopes of the Qilian Shan, Tibet. *Boreas*, 32 - 2 pp. 281-291.

Owen L. A., Finkel R. C., Barnard P. L., Haizhou M., Asahi K., Caffee M. W. et Derbyshire E., 2005 - Climatic and topographic controls on the style and timing of Late Quaternary glaciation throughout Tibet and the Himalaya defined by ^{10}Be cosmogenic radionuclide surface exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 24 - 12–13 pp. 1391-1411.

Owen L. A. et Benn D. I., 2005 - Equilibrium-line altitudes of the Last Glacial Maximum for the Himalaya and Tibet: an assessment and evaluation of results. *Quaternary International*, 138-139 - pp. 55-78.

Owen L. A., Chen J., Hedrick K. A., Caffee M. W., Robinson A. C., Schoenbohm L. M., Yuan Z., Li W., Imrecke D. B. et Liu J., 2012 - Quaternary glaciation of the Tashkurgan Valley, Southeast Pamir. *Quaternary Science Reviews*, 47 - pp. 56-72.

Owen L. A. et Dortch J. M., 2014 - Nature and timing of Quaternary glaciation in the Himalayan–Tibetan orogen. *Quaternary Science Reviews*, 88 - pp. 14-54.

Palacios D., Hughes P. D., Garcia-Ruiz J. M., Andres N., 2021 – European Glacial Landscapes, Maximum extentes of glaciations, Elsevier Ed., Amsterdam, 503 p.

Paterson W. S. B., 1994 - The Physics of Glaciers (Third Edition),Pergamon Ed. Amsterdam, 634 p.

Paul F., Linsbauer A., 2012 – Modelling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM, *International Journal of Geographical Information Science*, 26 – 7, pp. 1173-1190.

Pearson P. N., Ditchfield P. W., Singano J., Harcourt-Brown K. G., Nicholas C. J., Olsson R. K., Shackleton N. J. et Hall M. A., 2001 - Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, 413 - 6855 pp. 481-487.

Pellitero R., Rea B., Spagnolo M., Bakke J., Ivy-Ochs S., Hughes P., Lukas S. et Ribolini A., 2015 - A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line

altitudes. *Computers & Geosciences*, 82 - pp. 55-62

Pellitero R., Rea B. R., Spagnolo M., Bakke J., Ivy-Ochs S., Frew C. R., Hughes P., Ribolini A., Lukas S. et Renssen H., 2016 - GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences*, 94 - pp. 77-85.

Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A., Kääb A., Kutuzov S., Lavrentiev I., Stoffel M., Tutubalina O. et Usubaliev R., 2016 - Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013. *Science of The Total Environment*, Volume 562 - pp. 364–378.

Philips F. M., Leavy B. D., Jannik N. O., Elmore D., Kubik P. W., 1986 – The Accumulation of Cosmogrnic Chlorine-36 in rocks: a Method for Surface exposure Dating, *Science*, 231 – 4733, pp. 41-43.

Phillips F. M., Argento D. C., Balco G., Caffee M. W., Clem J., Dunai T. J., Finkel R., Goehring B., Gosse J. C., Hudson A. M., Jull A. J. T., Kelly M. A., Kurz M., Lal D., Lifton N., Marrero S. M., Nishiizumi K., Reedy R. C., Schaefer J., Stone J. O. H., Swanson T. et Zreda M. G., 2016 - The CRONUS-Earth Project: A synthesis. *Quaternary Geochronology*, 31 - pp. 119-154.

Prud'homme C., Scardia G., Vonhof H., Guinoiseau D., Nigmatova S., Fiebig J., Gerdes A., Janssen R. et Fitzsimmons K. E., 2021 - Central Asian modulation of Northern Hemisphere moisture transfer over the Late Cenozoic. *Communications Earth & Environment*, 2 - 1 pp. 106.

Putkonen J. et Swanson T., 2003 - Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, 59 - 2 pp. 255-261.

Qadamov A., Sidle R. et Caiserman A., 2025 - Combining scientific and local knowledge to understand climate change effects in high mountains: A case study from Porshinev Jamoat, Tajikistan. *Geo: Geography and Environment*, 12 - pp.

Ranov V. A., 1984a - Douze années de recherches sur la préhistoire au Tadjikistan méridional et au Pamir (1971-1982). *Paléorient*, - pp. 5-22.

Ranov V. A., 1984b - L'exploration archéologique du Pamir. *Bulletin de l'École française d'Extrême-Orient*, - pp. 67-97.

Ranov V. A., Carbonell E., Rodriguezz X. P., 1995 – Kuldara – Earliest Human Occupation in Central Asia and its Afro-Asian Contexte, *Current Anthropology*, 36-2, pp. 337-346.

Raper S. C. et Braithwaite R. J., 2009 - Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *The Cryosphere*, 3 - 2 pp. 183-194.

Rasmussen S. O., Bigler M., Blockley S. P., Blunier T., Buchardt S. L., Clausen H. B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J. et Fischer H., 2014 - A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106 - pp. 14-28.

Rea B. R., Whalley W. B., Dixon T. S. et Gordon J. E., 1999 - Plateau icefields as contributing areas to valley glaciers and the potential impact on reconstructed ELAs: a case study from the Lyngen Alps, North Norway. *Annals of Glaciology*, 28 - pp. 97-102.

Rea B. R., 2009 - Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28 - 3-4 pp. 237-248.

Reber R., Akçar N., Yesilyurt S., Yavuz V., Tikhomirov D., Kubik P. W. et Schlüchter C., 2014 - Glacier advances in northeastern Turkey before and during the global Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 101 - pp. 177-192.

Reber R., Akçar N., Tikhomirov D., Yesilyurt S., Vockenhuber C., Yavuz V., Ivy-Ochs S. et Schlüchter C., 2022 - LGM Glaciations in the Northeastern Anatolian Mountains: New Insights. *Geosciences*, 12 - 7 pp. 257.

Reclus E., 2012 - L'évolution, la révolution et l'idéal anarchique, Paris, Stock, 1905, 5ème édition. Dans Écris sociaux, Héros-Limite, Genève, 243 p.

Regnéll C., Haflidason H., Mangerud J. et Svendsen J., 2018 - Glacial and climate history of the last 24 000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from partly varved lake sediments. *Boreas*, 48 - pp.

Reinhardt-Imjela C., Wünnemann B. et Krivonogov S., 2008 - Geomorphological evidence for the Late Holocene evolution and the Holocene lake level maximum of the Aral Sea. *Geomorphology*, 93 - pp. 302-315.

Rembe J., Sobel E., Kley J., Zhou R., Thiede R. et Chen J., 2021 - The Carboniferous Arc of the North Pamir. *Lithosphere*, 2021 - pp.

Rembe J., Sobel E., Kley J., Terbishalieva B., Musol A., Chen J. et Zhou R., 2022a - Geochronology, Geochemistry, and Geodynamic Implications of Permo-Triassic Back-Arc

Basin Successions in the North Pamir, Central Asia. *Lithosphere*, 2022 - pp.

Rembe J., Zhou R., Sobel E., Kley J., Chen J., Zhao J.-x., Feng Y. et Howard D., 2022b - Calcite U-Pb dating of altered ancient oceanic crust in the North Pamir, Central Asia. *Geochronology*, 4 - pp. 227-250.

Reyer C. P., Otto I. M., Adams S., Albrecht T., Baarsch F., Cartsburg M., Coumou D., Eden A., Ludi E. et Marcus R., 2017 - Climate change impacts in Central Asia and their implications for development. *Regional Environmental Change*, 17 - pp. 1639-1650.

RGI 7.0 Consortium, 2013 - . Randolph Glacier Inventory - A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 3.0. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. doi:10.5067/f6jmovy5navz.

Richards B. W., Owen L. A. et Rhodes E. J., 2000 - Timing of Late Quaternary glaciations in the Himalayas of northern Pakistan. *Journal of Quaternary Science*, 15 - 3 pp. 283-297.

Rinterknecht V., Clark P., Raisbeck G., Yiou F., Bitinas A., Brook E., Marks L., Zelcs V., Lunkka J., Pavlovskaya I., Piotrowski J. et Raukas A., 2006 - The Last Deglaciation of the Southeastern Sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science (New York, N.Y.)*, 311 - pp. 1449-1452.

Rinerknecht V., Pavlovskaya I. E., Clark P. U., Raisbeck G. M., Yiou F., Brook E. J., 2007 - Timing of the last deglaciation in Belarus. *Boreas*, 36 - 3 pp. 307-313.

Rinterknecht V., Bitinas A., Clark P., Raisbeck G., Yiou F. et Brook E., 2008 - Timing of the last deglaciation in Lithuania. *Boreas*, 37 - pp. 426-433.

Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A., Kohv M., Kalla K., Kalm V., Subetto D., Bourlès D., Léanni L. et Guillou V., 2018 - The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valday Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ^{10}Be. *Quaternary Science Reviews*, 200 - pp. 106-113.

Roattino T., Crouzet C., Vassallo R., Buoncristiani J.-F., Carcaillet J., Gribenski N. et Valla P., 2022 - Paleogeographical reconstruction of the western French Alps foreland during the last glacial maximum using cosmogenic exposure dating. *Quaternary Research*, - pp. 1-16.

Rodda C., Mayewski P., Kurbatov A., Aizen E., Aizen V., Korotkikh E., Takeuchi N., Fujita K., Kawamura K. et Tsushima A. 2019 - Seasonal variability in a 1600 year-long ice core chemical record, Pamir Mountains, Central Asia, *Quaternary Science Reviews*, 223, pp. 105847.

Röhringer I., Zech R., Abramowski U., Sosin P., Aldahan A., Kubik P. W., Zöller L. et Zech W., 2012 - The late Pleistocene glaciation in the Bogchigir Valleys (Pamir, Tajikistan) based on ^{10}Be surface exposure dating. *Quaternary Research*, 78 - 3 pp. 590-597.

Rose J., 2010 - Quaternary climates: a perspective for global warming. *Proceedings of the Geologists' Association*, 121 - 3 pp. 334-341.

Rosi A., Frodella W., Nocentini N., Caleca F., Havenith H. B., Strom A., Saidov M., Bimurzaev G. A. et Tofani V., 2023 - Comprehensive landslide susceptibility map of Central Asia. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 23 - 6 pp. 2229-2250.

Rupper S. et Roe G., 2008 - Glacier Changes and Regional Climate : A Mass and Energy Balance Approach. *Journal of Climate*, 21 - 20 pp. 5384-5401.

Saha S., Sharma M. C., Murari M. K., Owen L. A. et Caffee M. W., 2016 - Geomorphology, sedimentology and minimum exposure ages of streamlined subglacial landforms in the NW Himalaya, India. *Boreas*, 45 - 2 pp. 284-303.

Saha S., Owen L. A., Orr E. N. et Caffee M. W., 2018 - Timing and nature of Holocene glacier advances at the northwestern end of the Himalayan-Tibetan orogen. *Quaternary Science Reviews*, 187 - pp. 177-202.

Saha S., Owen L. A., Orr E. N. et Caffee M. W., 2019 - High-frequency Holocene glacier fluctuations in the Himalayan-Tibetan orogen. *Quaternary Science Reviews*, 220 - pp. 372-400.

Sakai A. et Fujita K., 2017 - Contrasting glacier responses to recent climate change in high-mountain Asia. *Scientific Reports*, 7 - 1 pp. 13717.

Saks T., Hoelzle M., Barandun M., Mathys T., Scherler M. et Petrakov D., 2020 - The state and future of the cryosphere in Central Asia. *Water Security*, 11 - pp.

Saks T., Pohl E., Machguth H., Dehecq A., Barandun M., Kenzhebaev R., Kalashnikova O. et Hoelzle M., 2022 - Glacier Runoff Variation Since 1981 in the Upper Naryn River Catchments, Central Tien Shan. *Frontiers in Environmental Science*, 9 - pp.

Saks T., Rinterknecht V., Lavrentiev I., Béra G., Mattéa E., Hoelzle M., 2024, – Acceleration of Abramov Glacier (Pamir-Alay) retreat since Little Ice Age, *Boreas*, 53, pp. 415-429.

Sakurai N., Narama C., Daiyrov M., Esenamanov M.,

Usekov Z. et Inoue H., 2022 - Simultaneous drainage events from supraglacial lakes on the southern Inylchek Glacier, Central Asia. *Journal of Glaciology,* 68 - 268 pp. 209-220.

Salim E. et Ravanel L., 2023 - Last chance to see the ice: visitor motivation at Montenvers-Mer-de-Glace, French Alps. *Tourism Geographies,* 25 - 1 pp. 72-94.

Salim E., Mayer M., Sacher P. et Ravanel L., 2023a - Visitors' motivations to engage in glacier tourism in the European Alps: comparison of six sites in France, Switzerland, and Austria. *Journal of Sustainable Tourism,* 31 - 6 pp. 1373-1393.

Salim E., Ravanel L. et Deline P., 2023b - Does witnessing the effects of climate change on glacial landscapes increase pro-environmental behaviour intentions? An empirical study of a last-chance destination. *Current Issues in Tourism,* 26 - 6 pp. 922-940.

Sanhueza-Pino K., Korup O., Hetzel R., Munack H., Weidinger J. T., Dunning S., Ormukov C. et Kubik P. W., 2011 - Glacial advances constrained by ^{10}Be exposure dating of bedrock landslides, Kyrgyz Tien Shan. *Quaternary Research,* 76 - 3 pp. 295-304.

Savoskul O. S. et Solomina O. N., 1996 - Late-Holocene glacier variations in the frontal and inner ranges of the Tian Shan, central Asia. *Holocene,* 6 - 1 pp. 25-35.

Schilling D., 1981 - Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. Dans The Last Great Ice Sheets, Denton et Hughes, New-York, Wiley Ed. pp. 207-220.

Schimmelpfennig I., Benedetti L., Finkel R., Pik R., Blard P.-H., Bourlès D., Burnard P. et Williams A., 2009 - Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology,* 4 - 6 pp. 441-461.

Schimmelpfennig I., Blard P. h., Tesson J., Zakari M., Benedetti L., Balco G., Martin L., Simon Q. et Lavé J., 2022 - The CREp ^{36}Cl exposure age calculator: development version "dev".

Schwarz A., Turner F., Lauterbach S., Plessen B., Krahn K. J., Glodniok S., Mischke S., Stebich M., Witt R., Mingram J. et Schwalb A., 2017 - Mid- to late Holocene climate-driven regime shifts inferred from diatom, ostracod and stable isotope records from Lake Son Kol (Central Tian Shan, Kyrgyzstan). *Quaternary Science Reviews,* 177 - pp. 340-356.

Seierstad I. K., Abbott P. M., Bigler M., Blunier T., Bourne A. J., Brook E., Buchardt S. L., Buizert C., Clausen H. B. et Cook E., 2014 - Consistently dated records from the Greenland GRIP, GISP2 and NGRIP ice cores for the past 104 ka reveal regional millennial-scale δ18O gradients with possible Heinrich event imprint. *Quaternary Science Reviews,* 106 - pp. 29-46.

Seong Y. B., Owen L. A., Bishop M. P., Bush A., Clendon P., Copland L., Finkel R., Kamp U. et Shroder J. F., 2007 - Quaternary glacial history of the Central Karakoram. *Quaternary Science Reviews,* 26 - 25 pp. 3384-3405.

Seong Y. B., Owen L. A., Yi C. et Finkel R. C., 2009 - Quaternary glaciation of Muztag Ata and Kongur Shan: Evidence for glacier response to rapid climate changes throughout the Late Glacial and Holocene in westernmost Tibet. *GSA Bulletin,* 121 - 3-4 pp. 348-365.

Sevestre H. et Benn D. I., 2015 - Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging. *Journal of Glaciology,* 61 - 228 pp. 646-662.

Shahbandeh M., Kaim D. et Kozak J. 2023 - Using CORONA Imagery to Study Land Use and Land Cover Change;A Review of Applications. *Remote Sensing* 15,

Shchetinnikov A. S. et Podkopaeva L. D., 1968 - Catalogue des Glaciers d'URSS, Vol. 14, n°1 ; 1, 49 p. (*in Russian*)

Shchetinnikov A. S. et Podkopaeva L. D., 1978 - Catalogue des Glaciers d'URSS, Vol. 14, n°3 ; 13, 107 p. (*in Russian*)

Shchetinnikov A. S. et Podkopaeva L. D., 1979 - Catalogue des Glaciers d'URSS, Vol. 14, n°3 ; 8, 127 p. (*in Russian*)

Shea J. M. et Immerzeel W. W., 2016 - An assessment of basin-scale glaciological and hydrological sensitivities in the Hindu Kush–Himalaya. *Annals of Glaciology,* 57 - 71 pp. 308-318.

Siame L. L., Braucher R. et Bourles D. L., 2000 - Les nucléides cosmogeniques produits in-situ; de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France,* 171 – 4, pp. 383-396.

Sidorov L. F., 1979 - Elements de nature du Pamir au cours du Quaternaire, Nauka Ed., Leningrad, 145 p. (*in Russian*)

Solomina O. N., 1999 – Les glaciations de montagne d'Eurasie du Nord au cours de l'Holocène, Scientific World, Moscou, 272 p. (*in Russian*)

Solomina O., Barry R. et Bodnya M., 2004 - The Retreat of Tien Shan Glaciers (Kyrgyzstan) Since the Little Ice Age Estimated from Aerial

Photographs, Lichenometric and Historical Data. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 86 - pp. 205-215.

Solomina O. N., 2015 - Holocene glacier variations and their potential orbital, solar, volcanic and anthropogenic forcings. *Лёд и снег*, 54 - 3 pp. 81-90.

Solomina O. N., Bradley R. S., Hodgson D. A., Ivy-Ochs S., Jomelli V., Mackintosh A. N., Nesje A., Owen L. A., Wanner H., Wiles G. C. et Young N. E., 2015 - Holocene glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews*, 111 - pp. 9-34.

Solomina O. N., Bradley R. S., Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D. S., Koch J., McKay N. P., Masiokas M., Miller G., Nesje A., Nicolussi K., Owen L. A., Putnam A. E., Wanner H., Wiles G. et Yang B., 2016 - Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, 149 - pp. 61-90.

Sorg A., Bolch T., Stoffel M., Solomina O. et Beniston M., 2012 - Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). *Nature Climate Change*, 2 - 10 pp. 725-731.

Soulet G., Ménot G., Bayon G., Rostek F., Ponzevera E., Toucanne S., Lericolais G. et Bard E., 2013 - Abrupt drainage cycles of the Fennoscandian Ice Sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110 - 17 pp. 6682-6687.

Stengers I., 2022 - Lettre aux scientifiques qui lisent les rapports du Giec. Pour un tournant radical, *Socialter*, pp. 34-47.

Stone J. O., Allan G. L., Fifield L. K., Cresswell R. G., 1996 – Cosmogenic chlorine-36 for calcium spallation, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 – 4, pp. 679-692.

Stone J. O., 2000 - Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105 - B10 pp. 23753-23759.

Strand P., Putnam A., Sambuu O., Putnam D., Denton G., Schaefer J., Radue M., Dorj A., Amarsaikhan P., Stevens J. et Cole D., 2022 - A ^{10}Be Moraine Chronology of the Last Glaciation and Termination at 49°N in the Mongolian Altai of Central Asia. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 37 - pp.

Stroeven A., Hättestrand C., Heyman J., Kleman J. et Morén B., 2013 - Glacial geomorphology of the Tian Shan. *Journal of Maps*, 9 - pp. 505-512.

Stroeven A. P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B. W., Harbor J. M., Jansen J. D., Olsen L., Caffee M. W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G. C., Strömberg B. et Jansson K. N., 2016 - Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 147 - pp. 91-121.

Stroeven A., Hättestrand C., Jansson K. et Kleman J., 2021 – Paleoglaciology, Glaciers and Ice Sheets in the Climate System, dans A. Fowler et F. Ng. Cham, Springer International Publishing Ed. pp. 431-457.

Stübner K., Grin E., Hidy A., Schaller M., Gold R., Ratschbacher L. et Ehlers T., 2017 - Middle and Late Pleistocene glaciations in the southwestern Pamir and their effects on topography. *Earth and Planetary Science Letters*, 466 - pp. 181-194.

Stübner K., Bookhagen B., Merchel S., Lachner J. et Gadoev M., 2021 - Unravelling the Pleistocene glacial history of the Pamir mountains, Central Asia. *Quaternary Science Reviews*, 257 - pp. 106857.

Stübner K., Gadoev M., Rugel G., Lachner J. et Bookhagen B., 2024 - Three Pleistocene glacial advances and a warm episode during MIS-3: Towards a more complete glacial history of the Pamir mountains. *Quaternary Science Advances*, 13 - pp. 100135.

Stukalo, G. Thapan-Raina, S. Vuola, A.W. Modaqiq, K. Wegerich, H.E. M. Zaher, A. ZaidiAncrenaz A., Braucher R., Define E., Poiraud A., Delmas M., Roche D. M. et Steiger J., 2020 - Chronologie de l'englacement de l'Aubrac au Pléistocène supérieur : apports des Nucléides Cosmogéniques Terrestres (NCT). Paris, France.

Styllas M. N., Schimmelpfennig I., Ghilardi M. et Benedetti L., 2016 - Geomorphologic and paleoclimatic evidence of Holocene glaciation on Mount Olympus, Greece. HAL CCSD, 26, pp. 709-721.

Styllas M., Schimmelpfennig I., Benedetti L., Ghilardi M., Aumaitre G., Bourlès D. et Keddadouche K., 2018 - Late-glacial and Holocene history of the northeast Mediterranean mountain glaciers - New insights from *in situ* -produced ^{36}Cl - based cosmic ray exposure dating of paleo-glacier deposits on Mount Olympus, Greece. HAL CCSD Elsevier, 193, pp. 244-265.

Styron R. et Pagani M., 2020 - The GEM Global Active Faults Database. *Earthquake Spectra*, 36 - 1_suppl pp. 160-180.

Sun M., Zhou S., Yao X., Duan H. et Zhang Y., 2022 - Surging glaciers in High Mountain Asia between 1986 and 2021, *EGUsphere*, 2022, pp. 1-30.

Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I., Demidov I., Dowdeswell J. A., Funder S., Gataullin V., Henriksen

M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H. W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K. H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J. P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M. J., Spielhagen R. F. et Stein R., 2004 - Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews,* 23 - 11 pp. 1229-1271.

Svendsen J., Astakhov V., Bakke J., Gyllencreutz R., Henriksen M., Karlsen L., Lohne Ø., Mangerud J. et Nazarov D., 2009 - Glacial history of the Polar Urals inferred from terrestrial and lacustrine data, 11, pp. 8455.

Svendsen J., Krüger L., Mangerud J., Astakhov V., Paus A., Nazarov D. et Murray A., 2014 - Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5e2.

Svendsen J., Færseth L., Gyllencreutz R., Haflidason H., Henriksen M., Hovland M., Lohne Ø., Mangerud J., Nazarov D., Regnéll C. et Schaefer J., 2018 - Glacial and environmental changes over the last 60 000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from a high-resolution lake record and other observations from adjacent areas. *Boreas,* 48 - pp.

Svitoch A. A., 2009 – Histoire de la paléo mer d'Aral, *Aridnie Ecosystemi*, 15, n°2 - 38, pp. 5-19. (*in Russian*)

Swann G. E. A., Mackay A. W., Leng M. J. et Demory F., 2005 - Climatic change in Central Asia during MIS 3/2: a case study using biological responses from Lake Baikal. *Global and Planetary Change,* 46 - 1 pp. 235-253.

Takeuchi N., Fujita K., Aizen V. B., Narama C., Yokoyama Y., Okamoto S., Naoki K. et Kubota J., 2014 - The disappearance of glaciers in the Tien Shan Mountains in Central Asia at the end of Pleistocene. *Quaternary Science Reviews,* 103 - pp. 26-33.

Taylor J. R., 1997 – An Introduction to Error Analysis, The study of Uncertainities in Physical Measurements, University Science Books Ed., Sausalito, California, 342 p.

Taylor W., Shnaider S., Abdykanova A., Fages A., Welker F., Irmer F., Seguin-Orlando A., Khan N., Douka K., Kolobova K., Orlando L., Krivoshapkin A. et Boivin N., 2018 - Early pastoral economies along the Ancient Silk Road: Biomolecular evidence from the Alay Valley, Kyrgyzstan. *PLOS ONE,* 13 - 10 pp. e0205646.

Taylor W., Shnaider S., Spengler R., Orlando L., Abdykanova A. et Krivoshapkin A., 2019 - Investigating ancient animal economies and exchange in Kyrgyzstan's Alay Valley. *Antiquity,* 93 - 367 pp. e2.

Tielidze L. G., Solomina O. N., Jomelli V., Dolgova E. A., Bushueva I. S., Mikhalenko V. N., Brauche R. et Team A., 2020 - Change of Chalaati Glacier (Georgian Caucasus) since the Little Ice Age based on dendrochronological and Beryllium-10 data. *Лёд и снег,* 60 - 3 pp. 453-470.

Tielidze L., George I. et Holobaca I., 2024 - Mapping of Supra-Glacial Debris Cover in the Greater Caucasus: A Semi-Automated Multi-Sensor Approach. *Geosciences,* 14(7) - pp. 1-19.

Tielidze L., Mackintosh A., Gavashelishvili A., Gadrani L., Nadaraia A. et Elashvili M., 2025 - Post-Little Ice Age Equilibrium-Line Altitude and Temperature Changes in the Greater Caucasus Based on Small Glaciers. *Remote Sensing,* 17 - pp. 1-26.

Tomkins M., Dortch J., Hughes P., Huck J., Pallàs R., Rodes A., Allard J., Stimson A., Bourlès D., Rinterknecht V., Jomelli V., Rodríguez-Rodríguez L., Copons R., Barr I., Darvill C. et Bishop T., 2021 - Moraine crest or slope: An analysis of the effects of boulder position on cosmogenic exposure age. *Earth and Planetary Science Letters,* 570 - pp. 117092.

Tricart J., 1963 - Géomorphologie des régions froides. Presses universitaires de France, Paris, 289 p.

Ultee L. et Bassis J., 2016 - The future is Nye: An extension of the perfect plastic approximation to tidewater glaciers. *Journal of Glaciology,* 62 - pp. 1-10.

Usubaliev R. et Abylmeyizova B. U., 2007 – Les glaciers du Tien Shan et leur dynamique de fonte dans le contexte de changement climatique. *Izvestiya Natsional'noi Akademii Nauk Kyrgyzskoi Respubliki,* 1 - pp. 39-44. (*in Russian*)

Van den Bosch J., Fauve A. et Cordier B. 2021 - The European handbook of Central Asian studies : history, politics, and societies, Ibidem-Verlag Ed., Stuttgart, 1064 p.

Van Tricht L., Paice C. M., Rybak O., Satylkanov R., Popovnin V., Solomina O. et Huybrechts P., 2021 - Reconstruction of the historical (1750–2020) mass balance of Bordu, Kara-Batkak and Sary-Tor Glaciers in the inner Tien Shan, Kyrgyzstan. *Frontiers in Earth Science,* 9 - pp. 734802.

Van Tricht L. et Huybrechts P., 2022 - Thermal regime of the Grigoriev ice cap and the Sary-Tor glacier in the inner Tien Shan, Kyrgyzstan. *The Cryosphere,* 16 - 10 pp. 4513-4535.

Van Tricht L., Zekollari H., Huss M., Farinotti D. et Huybrechts P. 2023 - Global vs local glacier modelling: a comparison in the Tien Shan, *The Cryosphere*, à paraître, 25 p.

Varnakova G. M., Rototaeva O. V., 1979 – Catalogue des glaciers d'URSS, Vol. 14, n°3, 15, 129 p. (*in Russian*)

Verfaillie D., 2014 - Suivi et modélisation du bilan de masse de la calotte Cook aux iles Kerguelen. Lien avec le changement climatique, Thèse de Doctorat spécialité Océan Atmosphère et Hydrologie, Université de Grenoble, 274 p.

Vishnyatsky L. B., 1999 - The Paleolithic of Central Asia. *Journal of World Prehistory*, 13 - 1 pp. 69-122.

Wang J., Zhou S. Z., Zhao J. D., Zheng J. X., Guo X. Z., 2011 - Quaternary glacial geomorphology and glaciations of Kongur Mountain, eastern Pamir, China, *Science China*,, 54 – 4, pp. 591-602.

Wang X., Luo Y., Sun L., He C., Zhang Y. et Liu S., 2016 - Attribution of runoff decline in the Amu Darya River in Central Asia during 1951–2007. *Journal of Hydrometeorology*, 17 - 5 pp. 1543-1560.

Whalley W. B. et Martin H. E., 1992 - Rock glaciers: II models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 16 - 2 pp. 127-186.

Wu Y., Li T.-Y., Yu T.-L., Shen C.-C., Chen C.-J., Zhang J., Li J.-Y., Wang T., Huang R. et Xiao S.-Y., 2020 - Variation of the Asian summer monsoon since the last glacial-interglacial recorded in a stalagmite from southwest China. *Quaternary Science Reviews*, 234 - pp. 106261.

Xia G., Mansour A., Shi Z., Hao X., Ahmed M. S., Radwan A. E. et Machaniec E., 2024 - Cold climatic snaps during the Eocene-Oligocene transition in the central Tibetan Plateau: Implications for ice-induced sedimentary structures and isotope geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 637 - pp. 112010.

Xu X. Hu G., Qiao B., 2013 - Last glacial maximum climate based on cosmogenic ^{10}Be exposure ages and glacier modeling for the head of Tashkurgan Valley, northwest Tibetan Plateau, *Quaternary Science Reviews*, 80, pp. 91-101.

Xu X., Kleidon A., Miller L., Wang S., Wang L. et Dong G., 2010 - Late Quaternary glaciation in the Tianshan and implications for palaeoclimatic change: a review. *Boreas*, 39 - 2 pp. 215-232.

Xu Z., Zheng B., Ji S., Cai Z., Cao H., Li G., Chen X., Xiang H. et Liang F., 2023 - Genesis and exhumation of the Kongur-Muztaghata and Maeryang gneiss domes in NE Pamir since the Mesozoic. *Solid Earth Sciences*, 8 - pp.

Yang W., 2014 - L'évolution tectonique des chaînes du Tian Shan et Kunlun Shan occidentale contrainte par analyses magnéto-stratigraphiques et thermo-chronologiques, Thèse de doctorat en Sciences de la Terre, Université de Rennes 1, 338 p.

Yao T., Bolch T., Chen D., Gao J., Immerzeel W. W., Piao S., Su F., Thompson L., Wada Y., Wang L., Wang T., Wu G., Xu B., Yang W., Zhang G. et Zhao P., 2022 - The imbalance of the Asian water tower. *Nature Reviews Earth & Environment*, - pp. 1-15.

Yao T., Thompson L., Yang W., Yu W., Gao Y., Guo X., Yang X., Duan K., Zhao H., Xu B., Pu J., Lu A., Xiang Y., Kattel D. B. et Joswiak D., 2012 - Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nature Climate Change*, 2 - 9 pp. 663-667.

Yue X., Li Z., Wang F. et Li H., 2023 - Use of ablation-season albedo as an indicator of annual mass balance of four glaciers in the Tien Shan. *Frontiers in Earth Science*, 11 - pp. 974739.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E. et Billups K., 2001 - Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292 - 5517 pp. 686-693.

Zachos J. C., Bohaty S. M., John C. M., McCarren H., Kelly D. C. et Nielsen T., 2007 - The Palaeocene–Eocene carbon isotope excursion: constraints from individual shell planktonic foraminifer records. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365 - 1856 pp. 1829-1842.

Zech W., Glaser B., Ni A., Petrov M. et Ivan L., 2000 - Soils as indicators of the Pleistocene and Holocene landscape evolution in the Alay Range (Kyrgystan). *Quaternary International*, 65-66 - pp. 161-169.

Zech R., Abramowski U., Glaser B., Sosin P., Kubik P. W. et Zech W., 2005a - Late Quaternary glacial and climate history of the Pamir Mountains derived from cosmogenic ^{10}Be exposure ages. *Quaternary Research*, 64 - 2 pp. 212-220.

Zech R., Glaser B., Sosin P., Kubik P. W. et Zech W., 2005b - Evidence for long-lasting landform surface instability on hummocky moraines in the Pamir Mountains (Tajikistan) from ^{10}Be surface exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 237 - 3 pp. 453-461.

Zech R., 2012 - A late pleistocene glacial chronology

from the Kitschi-Kurumdu Valley, Tien Shan (Kyrgyzstan), based on 10Be surface exposure dating. *Quaternary Research*, 77 - 2 pp. 281-288.

Zech R., Röhringer I., Sosin P., Kabgov H., Merchel S., Akhmadaliev S. et Zech W., 2013 - Late Pleistocene glaciations in the Gissar Range, Tajikistan, based on ^{10}Be surface exposure dating. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369 - pp. 253-261.

Zemp M., Hoelzle M. et Haeberli W., 2009 - Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network. *Annals of Glaciology*, 50 - 50 pp. 101-111.

Zemp M., Frey H., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S. U., Hoelzle M., Paul F., Haeberli W., Denzinger F., Ahlstrøm A. P., Anderson B., Bajracharya S., Baroni C., Braun L. N., Cáceres B. E., Casassa G., Cobos G., Dávila L. R., Delgado Granados H., Demuth M. N., Espizua L., Fischer A., Fujita K., Gadek B., Ghazanfar A., Ove Hagen J., Holmlund P., Karimi N., Li Z., Pelto M., Pitte P., Popovnin V. V., Portocarrero C. A., Prinz R., Sangewar C. V., Severskiy I., Sigurđsson O., Soruco A., Usubaliev R. et Vincent C., 2015 - Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61 - 228 pp. 745-762.

Zemp M., Jakob L., Dussaillant I., Nussbaumer S., Gourmelen N., Dubber S., Aa G., Abdullahi S., Andreassen L. M., Berthier E., Bhattacharya A., Blazquez A., Vock L., Bolch T., Box J., Braun M., Brun F., Cicero E., Colgan W. et Zheng W., 2025 - Community estimate of global glacier mass changes from 2000 to 2023. *Nature*, - pp.

Zeng X., Xu X., Yi C., Sun Y. et Li J., 2021 - Extensive glaciations between MIS 8 and MIS 5 on the eastern side of the Guliya ice cap, West Kunlun Mountains. *Quaternary International*, 604 - pp.

Zhang H., Xu X., Sun Y., Li J. et Xu B., 2024 - Reconstructions of Little Ice Age glaciers and climate in the Tanggula Mountains, Central Tibet Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 637 - pp. 112008.

Zhang M., Chen Y., Li Y. et Liu G., 2016 - Late Quaternary glacial history of the Nalati Range, central Tian Shan, China, investigated using 10Be surface exposure dating. *Journal of Quaternary Science*, 31 - 7 pp. 659-670.

Zhang Q., Chen Y., Li Z., Xiang Y., Li Y. et Sun C., 2022 - Recent Changes in Glaciers in the Northern Tien Shan, Central Asia. *Remote Sensing*, 14 - 12 pp. N.PAG-N.PAG.

Zhang X., Jin L., Chen J., Chen F., Park W., Schneider B. et Latif M., 2017 - Detecting the relationship between moisture changes in arid central Asia and East Asia during the Holocene by model-proxy comparison. *Quaternary Science Reviews*, 176 - pp. 36-50.

Zhang X., Li J., Gao M. et Jin L., 2018 - Simulated precipitation changes in Central Asia since the Last Glacial Maximum. *Quaternary International*, 490 - pp. 82-97.

Zhang Y., Liu D., Ma X., Li H., Pan J., Zhao Z. et Zhu X., 2024 - Cretaceous southward growth and topographic shaping of the proto-Tibetan Plateau: Insights from low-temperature thermochronology and adakitic rocks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 644 - pp. 112208.

Zhao L., Wu Q., Marchenko S. et Sharkhuu N., 2010 - Thermal state of permafrost and active layer in Central Asia during the International Polar Year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 - 2 pp. 198-207.

Zhao L., Wu Q., Marchenko S. S. et Sharkhuu N., 2010 - Thermal state of permafrost and active layer in Central Asia during the international polar year. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 - 2 pp. 198-207.

Zheng G., Bao A., Li J., Zhang G., Xie H., Guo H., Jiang L., Chen T., Chang C. et Chen W., 2019 - Sustained growth of high mountain lakes in the headwaters of the Syr Darya River, Central Asia. *Global and Planetary Change*, 176 - pp.

Zhou J., Wu J., Zhang H., Zeng H. et Shen B., 2022 - Late Quaternary hydroclimate change inferred from lake sedimentary record in arid central Asia. *Boreas*, 51 - 3 pp. 573-583.

Abréviations et acronymes employés

AAR : *Accumulation-Area Ratio* (Ratio de l'aire d'accumulation)

AA/BR : *Altitude-Area Balance Ratio* (Ratio d'équilibre aire-altitude)

AC (*CA*) : Asie Centrale (*Central Asia*)

ADS : Anticyclone Dynamique Sibérien (*Siberian High*)

ALP : Alos Palsar (satellite)

AP (*BP)* : Avant le Présent *(Before Present)* (avant 1950)

ASTER : Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement et Risques

CAIAG : *Central Asian Institute for Applied Geosciences* (Institut d'Asie centrale des Géosciences Appliquées)

CAWa : *Central Asian Water* (projet)

CCB : Contrainte de Cisaillement Basal

CEREGE : Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement

CEI : Communauté des États Indépendants

CICADA : *CryospherIc Climate Services for improved ADAptation*

CR : Chargé de Recherche

DMG (*LGM*) : Dernier Maximum Glaciaire (*Last Glacial Maximum*)

GDAL : *Geospatial Data Abstraction Library*

GFM : *Glacier Flow Model*

GIEC (*IPCC*) : Groupe International d'Études sur le Climat (*International Panel on Climate Change*)

GISP2 : Greenland Ice-Sheet Project Two (carotte glaciaire de > 3 km)

GRIP : *GReenland Ice core Project (1989-1995)*

HMA *: High Mountains Asia* (Ensemble du GIEC des montagnes d'Asie)

IFEAC : Institut Français des Études sur l'Asie Centrale

LEG (*ELA*) : Ligne d'Équilibre Glaciaire (*Equilibrium Line Altitude*)

LGP : Laboratoire de Géographie Physique

LN_2C : Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques

MELM : *Maximum Elevation of Lateral Moraines* (altitude maximale des moraines latérales)

MIS (SIM) : *Marine Isotopic Stage* (Stage Isotopique Marin)

MNT (*DEM*) : modèle Numérique de Terrain (*Digital Elevation Model*)

NCT : Nucléides Cosmogéniques Terrestres

N/S/E/O : Nord / Sud / Est / Ouest

NSIDC : *National Snow and Ice Data Center*

OCS : Organisation de Coopération de Shanghaï

ONA (*NAO***) :** Oscillation Nord-Atlatique

ONU (*UN*) : Organisation des Nations Unies (*United Nations*)

OTSC : Organisation du Traité de Sécurité Collective

PAG (*LIA*) : Petit Âge Glaciaire (*Little Ice Age*)

RGI : Randolph Glacier Inventory

SARM : Service d'Analyse des Roches et des Minéraux

SIG : Système d'Information Géographique

SMA : Spectrométrie de Masse par Accélérateur

THAR : *Toe to Headwall Altitude Ratio* (Ratio d'altitude du sommet au front)

UMR : Unité Mixte de Recherche

UNIFR : UNIversité de FRIbourg, Suisse

URSS : Union des Républiques Soviétiques Socialistes

ZCIT : Zone de Convergence InterTropicale

Lexique

Ablation (zone d') : aire du glacier sur laquelle le bilan de masse est négatif

Accumulation (zone d') : partie du glacier sur laquelle le bilan de masse est positif

Albédo : capacité d'une surface à réfléchir l'énergie solaire. Mesuré de 0 à 1, une valeur élevée correspond à une surface réfléchissante (comme la surface d'une glacier)

Analyse bi-stéréoscopique : méthode de recomposition d'un relief à partir de deux images planes

Anémoclastie : processus de météorisation des roches et des substrats causé par le vent

Anticyclone dynamique sibérien : Masse d'air sec froid stable descendant dont la position est régie entre autres par la révolution terrestre et les cellules de Hadley. Elle apporte une aridité hivernale en Asie centrale. Sa position peut varier en fonction des Westerlies et de la zone de convergence intertropicale

Avant le Présent (AP) (*Before Present – BP*) : locution de référence pour exprimer des âges passés à partir de la date de convention 1950. Elle est utilisée en particulier dans le cadre des datations par radiocarbone

Arc morainique : empreinte de la langue d'un glacier marquée par un dépôt continu constitué de sédiments glaciaires hétérogènes anguleux

Archipel : Ensemble morcelé d'entités connectées par des liens essentiels

Bassin versant (réel ; topographique) : « Entité topographique et hydrologique qui a une double fonction : assurer les transferts de précipitations et assurer les transferts de matière des continents vers les océans » (Fort, Bétard et Arnaud Fassetta, 2015). On parle de bassin versant topographique lors d'une délimitation spatiale par jointure des points culminants entre des versants de directions opposées ; et de bassin versant réel si on considère la ligne de partage des eaux – ce qui demande une connaissance approfondie du terrain. Le bassin versant est mesuré à un point donné et s'exprime en km²

Bédière : chenal formé par un cours d'eau s'écoulant sur la surface d'un glacier, nourri par la fonte de ce dernier. Son débit non pérenne varie selon l'heure de la journée et la période de l'année

Béryllium (Be-9/^{9}Be) : élément chimique de numéro atomique 4 et de masse atomique 9,012 g/mol. Son isotope radioactif stable ^{10}Be composé de 4 protons et 6 neutrons est produit en surface par spallation sous l'effet des rayonnements cosmiques. Il est utilisé en géosciences pour des datations absolues ; il a une demi-vie de 1,39 Ma

Bilan de masse (glacier) : en général mesuré en mètre d'équivalent en eau par an (m e.e.an^{-1}), c'est la différence entre l'ablation et l'accumulation de neige et de glace sur un glacier. Il représente l'indicateur de santé le plus utilisé pour le suivi des glaciers, différentes méthodes permettent de le calculer – avec ou sans campagne de terrain. Un bilan de masse négatif indique une fonte du glacier

Bilan radiatif : mesurée par W/m² c'est la différence entre l'énergie captée et renvoyée par un milieu. Il est en très grande partie régi par l'incidence des rayonnements solaires et l'albédo du milieu

Bioclastie : processus de météorisation des roches causé par la présence de corps organiques

Bloc erratique : roche métrique à pluri-métrique déplacée par un glacier, qui marque le paysage postglaciaire

Calotte glaciaire : type de glacier dont la forme est proche d'un dôme. Les écoulements de glace sont pluridirectionnels. Au-delà de 50000 km², on parle d'inlandsis

Chlore (Cl-35/^{35}Cl) : élément chimique de numéro atomique 17 et de masse atomique 35,453 g/mol. Il a deux isotopes radioactifs stables ^{35}Cl et ^{37}Cl. Son radioisotope ^{36}Cl présent à l'état de trace est utilisé dans les géosciences pour des datations absolues. Il est composé de 17 protons et 19 neutrons, et a une demi-vie de 301 ka

Climat : moyenne des conditions météorologiques sur une période de 30 ans sur un espace donné

Comparaison diachronique d'image : méthode de travail consistant en la juxtaposition de

prises de vues issues d'un même point à des instants différents pour observer les changements survenus sur un espace au cours du temps

Couloir mixte : espace étroit et escarpé traversé par des flux sédimentaires solides et liquides ponctuels. Il est situé sous une zone de production des sédiments et aboutit à une zone de dépôt sur une surface plus plane

Cycle de Milankovitch : succession d'événements astronomiques répétés qui sont à l'origine d'une variation des climats terrestres

Cryoclastie : processus de météorisation des roches en réaction à des changements successifs d'état de l'eau liquide à solide. Les espaces les plus impactés par ce processus ne sont pas les milieux froids, mais les milieux les plus vulnérables à un changement d'état régulier

Cryosphère : ensemble des espaces impactés par la présence d'eau solide (neige ou glace)

Datation absolue : estimation de l'âge d'une entité par rapport au présent

Datation relative : estimation de l'âge d'une entité par rapport à d'autres. Elle nécessite une interprétation géomorphologique par stratigraphie du milieu

Dendrochronologie : méthode de datation relative par l'étude des cernes d'arbre. Elle renseigne les conditions météorologiques qui ont accompagné la croissance de l'objet étudié

Dernier maximum glaciaire (DMG) : période du Pléistocène récent au cours de laquelle les glaciers ont connu leur extension majeure. Considéré d'abord synchrone à l'échelle de la planète, la notion de DMG local apparaît de plus en plus pertinente

Digitalisation : processus de numérisation sous forme de *shapefile* d'objets géographiques (associés à une localisation dans un référentiel)

Endoréisme : configuration topographique ne permettant pas aux cours d'eau d'un espace de se déverser dans l'océan global terrestre. Cela concerne environ 18% des espaces émergés. Les plus vastes bassins endoréiques sont situés en Asie centrale

Erg : vaste étendue sableuse. Le vent est l'agent principal du relief modelé

État gelé : territoire au centre d'un conflit qui n'a pas abouti à un traité de paix, utilisé comme zone tampon entre les belligérants. L'URSS a défini le Gorno-Badakhchan comme État gelé dans cadre du Grand Jeu en 1896

Fœhn (effet de) : phénomène météorologique résultant de la traversée d'une barrière orographique par une masse d'air. La masse d'air est poussée pendant son ascendance à saturation pouvant entraîner des précipitations. En redescendant, l'air se comprime et se réchauffe atteignant des températures supérieures à celles du versant opposé à altitude équivalente

Foraminifère benthique : microorganismes abondants peuplant les fonds océaniques depuis des centaines de millions d'années. Leur accumulation puis fossilisation sur le plancher océanique enregistre les conditions environnementales de leur vie. Ils sont considérés comme un indicateur clé de l'étude des paléoclimats anciens

Forçage climatique : processus qui affecte le climat. On peut distinguer les forçages naturels, cycliques (Milankovitch), des événements exceptionnels (éruption volcanique, solaire…) et des forçages d'origine anthropique (fortes émissions de gaz à effet de serre…)

Géochronologie : discipline employée pour dater les roches et sédiments. Elle regroupe les méthodes de datations absolues et relatives

Géomorphologie : « Sciences ou description des formes du relief terrestre ; ces formes elles-mêmes. La géomorphologie a tenu en France dans les années 1930-1960 une place éminente et même dominante en géographie, alors que dans d'autres pays elle est associée à la géologie. Elle a même pu être confondue avec la géographie physique, voire avec la géographie tout court. Il en est résulté quelques séquelles et notamment l'insuffisant intérêt des géographes français pour les phénomènes naturels liés à l'air, l'eau, et au monde vivant. » (Brunet, 2012)

Glacier (perché/suspendu/de paroi, de vallée, de cirque, de piémont, rocheux, couvert)

Grand Jeu : lutte d'influence armée entre les Empires britannique et russe au cours du xix^{e} siècle pour la colonisation de l'Asie centrale

Haloclastie : processus de météorisation des roches et des

substrats causé par le sel, notamment par sa cristallisation

Hummock (terrain composé d') : alternance de reliefs concaves et convexes composés de sédiments glaciaires hétérogènes anguleux dominés par une matrice sablo-limoneuse. Les origines de la formation de ces terrains sont discutées (Benn, 1992). Ils semblent apparaître suite à un épisode glaciaire par la fonte lente d'un glacier couvert

Lichénométrie : méthode de datation basée sur la vitesse de croissance des lichens et en particulier du rhizocarpon geographicum

Ligne d'équilibre glaciaire (LEG) : ligne théorique qui sépare la zone d'accumulation du glacier de la zone d'ablation. Sa variation est un indicateur du climat

Ligne de neige : différence de couleur de la neige observée en fin de saison d'ablation sur un massif montagneux. La partie amont – blanche est un indicateur de la limite de la zone d'accumulation neigeuse sur l'année. La partie plus sombre est en général de la glace issue d'accumulations antérieures

Loess : dépôt sédimentaire d'origine éolienne composé de matières minérales, pollens et autres particules organiques. Leur accumulation dans les marges périglaciaires et désertiques est utilisé comme indicateur des paléoclimats

Malacologie : discipline qui étude des mollusques. Couplée à la géomorphologie, elle permet d'obtenir des bioindicateurs paléoclimatiques

Marge : espace écarté d'un centre, transition vers d'autres territoires. À l'intersection entre plusieurs entités

Microplastique : fragment de plastique < 5 mm issus de la dégradation ou de rejets industriels. Ils constituent un marqueur majeur de la pollution contemporaine

Module (hydrologie) : débit annuel moyen d'un cours d'eau (en m^3/s) sur une période longue, généralement >30 ans

Moho (discontinuité de Mohorovičić) : surface entre la croûte terrestre et le manteau supérieur dans laquelle les ondes sismiques se propagent plus rapidement

Moraine (frontale, terminale, latérale, médiane, de fond : accumulation de sédiments d'origine glaciaire et de granulométrie hétérogène qui se forme lors d'une période climatique stable suite à l'accumulation des dépôts glaciaires. Leur caractéristique (frontale, latérale, de fond…) désigne leur position par rapport au glacier

Névé : accumulation de neige dense ayant subi des fontes et des regels qui perdure au cours de la saison d'ablation

Nucléides cosmogéniques terrestres (NCT) : Isotopes étudiés pour des datations, issus de réactions par collision de particules cosmiques avec la matière en surface terrestre. L'augmentation de la précision des instruments de mesure permet de compter ces réactions et de les utiliser comme chronomètre

Oscillation Nord-Atlantique (ONA) : variation de circulation atmosphérique dans l'Atlantique Nord. Elle influence le climat de l'hémisphère Nord (Europe, Méditerranée, Asie centrale et Amérique). Elle est calculée par la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise

Outil lithique : objet de pierre taillée façonné par des humains

Paraglaciaire : ensemble des processus géomorphologiques liés à une déglaciation. La cryosphère s'ajuste au nouveau climat

Particule α (alpha) : particule composée de deux protons et deux neutrons (noyau d'hélium ^4He) émise lors de certaines désintégrations radioactives

Périglaciaire : territoire ou processus qui subit la présence de la glace, sans être gelé en permanence

Pergélisol : substrat dont la température se maintient < 0 °C pendant au moins deux années consécutives. Des sols plus ou moins riches peuvent se développer sur du pergélisol

Petit Âge Glaciaire (PAG) : période marquée par un refroidissement notable des températures et une augmentation de l'humidité en Europe. En Asie centrale, les glaciers se sont sensiblement étendus pendant le PAG sans que des tendances climatiques uniformes aient été dégagées à l'échelle de la région

Proton : particule élémentaire des noyau des atomes de charge positive constituant avec les neutron la masse atomique

Régime nivo-glacial (hydro) : caractéristiques cycliques de l'évolution du débit d'un cours

d'eau ; un régime nivo-glacial signale l'influence de la fonte de la neige et de la glace dans les débits annuels

Rimaye : faille horizontale sous les versants abrupts des cirques glaciaires qui marque un décrochement des névés qui s'accumulent avec le glacier en contrebas

Roche ignée ; extrusive ; intrusive : minéraux formées par le refroidissement et la solidification du magma ou de la lave ; si leur cristallisation est opérée au contact de l'air entraînant une réaction rapide on parle de roche extrusive ; si cela se produit lentement (sous-terre) on parle de roche intrusive

Système d'information géographique : outils informatiques permettant de collecter, stocker, analyser et représenter des données géoréférencées

Till / tillite : le plus fin des sédiments glaciaires, avec une granulométrie sablo-limoneuse. Elles s'accumulent entre les blocs plus volumineux et forment une matrice qui stabilise l'environnement

Topographie : « Situation ou description du terrain ; des formes du terrain (altitudes, pentes, configurations) (Brunet, 2012)

Valeur aberrante (*outlier*) : donnée dont la valeur s'écarte du reste de la série. Il existe plusieurs moyen pour la considérer intégrée ou non à la série, comme le critère de Chauvenet

Varve : en stratigraphie, les varves indiquent la cyclicité de phénomènes de sédimentation. Il est en général possible de distinguer une saisonnalité au sein des varves

Zone de convergence interTropicale (ZCIT) : partie de l'atmosphère terrestre au sein de laquelle l'insolation est la plus forte et la vitesse de surface terrestre la plus élevée. Se produisent des échanges intenses d'énergies entre les Alizées des deux hémisphères, à l'origine de pressions basses et vents puissants. En Asie centrale, la ZCIT peut être source d'une humidité importante issue de l'évaporation de l'océan Indien

Annexes

Annexe a1 : Pratique de l'échantillonnage

L'échantillonnage de blocs de surface doit être réalisé pour que quiconque puisse recalculer les résultats.

Un matériel portatif sur le terrain est impératif : marteau, burin, sacs d'échantillonnage et marqueur. Des lunettes de soleil ou de protection sont requises de même que des habits épais, les éclats de roches pouvant crever les yeux. Ce matériel de sécurité est complété par des gants de protection. Ne pas oublier de stylo, également utilisable comme échelle. Un binoculaire portatif ou une loupe peut aider à déterminer la concentration en quartz.

Chaque échantillon est accompagné d'une fiche (annexe a4) remplie sur place. Les paramètres à noter doivent être mesurés avec une boussole et un clinomètre (écrantage), un GPS (localisation) et un mètre-ruban (dimensions du bloc). La prise de l'échantillon est complétée par des photos : une image contextualise le site (pour localiser le lieu d'échantillonnage et retranscrire le site de dépôt du bloc ; fig. A1A ; A1B), une seconde situe le bloc dans son environnement proche avec le sac d'échantillonnage (fig. A1C), une troisième saisit la partie échantillonnée du bloc (fig. A1D) et une quatrième la lithologie (fig. A1E). Des caractéristiques notables peuvent être ajoutées au dossier de l'échantillon, comme des striations d'un bloc ou son érosion (fig. A1F).

L'objectif de l'échantillonnage est de récupérer une partie d'une roche déposée par un glacier. Cette roche a commencé à accumuler des isotopes radioactifs suivis seulement une fois qu'elle a été découverte par la glace. Pour qu'elle accumule en continu ces isotopes, il ne faut pas qu'elle ait connu de mouvements post-dépôt (Ivy-Ochs et Briner, 2014). Pour cela, privilégier les gros blocs en place dans la matrice morainique (Lebatard *et al*., 2014). Il est recommandé de chercher à échantillonner un bloc à la surface plate (< 15-20°). Sur le bloc, éviter les failles et fissures qui pourraient altérer le taux de concentration de nucléides cosmogéniques. Il est possible de prendre en compte l'inclinaison de la pente ou du clivage de la roche (privilégier les surfaces planes). Des surfaces en pentes doivent être indiquées dans la fiche d'échantillonnage. Les blocs trop cryoclastiés, météorisés ou érodés (fissurés) sont à éviter : il est préférable d'avoir une surface homogène la plus plate possible (qui recevrait la même quantité de nucléides cosmogéniques pour éviter les puits d'accumulation de NCT atmosphériques) (Gordon et Dorn, 2005). Si possible, échantillonner des blocs qui présentent des striations glaciaires.

Pour une bonne distribution statistique lors de l'interprétation des résultats, il est recommandé de prendre > 5 échantillons par séquence de manière à identifier d'éventuelles valeurs aberrantes (Tomkins *et al*., 2021). Il est possible d'échantillonner trois blocs sur une moraine latérale, et deux ou trois sur cette même moraine mais en position frontale, ou sur le versant latéral opposé (Abramowski *et al*., 2006). Il est intéressant d'échantillonner des blocs remarquables dans les vallées (blocs erratiques visibles depuis les images satellite), même pour des cas isolés (un à trois échantillons) (Abramowski *et al*., 2006).

Spécificité à l'échantillonnage de roches pour des analyses au ^{10}Be

Le but de cet échantillonnage est d'obtenir 20 g de quartz pur sur un dépôt présumé de l'Holocène. Cette quantité est inversement proportionnelle à l'âge estimé du dépôt (Gosse et Philips, 2001). Elle a tendance à diminuer avec l'amélioration de la précision des instruments de mesure (divisée par deux sur une vingtaine d'années).

Pour cela, la première étape est de déterminer la teneur en quartz de la roche échantillonnée. Les granites rencontrés en étaient composés de 5 à 15 %, ce qui mène à un échantillon d'environ 400 g. La présence de veine de quartz peut être recherchée : la densité élevée en quartz diminue la masse à échantillonner, à transporter et à traiter. Au cours de cette recherche, tous les prélèvements visaient l'objectif de 20 g de quartz pur. Certains, comme nous allons le voir, ambitionnaient même davantage.

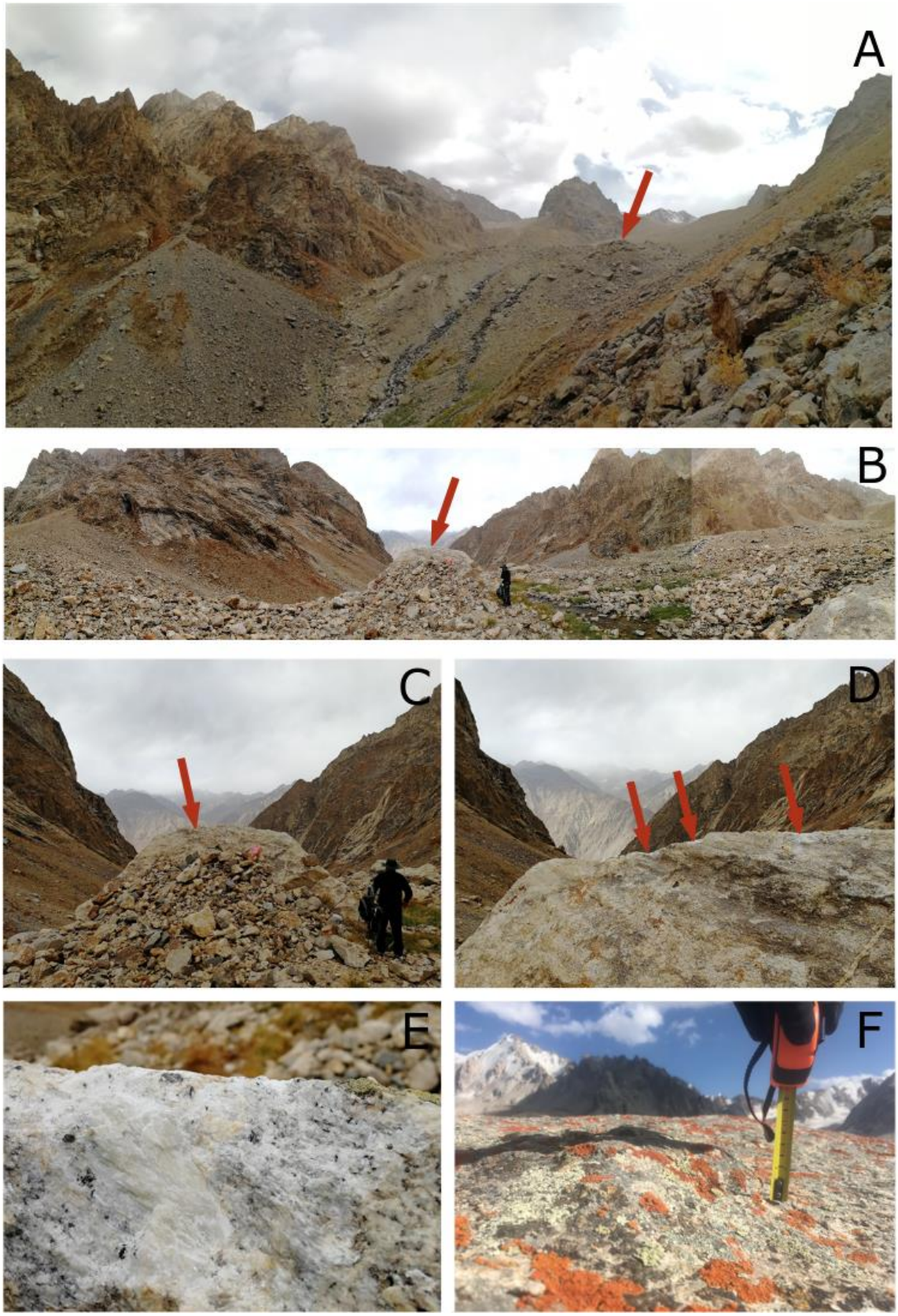


Fig. A1 A ; B ; C ; D ; E ; F : photo de contextualisation de l'échantillon VUZ-02. Forme géomorphologique recherchée : moraine (a) ; position du bloc sur la moraine (b) ; assise du bloc (c) ; parties échantillonnées (e) ; éventuelle caractéristique notable, ici érosion à la surface du bloc BKK-08 (f)

Il a été décidé d'associer ce travail à un dispositif de recherche appliqué sur des blocs considérés comme très jeunes pour des datations aux nucléides cosmogéniques. Ce défi pionnier est venu de la qualité de la préparation et des mesures des échantillons, défini par mon cadre de travail : le CEREGE propose un traceur de ^{9}Be précis (3025 ± 4 at.g^{-1}) et une instrumentation pour des analyses SMA efficaces (Klein *et al*., 2008 ; Merchel *et al*., 2008 ; Arnold *et al*., 2010 ; Braucher *et al*., 2015). Le protocole proposé par Vincent Rinterknecht impose d'obtenir jusqu'à 70 g de quartz pur sur des blocs jeunes (estimés du PAG), ce qui implique le prélèvement et le transport d'échantillons plus lourds. Mais le taux de production élevé des sites d'étude (altitudes élevée, latitude moyenne et faible écrantage) ainsi que la démarche d'expérimentation documentée et rigoureuse de préparation des roches justifient cet essai.

Il est aussi possible de prendre des plus petits blocs si les veines de quartz semblent en bon état de conservation et ne pas avoir subi de mouvement post-dépôt (voire des blocs de quartz pur, mais un échantillon ne doit pas venir de blocs différents) (Rinterknecht *et al*., 2008). Comme on ne peut pas être sûr de cette opération sur le terrain, il n'est pas conseillé de répéter l'opération plus de trois fois par moraine. Deux blocs de petite taille isolés ont été en général prélevés dans les moraines où les gros blocs riches en quartz étaient rares.

Échantillonnage de roche de surface pour des analyses au Cl-36

Les datations au ^{36}Cl sont moins précises que celles au ^{10}Be ; des approximations importantes sont attendues, en particulier pour les âges récents (près de 30 à 50 % sur des âges du PAG) (Charton *et al*., 2022). J'ai préféré procéder à un échantillonnage de veines de quartz pour les moraines les plus récentes. Dans le cas des lithologies sans quartz, le ^{36}Cl a été utilisé par défaut.

Les schistes, les roches carbonatées, sédimentaires ou métamorphiques peu chargées en quartz sont souvent plus vulnérables à l'érosion (par leur dureté et leur clivage). Trois à quatre cent grammes sont suffisants pour une datation du présumé PAG, deux cents pour l'Holocène. Il est important de se déplacer sur le terrain avec une connaissance affinée de la lithologie (ou avec un.e géologue) afin de savoir avec précision ce qui sera pertinent à prélever.

Les analyses des taux de production de ^{36}Cl se font sur la totalité de la roche échantillonnée, entièrement dissoute. La préparation chimique diffère selon la nature de la roche et les analyses choisies. Une analyse sur roche silicatée va nécessiter la composition détaillée des minéraux (réalisée au SARM), tandis qu'un travail sur roche carbonatée peut se résumer au taux de production du chlore dans l'oxyde de calcium (CaO) dans le protocole de Valéry Guillot au CEREGE. 100 à 200 grammes de matériel dans une fraction 250-500 µm sont suffisants pour arriver à des estimations d'âges d'exposition Holocène. Le broyage des blocs et le tamisage – en laboratoire – entrainent une perte de matériel. Aussi, 300 grammes par échantillon de roche sont recommandés à l'échantillonnage.

Annexe a2 : préparation en laboratoire pour datation sur Be-10 *in situ*

Ce point développe le traitement des échantillons en laboratoire pour la détermination des âges d'exposition au Be-10 sur des blocs granitiques. L'accélérateur pour les sciences de la Terre, environnement, risques (ASTER) mesure le rapport de concentration entre l'atome sélectionné (^{9}Be) et sa forme isotopique instable (^{10}Be) par SMA. La préparation des roches échantillonnées consiste en l'isolation des minéraux recherchés (le quartz pour le béryllium, ou le calcium, fer, et potassium pour le chlore), et en l'insertion d'un traceur stable (spike) de l'isotope suivi (respectivement ^{9}Be pour le quartz, et ^{37}Cl pour les roches carbonatées ou silicatées). La proportion d'atomes instables par rapport à ceux stables rajoutés au cours de la préparation est mesurée dans l'AMS par l'équipe d'ASTER. Les résultats nous sont transmis sous forme de tableau dans lequel le rapport ^{10}Be/^{9}Be ou ^{36}Cl/^{37}Cl est exprimé. La machine mesure ce rapport, plus facile à capter que le nombre absolu d'atomes instables. Les mesures sont issues de la séparation des atomes par leur masse. Elle se fait grâce à une cible dans laquelle est placée l'échantillon en forme oxydée (BeO) mélangée à du niobium, supraconducteur à froid (Bourlès *et al*., 2004). Les atomes excités par du césium sont accélérés, subissent plusieurs transformations

passant de forme anionique à cationique et sont déviés par des champs magnétiques ; seuls les isotopes choisis sont comptés. L'accélérateur de Dresden (Allemagne) a mis au point une vidéo explicative du fonctionnement de son AMS (*cf* bibliographie audiovisuelle). Si les AMS reposent sur le même fonctionnement, chaque laboratoire est libre de proposer son protocole d'isolation de l'isotope oxydé placé dans la cible. Les méthodes reposent néanmoins sur des étapes que l'on retrouve dans tous les protocoles.

La première est la séparation des particules magnétiques (Bédard *et al*., 2008). Le quartz, dans lequel est assez bien connu le taux de production du ^{10}Be est non magnétique. On peut donc ôter en pleine quiétude les éléments magnétiques. Cette méthode également utilisée en milieu industriel a permis le développement de machines spécifiques : des séparateurs magnétiques. Leur utilisation est dérivée au L_2NC (Bédard *et al*., 2008). La dissolution des feldspaths du granite, plus rare en milieu industriel n'a abouti à aucune construction de machine. Des protocoles ont été élaborés pour arriver à ces fins (Clifton *et al*., 2005 ; Gibbon *et al*., 2009). Ils reposent sur la séparation des minéraux et sur l'élimination des plus légers : les feldspaths. Cette séparation est rendue possible par la digestion des échantillons dans des solutions à 10 % d'acide hydrofluorique (HF), hautement corosif. Les feldspaths plus légers sont retirés par gravité par l'injection de lauryl amine carbonatée (Sulaymonova *et al*., 2018). Un contrôle de la concentration en aluminium dans l'échantillon est réalisé par ICP-AES (Plasma à Couplage Inductif couplé à des Spectromètres d'Emission Atomique). Les échantillons avec une concentration supérieure à 250 ppm ont subi un à trois lessivages supplémentaires. Un transporteur (isotope stable) est ajouté à chaque échantillon et à un blanc tous les huit échantillons en quantité connue (le ratio entre l'isotope stable et l'instable sera mesuré par SMA). Les échantillons sont dissous dans HF 29 M concentré à 48 % puis évaporés. Les résidus sont transformés en forme chlorure par ajouts d'acide hydrochlorique (HCl) 6M. Le fer et le titane sont élués de l'échantillon par filtration avec HCl 1,2 à 6 M dans une résine anionique. L'échantillon est transormé en forme sulfate par rinçage à eau pure et ajouts de traces d'acide sulfurique (H_2SO_4) 0,5 M. la fraction aluminium et titane est éluée par ajouts d'HCl dans une résine cationique conditionnée au HCl et H_2SO_4. Le béryllium, solide à pH 9 est extrait de la solution par précipitation successive avec de l'ammoniaque (NH_4OH) et centrifugation. Les résidus solides dissouts dans 1,5 mL HCl et oxydés à 900°C dans des creusets. Le cathodage est réalisée à ASTER.

Vincent Rinterknecht a co-dirigé mes recherches durant quatre années. Cette direction scientifique est passée par une formation technique lorsqu'il a fallu procéder à la préparation des échantillons pour leur analyse à ASTER. Vincent avait mis au point durant sa thèse une méthode de préparation des échantillons pour des datations d'âges d'exposition. Au cours de ses travaux à l'université de Saint-Andrews (Ecosse), au LGP, puis au CEREGE, il a pu perfectionner sa méthode et dater avec efficacité l'exposition de blocs par les NCT. J'ai imprimé sa méthode dans sa version rédigée au 1er janvier 2019. Je l'ai conservée et annotée au cours des préparations successives des échantillons. Le papier a été adapté au changement de structure : du LGP au CEREGE, et aux adaptations internes des locaux qui ont régulièrement lieu au CEREGE (adaptation de salles, ajout de hottes d'aération, déplacement de telle ou telle machine etc…). Un court résumé qui décrit les grandes étapes suit :

Étape 1 – Broyage

Fracture de l'échantillon en plusieurs blocs de taille grossière (10-15 cm). Concassage des blocs avec le broyeur à mâchoires, puis avec le broyeur à disques. Passages successifs au tamis suivant la fraction 250-710 µm. Depuis 2022 le Laboratoire Nationale des Nucléides Cosmogéniques (LN_2C) impose un rinçage de l'échantillon après ces opérations pour diminuer la quantité de poussière en laboratoire.

Étape 2 – Séparation magnétique

Passage de l'échantillon dans le séparateur magnétique. Trois types de séparateurs magnétiques ont été utilisés : le Franz, le petit Franz ou Franz vertical, et « l'aimant de Régis », séparateur magnétique grossier conçu par Régis Braucher (fig. A2). Le passage dans un séparateur magnétique peut être précédé d'une pré-séparation avec un aimant au-dessus de l'échantillon broyé, isolé sur une feuille pour éliminer les particules les plus magnétiques. Le Franz classique a été l'appareil le plus utilisé. Il fonctionne de la même manière que son homologue vertical : l'échantillon dans sa fraction 250-710 µm est versé dans un entonnoir. Il est dirigé dans un tunnel incliné à double voies qui permet la séparation des parties magnétiques et non magnétiques. Un aimant dont l'intensité magnétique est réglable est présent le long

d'un des côtés du tunnel et force les particules magnétiques à se rapprocher. La fraction non magnétique est passée plusieurs fois dans le Franz de 0,5 à 1,5 A environ.

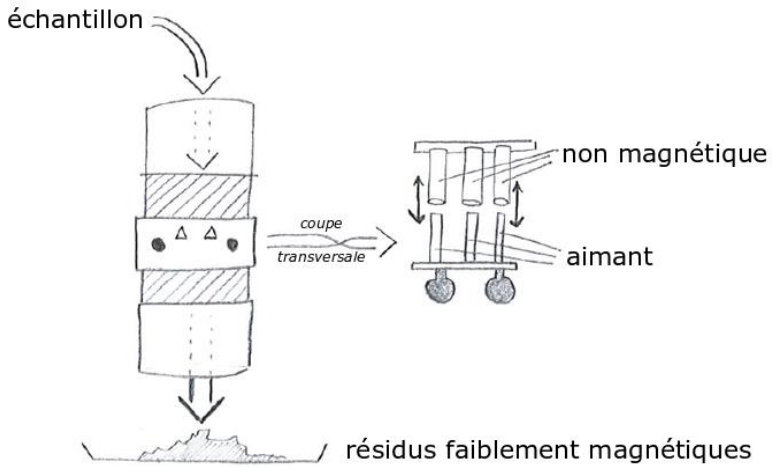


Fig. A2 : « l'aimant de Régis », qui réalise une première sélection des particules magnétiques.

Étape 3 – Séparation des feldspaths par flottation

Sélection de 80 grammes d'échantillon à verser dans une bouteille 1 L. Agiter une heure dans une solution à 1 % HF (acide hydrofluorique) et carbonater avec de la lauryl amine. Les feldspaths et muscovites, séparés des quartz par l'attaque à l'HF remontent à la surface de la solution avec la carbonatation. On les enlève par gravité en vidant la solution sans les résidus de quartz qui restent au fond. Pour diminuer la quantité des consommables, nous avons fait évoluer les proportions vers des bouteilles 250 mL pour un échantillon Holocène de moins de 60 grammes (pour les échantillons issus de la seconde campagne d'échantillonnage).

Étape 4 – Lessivage

Dissolution de l'échantillon issu de la flottation dans 750 mL d'eau déionisée (bouteille d'1L) ou 189 mL (bouteille de 250 mL, si < 60 g) concentrée à 2 % de HF et 2% HNO_3. Agitation pendant 48 à 72 h. Passer par au moins 3 rinçages à l'eau déionisée. Répétition de l'opération au moins trois fois ou jusqu'à ce que la solution ne soit plus floculeuse. Cette attaque acide désolidarise les minéraux et permet l'isolation des quartz de la majorité des autres minéraux présents dans la roche, en particulier les feldspaths restés malgré la flottation.

Étape 5 – Mesure de la concentration en aluminium – contrôle de propreté à l'ICP-MS

Préparation des échantillons d'échantillons (environ 0,3 g) à dissoudre dans 4 mL de HF. Dissolution à la chaleur sous pression puis évaporation. Il reste un résidu drapé. Dissolution de ce résidu par une double injection de 5 mL de 2 % HNO_3. Transfert de l'échantillon dans sa solution de 2 % HNO_3 à Laetitia Leanni (Ingénieure de recherche, responsable du LN_2C) pour des analyses à spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – ICP-MS).

Étape 6 – Ajout du transporteur

Pesée de 20 g d'échantillon et ajout de 120 à 150 µL de transporteur Be selon l'âge estimé du dépôt (un âge jeune nécessite une plus grande quantité de transporteur). Mesure à quatre décimales de la masse de transporteur stable. Opération cruciale : c'est l'ajout du béryllium sous une forme stable en quantité connue qui servira pour estimer le taux de concentration d'isotope instable par rapport à ce premier.

Étape 7 – Dissolution

Dissolution couverte lente et chauffée des 20 g d'échantillon et du transporteur dans environ cinq fois leur masse en HF.

Étape 8 –Évaporation

Ajout de 3 mL de 6 M acide hydrochlorique et 1 mL de 8 M HNO_3 et évaporation de la solution.

Étape 9 – Conversion en forme chlorure

Ajout de 2 mL de 6 M HCl et évaporation à répéter plusieurs fois. Précipitation dans 1 mL de 6 M HCl de l'échantillon et centrifugation à 3 500 $tr.min^{-1}$ si présence de résidus solides.

Étape 10 – Colonnes anioniques

Préparation des colonnes de 2 mL de résine industrielle anionique (Biorad AG 1-X8 Anion Exchange REsine, analytical grade, 200-400 mesh, choride form, 500 g – 1401451). Passage de l'échantillon après avoir rincé la résine dans 10 mL 1,2 M HCl et l'avoir conditionnée dans 10 mL de 6 M HCl. Le béryllium et l'aluminium sont élués de la colonne avec 6 mL de 6 M HCl.

Étape 11 – Conversion en forme sulfate

Après évaporation de la solution précédente, l'ajout répété de 5-6 gouttes de 2 % H_2O_2, de 1 mL de 0,5 M H_2SO_4 et de 2 mL d'eau MQ permettent à l'échantillon de retourner sous une forme de solution. Il est possible de centrifuger pour forcer la dissolution totale.

Étape 12 – Colonnes cationiques

Le passage des échantillons dans des colonnes cette fois-ci cationiques va permettre d'éluer le béryllium de l'aluminium et du titane. Les colonnes doivent être préparées, rincées et conditionnées comme dans l'étape 10. Le titane s'élue avec un pH de 4, obtenu par essais d'ajout progressif de 0,5 M H_2SO_4. L'aluminium est élué à la fin par l'ajout de HNO_3.

Étape 13 – Précipitation

Les fractions du béryllium élués des échantillons sont ensuite reprécipitées. Cette opération consiste encore une fois à jouer avec le pH, rendu neutre par l'ajout progressif de NH_4OH. Le béryllium prend alors la forme d'un nuage laiteux dans le tube à essai où il est précipité.

Étape 14 – Oxydation

Les échantillons sont transférés dans des creusets en porcelaine en assurant la dissolution totale du béryllium au préalable à l'aide d'HNO_3. L'oxydation se fait à l'aide d'un oxydateur rapide qui chauffe à 900°C pendant une heure les échantillons mis dans des creusets en porcelaine.

Étape 15 - Cathodage

Cette dernière étape se fait dans la salle de cathodage d'ASTER au CEREGE. L'échantillon d'oxyde de béryllium (dont la masse est à cette étape largement inférieure au gramme) est contraint dans le fond du creuset. Il en est arraché par le grattement d'une spatule métallique qui le mélange à du niobium et l'insère dans la cathode (fig. A3), qui sera analysée dans l'accélérateur d'ASTER.

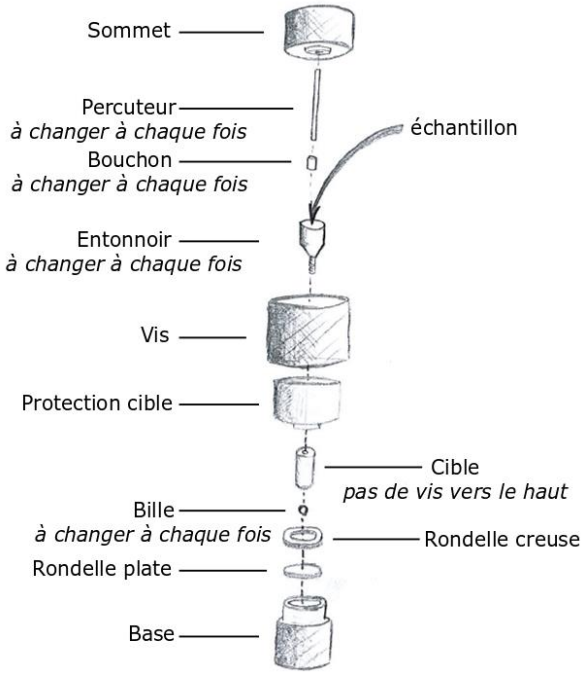


Fig. A3 : éléments nécessaires au cathodage d'un échantillon. Le tout est passé en presse ; l'échantillon est récupéré dans la cible.

Un échantillon blanc a été préparé tous les sept à huit échantillons de manière à pouvoir calibrer les résultats avec l'instrument de mesure (les capteurs de l'AMS subissent malgré tout un effet mémoire dû à une inertie entre les échantillons mesurés). Une première série de préparation d'échantillon a été réalisée au LGP à Meudon du 26 octobre 2019 au 23 novembre 2019 (pour des blocs de moraine du glacier Abramov, échantillonnés lors d'une campagne précédente par Tomas Saks, et préparés par Vincent Rinterknecht). Les échantillons prélevés au Kirghizistan à l'automne 2019 ont été réalisés en deux séries du 21 février 2021 au 16 juin 2021 (29 échantillons dont quatre blancs). Ludyvine Bonhomme (stagiaire – M2 à l'institut de physique du globe de Paris) et Vincent Rinterknecht ont préparé 6 échantillons du glacier Barkrak du 10 mars au 5 juillet 2022. J'ai préparé les 34 blocs prélevés lors de la campagne de 2021 en quatre séries du 16 août 2022 au 14 février 2023 sous la direction de Vincent Rinterknecht dans les laboratoires LN_2C du CEREGE.

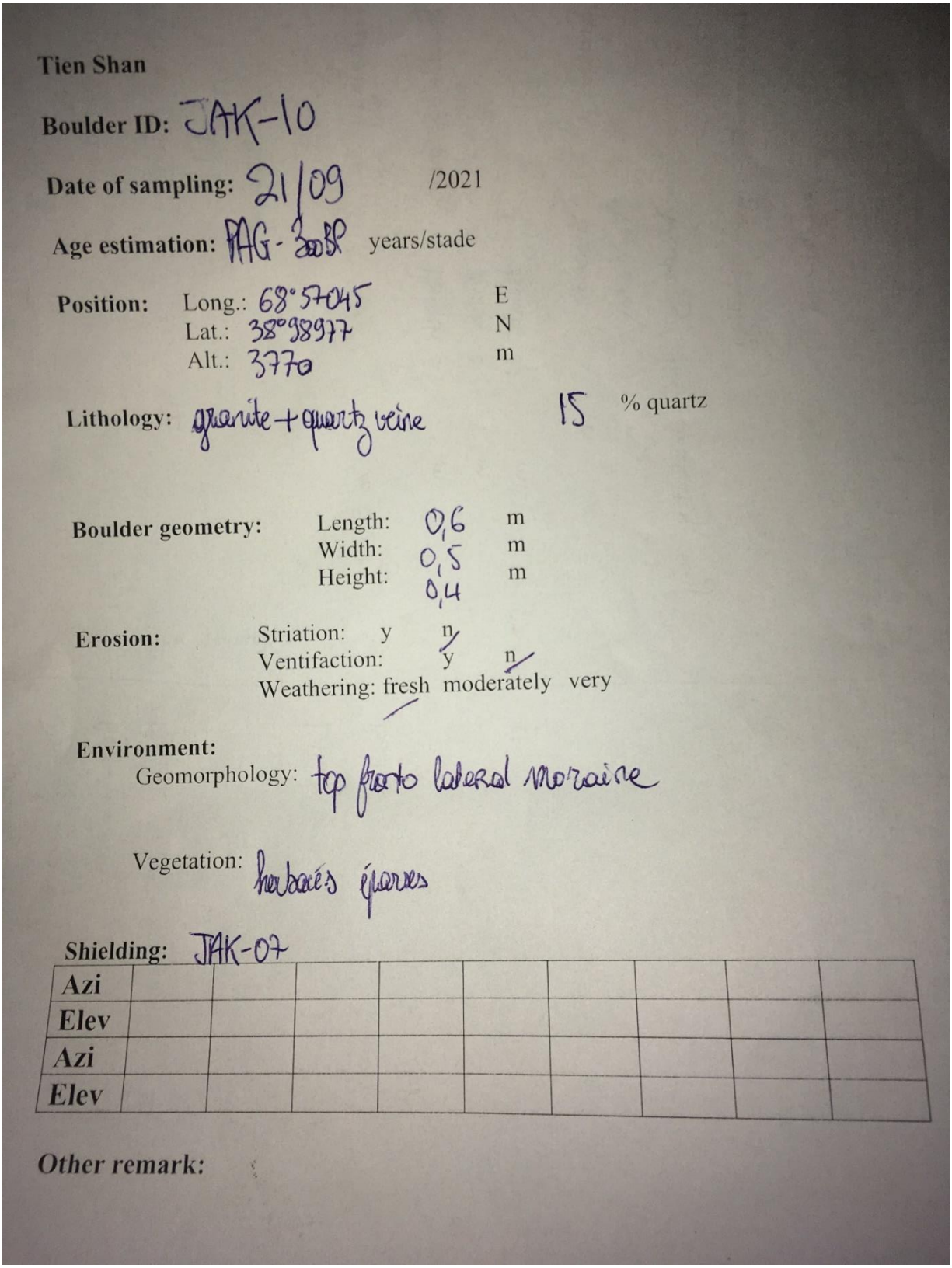
69 échantillons et 9 blancs ont été réalisés au LN_2C dans le cadre de datation au Be-10. Ces séries ont été complétées par la préparation de 45 échantillons pour des datations au Cl-36 sur roche silicatées et carbonatées, respectivement par Vincent Rinterknecht et Valéry Guillou (Assistant ingénieur, CEREGE).

Annexe a3 : préparation en laboratoire pour datation au Cl-36

Les dimensions des blocs échantillonnés sont annotées (épaisseur, position dans la roche), elles jouent un rôle sur le taux de production des NCT (Gosse et Philips, 2001 ; Borchers *et al*., 2016). Les échantillons sont passés au broyeur à mâchoires, à disques puis tamisés en une fraction 250-500 µm. Une petite partie (environ 2 g) est réduite à 80 µm et envoyée pour analyse de leur composition par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy) au SARM (Service d'Analyse des Roches et des Minéraux, Nancy, France ; Schimmelpfennig *et al*., 2009). Cette étape est nécessaire au calcul du flux de neutrons de basse énergie dans le chlore (Schimmelpfennig *et al*., 2009).

Les échantillons sont observés au binoculaire (grossissement x5 à x100) pour estimer la nature de la roche et déterminer le type d'analyses à suivre. En cas d'absence de quartz dans les échantillons, la datation sur le Cl-36 est retenue. Il existe deux méthodes de préparation de l'échantillon sur chlore-36 en fonction de sa composition. Le calcium est l'élément cible dans la première variante de préparation des échantillons de roches, centralisant 80 à 90 % des réactions par spallation (Stone *et al*., 1996). Pour mettre en valeur les réactions par spallation lors du comptage, les échantillons sont enrichis en ^{35}Cl pur synthétique. Le chlore est extrait pour fournir un signal clair sous forme de chlorure d'argent. Les échantillons sont ensuite mesurés par AMS à ASTER au CEREGE (Stone *et al*., 1996 ; Small *et al*., 2006). Les concentrations en ^{36}Cl sont déduites des rapports $^{36}Cl/^{35}Cl$ et $^{35}Cl/^{37}Cl$.

Annexe a4 : fiche d'échantillonnage



Tien Shan

Boulder ID: JAK-10

Date of sampling: 21/09 /2021

Age estimation: PAG-3008 years/stade

Position: Long.: 68°57045 E
Lat.: 38°38977 N
Alt.: 3770 m

Lithology: granite + quartz veine 15 % quartz

Boulder geometry: Length: 0,6 m
Width: 0,5 m
Height: 0,4 m

Erosion: Striation: y n
Ventifaction: y n
Weathering: fresh moderately very

Environment:
Geomorphology: top front lateral moraine

Vegetation: herbacés éparses

Shielding: JAK-07

Azi									
Elev									
Azi									
Elev									

Other remark:

Fig. A4 : informations collectées lors de l'échantillonnage des blocs de surface, ici pour JAK-10 dans le cirque du glacier Jak-Archa, Tadjikistan

Annexe a5 : Utilisation de GlabTop

Étape 1.1

Prérequis : télécharger ArcMap 10.8

Sélection d'un MNT et découpage en forme carrée. Définition des contours des glaciers, et des lignes d'écoulements principales.

Étape 1.2

Rentrer les fichiers vectoriels dans l'arborescence GlabTop.

Étape 1.3

Extraction du MNT en sortie.

Annexe a6 : Utilisation de GlaRe

Étape 2.1 :

Prérequis : télécharger ArcMap 10.6 ou antérieur. Ne fonctionne pas sur des versions postérieures

Calcul du bassin versant topographique suivant la méthode D8 (annexe a8) au niveau des différentes avancées maximales du glacier pour un allègement des fichiers et un gain de temps lors de la reconstruction glaciaire. Extraction du MNT.

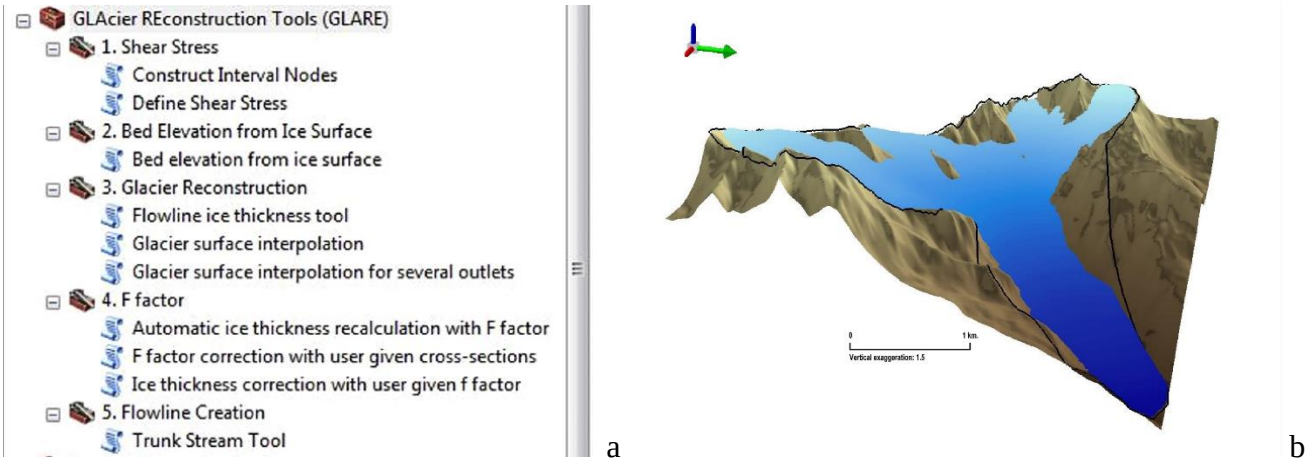


Fig. A5 : principales fonctions de la boîte à outil GlaRe. Les étapes 1 ; 3 et 4 ont été utilisées (a). Surface d'un paléoglacier reconstruit avec GlaRe, dans Pellitero *et al.*, 2016

Étape 2.2

Sélection du MNT, cartographie manuelle des lignes d'écoulement et des moraines et définition d'une contrainte polygonale d'extension maximale du paléo-glacier (la fonction calcul automatique des lignes d'écoulement ne fonctionne plus).

Étape 2.3

Calcul de nœuds à équidistance le long des lignes d'écoulement. Le choix d'un nœud tous les hectomètres a été repris dans la majorité des cas.

Étape 2.4

Définition de la contrainte de cisaillement (CCB) le long de ces nœuds. Une pression basale de 50 000 à 150 000 kPa a été choisie selon les glaciers et selon les stades d'avancées (Pellitero *et al*., 2016).

Étape 2.5

Calcul de l'épaisseur de glace le long des lignes d'écoulement principales.

Étape 2.6

Itération de l'épaisseur de glace le long de la ligne d'écoulement au reste du vecteur de contour de glacier ; calcul des limites du paléo-glacier.

Étape 2.7

Extraction du MNT du paléo-glacier reconstruit en sortie.

Annexe a7 : BKK-09

Fig. A6 : le bloc erratique BKK-09 prélevé dans la vallée de Barkrak gauche et daté à 17,05 ± 04 ka. Son volume est estimé 504 m^3

Annexe a8 : calcul d'un bassin versant topographique par la méthode D8

Étape 1 : remplissage du MNT

Appliquer l'algorithme de remplissage (*Fill*) de MNT (grille).

Étape 2 : calcul de directions des écoulements

Appliquer l'algorithme de direction des écoulements (*Flow direction*) à partir du MNT précédemment obtenu. L'algorithme associe les 8 premières puissances de 2 aux 8 directions possibles dans la grille, avec Est = 2^0 ; SE=2^1 ; S=2^2 etc...

Étape 3 : calcul de l'accumulation des écoulements

L'algorithme *flow accumulation* est appliqué, avec en entrée le raster de direction des écoulements issu de l'étape précédente. Les valeurs de la grille correspondent à un nombre de cellules en amont. L'algorithme les multiplie par la résolution du MNT pour obtenir la surface drainée.

Étape 4 : Application du seuil

Défini par l'utilisateur, un seuil d'affichage des écoulements est créé. Il correspond aux valeurs d'accumulation des écoulements précédemment obtenus. Le seuil est défini depuis la fonction *seuil* de la calculatrice raster.

Étape 5 : calcul du réseau vecteur

Appliquer les algorithmes *stream order* puis *stream to Feature* qui vont créer un réseau vecteur linéaire d'écoulement des flux. Les données de seuil sont entrées au *stream order*, puis les résultats du *stream order* sont entrées au *Stream to Feature*.

Étape 6 : définition du point de calcul du bassin versant à partir du réseau d'écoulement

Le point doit être lié au réseau d'écoulement. Pour cela, créer le point et le placer à partir de la fonction *Snap pour Point*.

Étape 7 : calcul du bassin versant

Appliquer l'algorithme *Watershed* qui produit un raster dont la surface correspond au bassin versant à l'exutoire précédemment défini à partir du raster d'accumulation des écoulements (étape 3). Convertir le raster en polygone si nécessaire.

Annexe a9 : interprétation des formes géomorphologiques des valllées glaciaires retenues

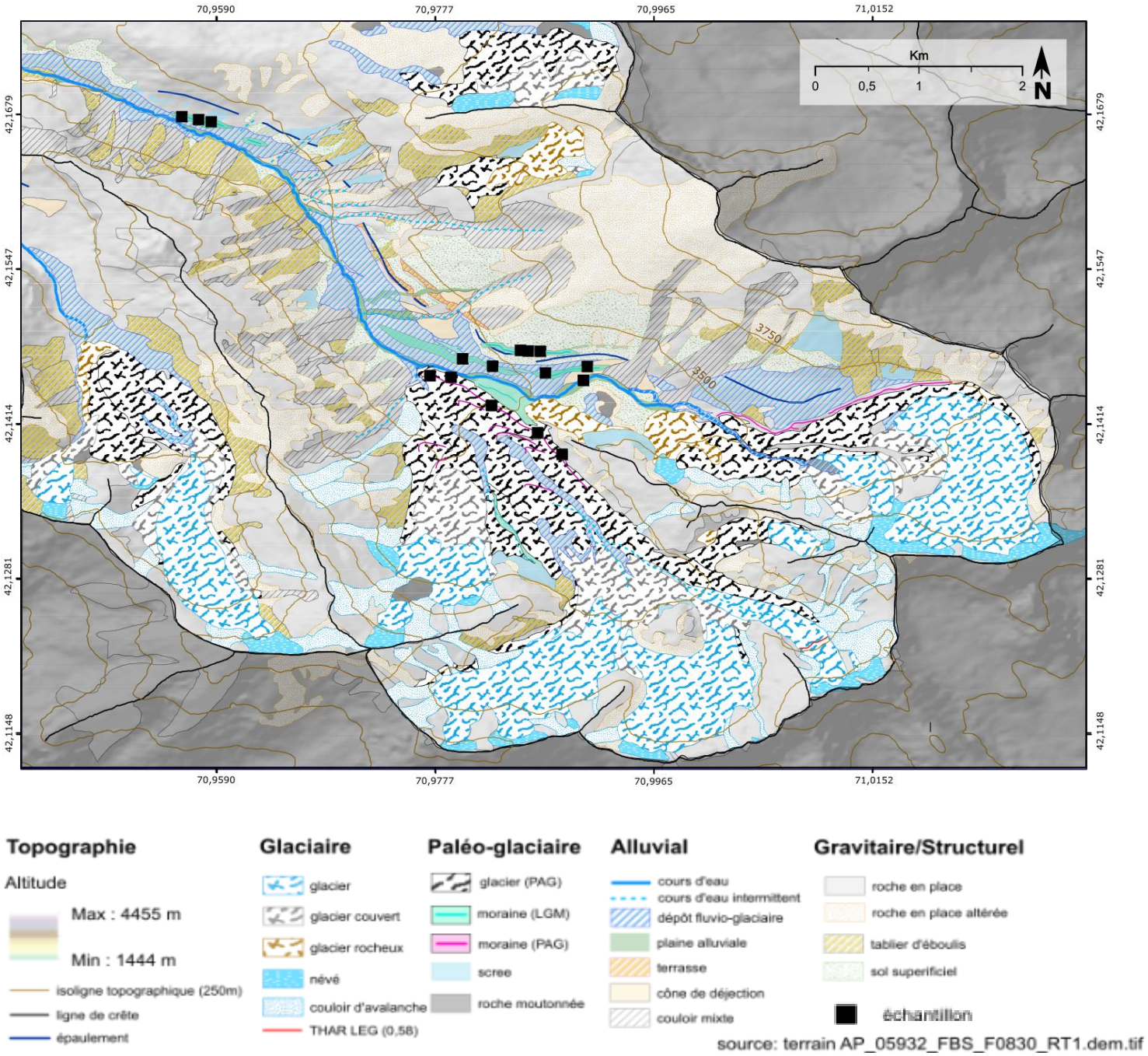


Fig. A7 : Interprétation des formes géomorphologiques de surface du complexe glaciaire Barkrak, Ouzbékistan.

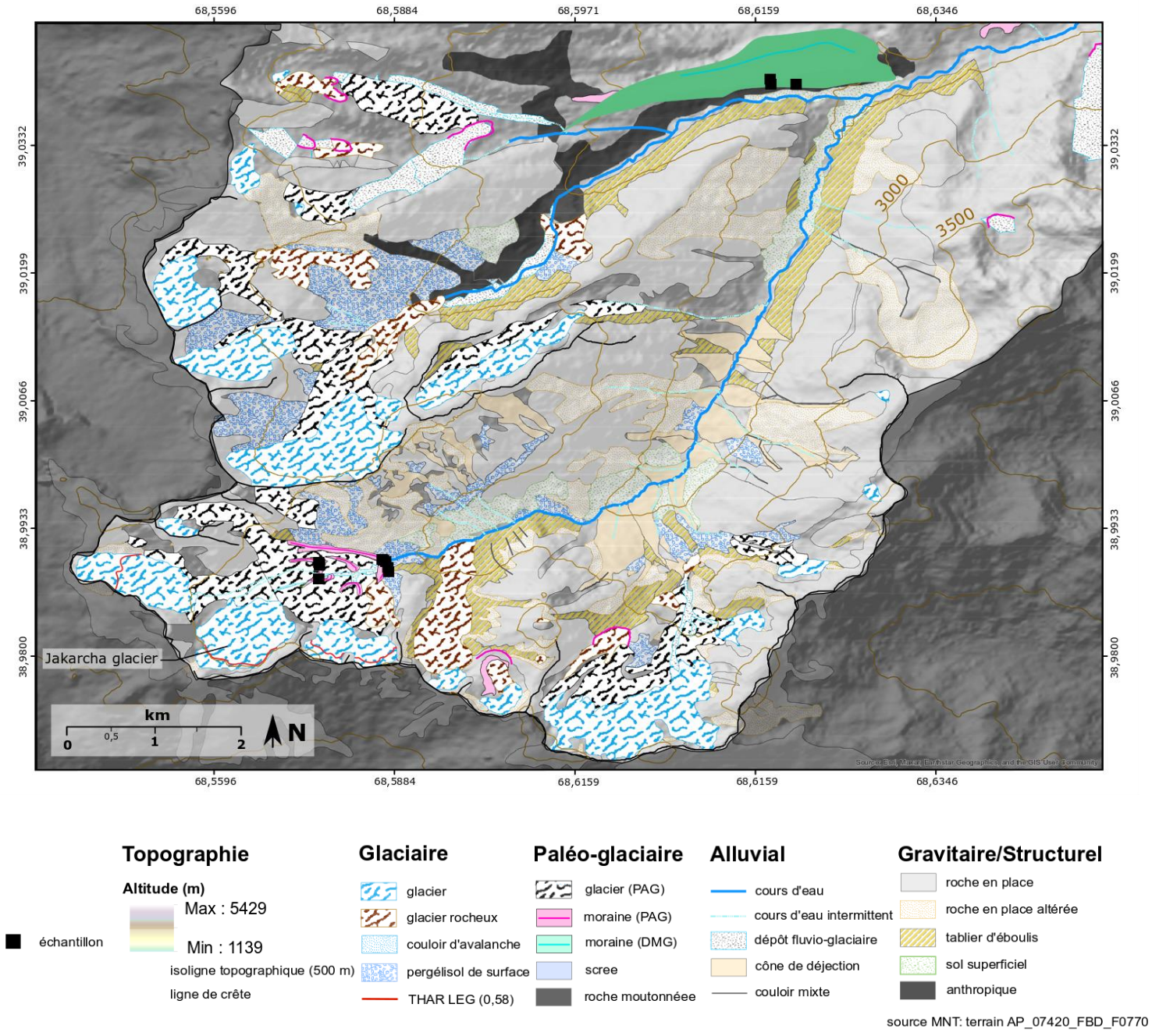


Fig. A.8 : Interprétation des formes géomorphologiques superficielles de la vallée de Jak-Archa, Tadjikistan.

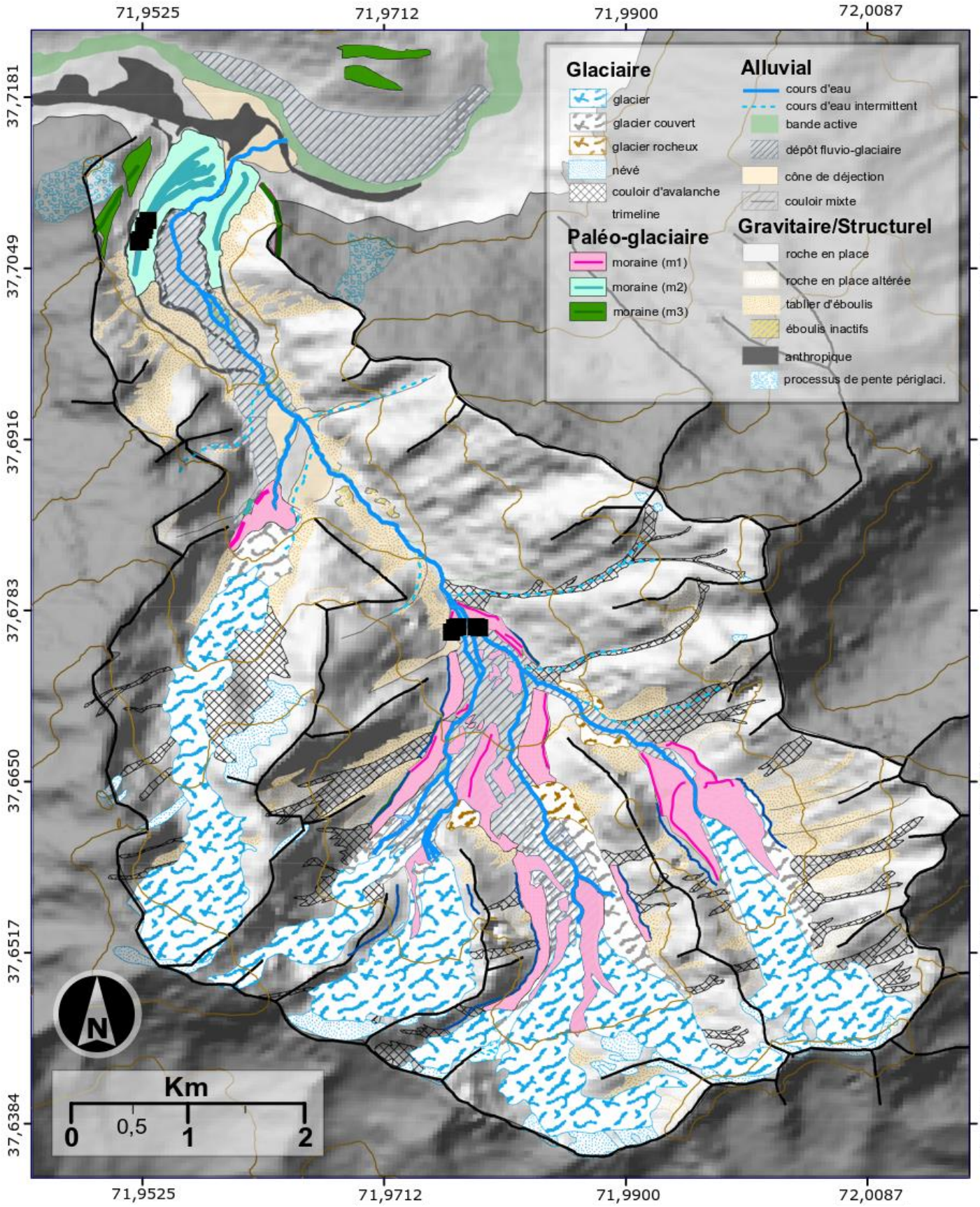


Fig. A.9 : Dynamiques géomorphologiques actives et héritages glaciaires de la vallée de Vuzh.

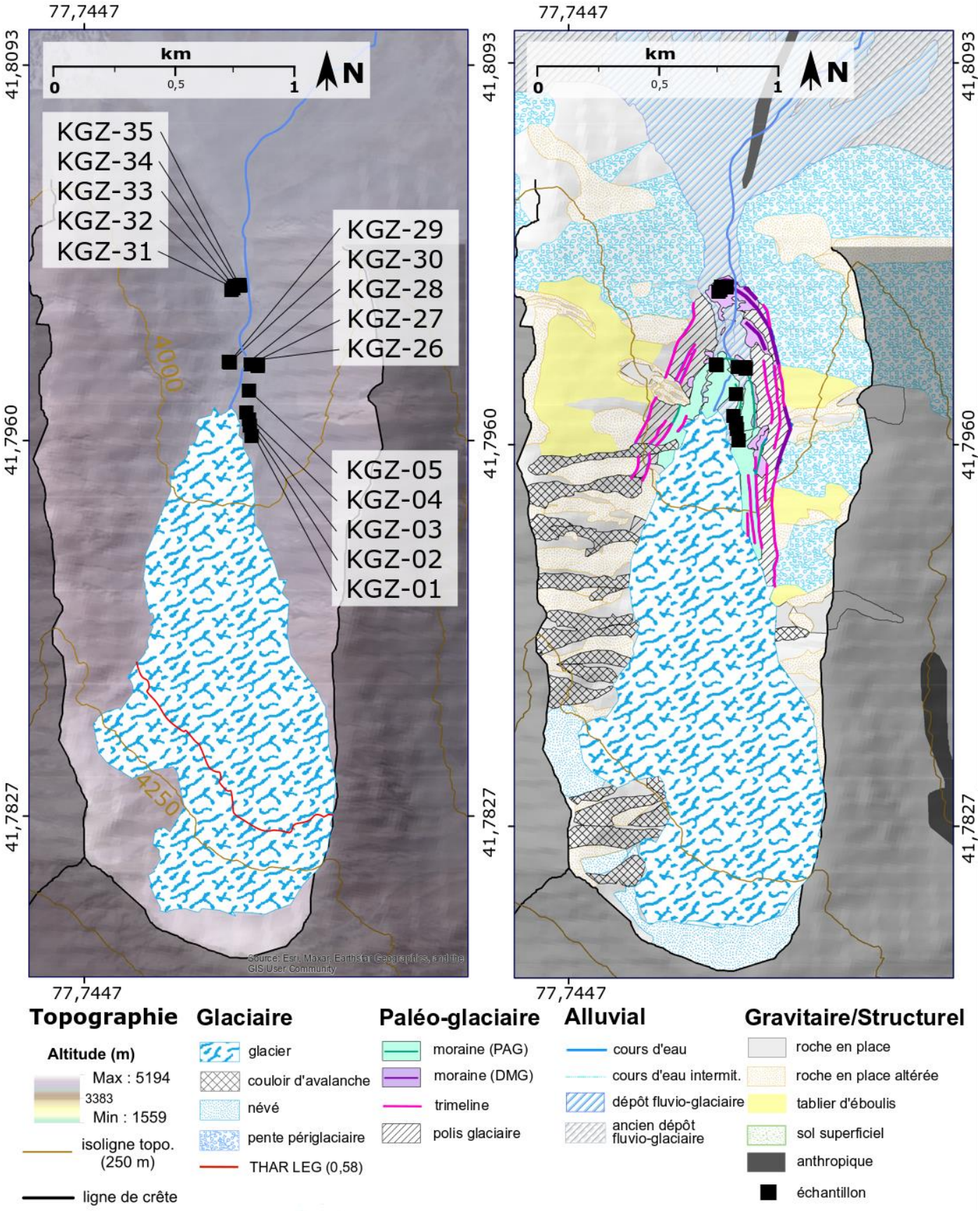


Fig. A.10 : Interprétation des dépôts glaciaires et dynamiques géomorphologiques dans la vallée de Suek occidental.

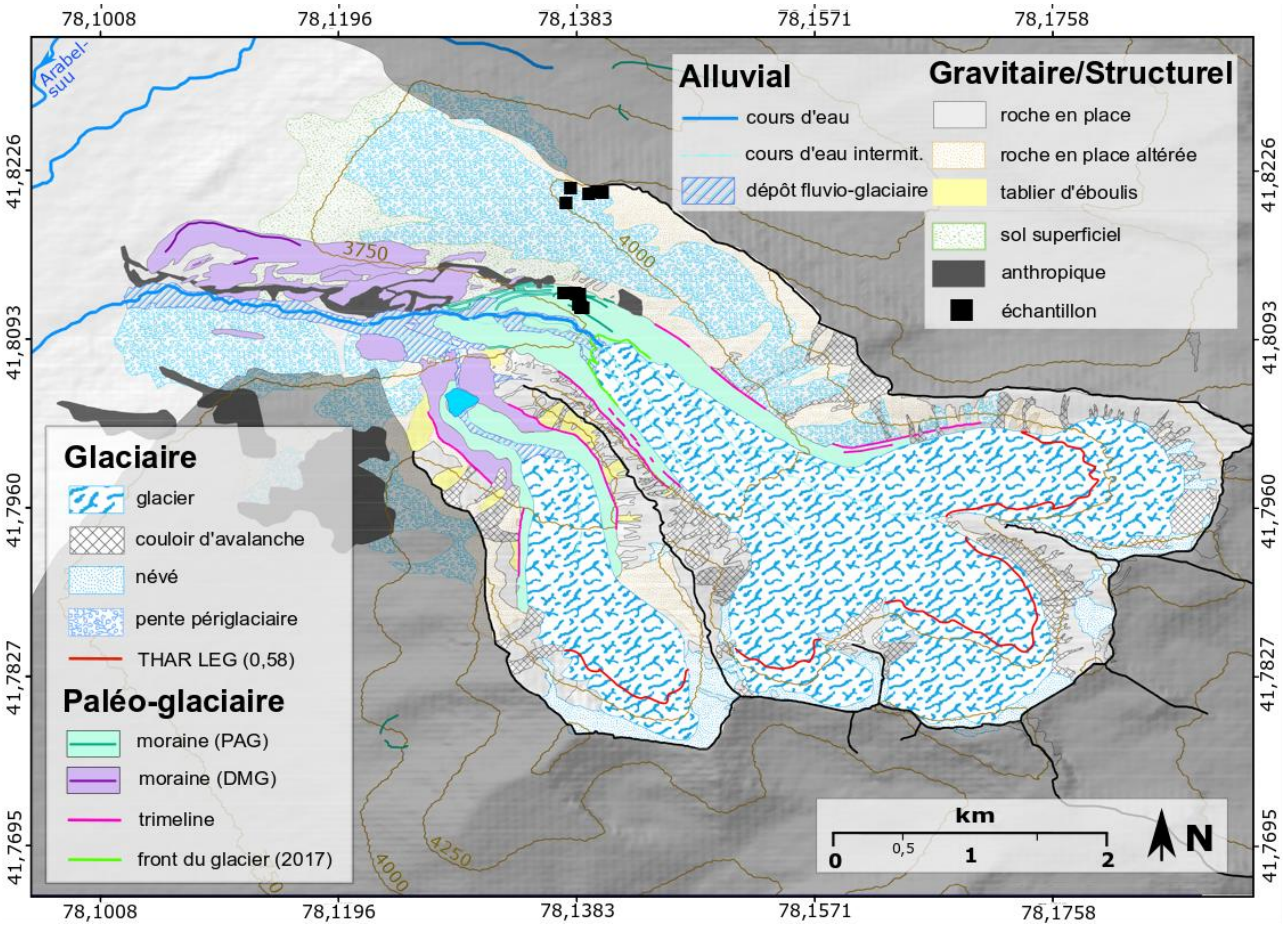


Fig. A.11 : Analyse des formes géomorphologiques autour du glacier n°354.

Remerciements

Si la thèse est une production personnelle, elle représente l'aboutissement d'un travail collectif. Les personnes citées ont été essentielles et nécessaires à la production de ce manuscrit, et sont aussi liées à la bibliographie de cet ouvrage.

Je tiens tout d'abord à remercier les personnes institutionnellement liées à la thèse : Franck Lavigne, un grand merci pour avoir accepté de prendre la direction de ma thèse, après presque deux années de galère sans directeur de thèse. Aux centres d'intérêts différents si on s'arrêtait aux thèmes du labo ou aux équipes de foot, tu as su m'être d'une grande aide et ces mots sont pesés. Merci pour ta bonne humeur, ta confiance et tes encouragements qui m'ont permis de garder une motivation essentielle sur cette longue période. Vincent Rinterknecht, l'ordre ne compte pas, c'est à tes côtés que j'ai d'abord eu mon diplôme de Master puis que j'ai passé tant de journées pendant ce doctorat. Toujours dans ma tête, tu resteras une personne importante dans ma vie. Sept années, quelques kilomètres, mais aussi de longues heures de formation et d'attention en chimie ou en calcul d'âges, parce que c'est vraiment long de dater un caillou. Quand même pas autant que d'avoir de l'argent pour ses recherches, et ce fut très important dans cette thèse et je t'en suis grandement reconnaissant : c'est grâce à toi, entre les bourses obtenues et les reliquats accumulés à droite à gauche que tous les échantillons de cette thèse ont été datés, que j'ai pu partir sur le terrain, et que je me suis retrouvé à terminer ce doctorat. Il est également important de le souligner ici puisque bien des personnes pourraient prendre modèle sur toi, ton humble générosité m'a permis d'intégrer des résultats d'échantillons préparés en grande partie par tes petits soins sur des datations au chlore-36 dans ce manuscrit. Je retiendrai ta patience, ta rigueur et ta légèreté, ton désintérêt face à la compétitivité imposée, ta confiance en la création personnelle (parce que tu m'as supporté filmant toutes les étapes de cette thèse pour finalement n'avoir aucun rendu audiovisuel !), ton ouverture. Ces valeurs ont été la clé du rendu de cette thèse, je t'en suis reconnaissant.

Catherine Carré et Marie Chenet, membres de mon comité de suivi, j'accorde une grande importance à votre présence tout au long de cette thèse. Vous avez été pertinentes, confiantes et encourageantes. Nos rencontres virtuelles m'ont remis les pieds sur Terre et ont contribué de manière importante à la production d'une structure claire pour mon organisation personnelle et finalement pour aboutir à ce travail fini. Vous avez su me limiter et me concentrer à ce qui est essentiel : soutenir sa thèse de doctorat.

Je remercie de même tous les membres du jury de cette thèse de s'être montrés disponibles pour lire, analyser et critiquer cette thèse sur l'Asie centrale. Loin de beaucoup de préoccupations, la création d'un imaginaire géographique « des pays en -stan » nécessite un investissement singulier, des toponymes à la situation géographique en passant par les conditions climatiques et les grandeurs géomorphologiques, même si les grandeurs géomorphologiques je pense que vous n'avez pas dû être tant dépaysé.es.

Le nom d'Emmanuèle Gautier n'apparaît à aucun moment dans cette thèse, pourtant il me semble essentiel de l'insérer ici au plus tôt. Je me souviens de notre rencontre dans le minibus piloté par Pierre Pech dans les lacets des adrets de la vallée de l'Ardèche après une journée orageuse d'un magnifique stage. Grâce à la confiance que tu m'as immédiatement accordée, puis à ton soutien, je me suis dirigé avec assurance vers le master de recherche Dynarisk. Tu as osé diriger mes recherches sur le lac Sarez au Tadjikistan malgré toutes les inhabitudes inconfortables et les barrières rencontrées. Tu m'as permis de bénéficier d'un cadre propice à l'accomplissement de ce master par ton réseau et l'obtention d'une bourse, puis de ce doctorat en étant à la direction du LGP grâce à ton suivi ; je t'en suis infiniment reconnaissant.

J'ai passé peu de temps dans ce laboratoire, je m'y suis peu investi, mais je m'y suis toujours senti bienvenu. Je remercie de tout cœur les usager.es du laboratoire de géographie physique pour avoir contribué à cet accueil malgré les galères rencontrées. En six ans de doctorat, j'aurai vu pas mal de personnes arriver et partir, d'autres rester et constituer les murs de ce laboratoire ?

L'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne m'a permis de trouver mes seconds bureaux au cœur de la ville de Paris (pour longtemps encore je l'espère). Ces locaux et ses usager.es ont été d'une aide précieuse pour donner du sens à cette thèse. La fourmilière de Tolbiac et ses étudiant.es rencontré.es m'ont motivé à approfondir études, sujets et méthodes. L'institut de géographie m'aura apporté calme et assurance, j'y ai découvert de belles valeurs qui structureront ma vie. Je ne sais pas qui remercier dans ce paragraphe, peut-être nos citoyens aïeux qui se sont consultés et révoltés pour l'obtention et la préservation de ces institutions académiques.

Je tiens à remercier tous.tes les salariés titulaires et non titulaires de Paris 1 qui ont répondu aux si nombreuses exigences qu'a nécessité le déroulement de cette thèse. Tout d'abord Candice Zaninetti que j'ai longuement et régulièrement sollicitée et qui a toujours pu se montrer réactive, disponible et rassurante quant aux multiples démarches à suivre. Je remercie également Gilles Palsky, alors directeur de l'Ecole doctorale de géographie de Paris, qui a immédiatement donné son accord pour que je suive mon co-directeur de thèse à Aix-Marseille Université. Cela n'aurait pas pu être concrétisé sans l'aide de Lydie Goeldner, qui a appuyé ma demande afin de faciliter mon cheminement à travers le millefeuille administratif en perpétuel changement de Paris 1. Je remercie de tout cœur Benjamin Raymond aux ressources humaines qui a réussi à faire avancer mon dossier dans Paris 1 durant cette période de transition entre LGP et CEREGE, et a ensuite pu m'allouer une prolongation de contrat d'un an, en dédommagement des mesures gouvernementales appliquées durant la pandémie de COVID-19. Je remercie également ses quatre prédécesseur.es et successeur.es que j'ai connu à ce poste au cours de cette thèse.

Durant les deux années passées comme invité au CEREGE, j'ai rencontré de nombreuses personnes rassurantes et d'une aide précieuse. Tout simplement toutes les équipes de ce laboratoire, au sein desquelles j'ai pu rencontrer une grande quantité d'âmes dévouées à la transmission et à l'entraide. Je pense ainsi par ordre chronologique à Sandrine Magnetto et Noémie Garron qui ont été mes premiers contacts même avant d'arriver sur place en préparant ma venue administrative. Olivier Bellier, alors directeur du CEREGE m'a entre-ouvert les portes de cet immense laboratoire ; Jérôme Gattacceca les a grande-ouvertes. Sylvie de Freitas m'a permis de m'en évader légèrement pour rejoindre l'Asie centrale. Tu m'as épaulé pour réunir tous les papiers et ta présence a été importante pour moi et pour la tenue de cette thèse. Sur le plan technique, Laetitia Leanni et Valéry Guillot vous avez accompli une partie majeure des résultats de ce travail. Je vous remercie pour votre aide, votre attention et votre réactivité en or. Magali Rizza, tu as fourni une énergie vitale dans nos sur place je t'en suis grandement reconnaissant et tu constitues un pilier dans mes réflexions sur les questions de géomorphologie structurale et d'Asie centrale, mais aussi comme modèle de scientifique humaniste. Dans un cadre plus quotidien, toustes les doctorant.es de passage au CEREGE ont participé à une légèreté dans le travail accompli et à une ouverture sur des questions qui auraient pu me sembler lointaines. Je pense aussi aux collègues de bureau exilés dans la nouvelle annexe du CEREGE à laquelle j'ai été intégré : Éric Lichtfouse, Sophie Cornu ce fut un plaisir d'échanger avec vous et de pouvoir reposer sur votre expérience pratique et philosophique. Doris Barboni et Eric Lichtfouse encore, vous avez tenus des ateliers précieux de relecture et de discussion autour d'articles en préparation, de conseils à la publication, des droits associés pour comprendre où et comment les scientifiques peuvent diffuser leurs recherches. Plus terre-à-terre, il faut parfois s'échapper du travail, et je tiens à remercier les collègues avec qui j'ai pu davantage partager dans le cadre extra-académique : Jérôme Gattaceca pour son organisation sans faille des matchs de football, Maurine, Amazigh, Abraham, Faouzi, Vincent Rinterknecht (oui). Dans cette fourmilière du CEREGE, les tenants de la machine ASTER m'impressionnent de par leur expertise et leur professionnalisme mêlés à la légèreté d'existence. C'est grâce à cette équipe que des atomes radioactifs ont été comptés je ne l'aurais pas fait moi-même.

Personne majeure pour le rendu de cette thèse : Tomas Saks. Tu as permis la tenue de la soutenance grâce à la publication d'un article dans une revue de rang A libre de droits – *Boreas*, et ce ne fut pas facile. C'est grâce à cette persévérance que je peux soutenir cette thèse. Je te remercie chaleureusement pour tout ton soutien sur le terrain dès le début de ce doctorat. J'ai aimé découvrir avec toi les plateaux des sources de la Naryn, ses glaciers, et les enjeux autour de ce territoire dominé par l'immense mine d'or de Kumtor. Enlisé en France durant la pandémie, j'ai pu me transporter vers de nouvelles vallées et curiosités d'Asie centrale grâce à ton réseau, jusqu'à ton salon à Almaty. Cela a nourri mes conversations pendant quelques années, ce n'est pas fini.

Cela me mène à remercier les personnes avec qui j'ai travaillé en Asie centrale. Casser des cailloux ce n'est pas facile. Aller les chercher – et finalement surtout les ramener le sont encore moins. Vos situations, radicalement différentes de la mienne n'auront pas empêché la création de liens pour la vie. C'est ce qui m'a mené a terminer

cette thèse pour revenir vers vous avec le fruit de notre travail reconnu. En Ouzbékistan, Maxime Petrov, directeur de l'institut de géologie glaciaire a su mener une équipe mixte d'une vingtaine de personnes sur le glacier Barkrak, dans la corne de l'Ugam-Chaktal, ce fut merveilleux et utile, même si sûrement banal pour toi après tant d'années. Tu m'as permis de rencontrer des érudit.es, des réalistes, des humains généreux et curieux de tout âge : Gulamjon, Halim, Farhiddin, Sarkor, Mourabbat, Timur, Behruz, Darhon… Et ce sont ces liens créés qui m'ont permis de retourner sur le glacier Barkrak en « touriste », sans casser de caillou, juste constater l'absence de zone d'accumulation sur le glacier, ou les besoins de remplacement au bout de quelques années des stations météo en plastique et des caméras d'observation des glaciers cassées. Je remercie pour cette seconde expédition Halim et Fahriddin qui ont organisé sans faute cette expédition internationale et encore tant de belles rencontres.

Au Kirghizistan, Sergueï Erokhine m'a accordé sa confiance pour nous calfeutrer dans la cabane du glacier Adyguen, mobilisant étudiants et recherches personnelles au milieux des tempêtes de neige de juillet. Merci Kubat et Vladimir pour votre aide. Les quelques cailloux ramassés là haut doivent traîner dans les placards de l'institut concurrent, ils seront datés un jour. Cet institut concurrent CAIAG de Bichkek a garanti et permis le suivi des glaciers du pays depuis plusieurs années. Je suis heureux de pouvoir légitimement contribuer à vous poser de nouvelles questions auxquelles répondre. Je vous suis reconnissant pour l'envoi des premiers échantillons datés de cette thèse, qui m'ont permis de donner du sens à mes recherches dès la première année, cela a sûrement joué dans la prolongation de mon contrat de travail.

Enfin, c'est au Tadjikistan et au Haut-Badakhchan que j'ai passé le plus de temps dans le cadre de ces études. Je suis reconnaissant et remercie chaleureusement toutes les personnes rencontrées qui ont contribué au rendu de cette thèse, ne serait-ce que par un thé dans une cabane sombre en haut d'une vallée aride. Je ne remercierai jamais assez Nossir Safaraliev, père spirituel et ami qui m'a fait rentrer au Tadjikistan me guidant vers des amis, qui ont pris le relai pour me faire revenir au Tadjikistan mais sans m'empêcher de toquer à ta porte par surprise avec excitation et amitié lors de mes voyages suivants. C'est grâce à ton investissement et au partage de tes réseaux que ma thèse est si riche. Mes pensées singulières vont aux géologues du Haut-Badakhchan : Asliddin Paishanbiev, Shuhrat Ioussoupov et nos connaissances communes Khairat, Rahim, Oshurbek, Safarmamad. Assliddin, l'intégration à ta famille m'a apporté chaleur, repos et tranquilité même entre deux gardes à vue, attente devant les portes de prison, ou simple repos dans des sources chaudes. Je m'y suis senti chez moi, et j'espère que tu pourras te sentir un jour chez toi chez moi. Glissé ici personne ne le remarquera, c'est en magouillant que nous avons pu prendre des cailloux dans le Pamir entre deux rafales de talibans et deux barrages militaires tadjiks après avoir brûlé les sacs d'échantillonnage étiquetés en anglais pour les remplacer par le sac d'échantillonnage pamiri : le sac plastique : j'espère qu'on se reverra le plus vite possible. Abdulhammid Kaioumov, directeur de l'institut de glaciologie de Douchanbé a accepté que je parte aider ses gens après une confiance dûment gagnée sans pot de vin. Nous avons ainsi pu apporter des âges d'exposition inédits sur cette partie du pays et cette échelle de temps. Firdavz, Ardamir, David, merci pour le coup de main dans l'échantillonnage de ces cailloux particulièrement durs. Evan Miles, Martin, Achille, de passage au Tadjikistan, se sont montrés aidant et généreux pour casser des cailloux et échatnillonner le glacier Kyzyl-suu (se découvrant une nouvelle passion ?). Je vous remercie pour cet investissement, mais casser tant de caillous n'était pas nécessaire, on n'a pas eu assez d'argent (suisse) pour les dater. J'espère que ça vous aura procuré du plaisir cependant.

Mes ami.es ont été d'un soutien indéniable, et je l'écris ici mais vous n'en saurez sûrement rien, mais j'ai avancé dans ces études depuis (plus de) dix ans grâce à vous. Je pense à tous ceux d'entre vous que j'ai rencontrés en fac de géo et qui sont partis en cours de route (parce que forcément il ne reste plus grand monde après 12 ans…) mais aussi aux plus persévérants qui sont restés jusqu'au doctorat sans parvenir à la soutenance et à qui je dédicace cette soutenance.

Comme maîtres, jurys, collègues, et amis ont été cités, ce me semble être le moment de remercier ma famille. Je commencerai par remercier mon tonton Charlemagne d'être parti en moto à travers la Russie, ramenant avec lui une quantité d'histoires qui ont bercé mon enfance et fait naître l'envie précoce d'apprendre la langue russe et de me tourner vers les territoires russophones d'Asie centrale, en particulier le Kazakhstan. Je remercie aussi ses parents, mes grands-parents qui m'ont donné le goût du voyage et de la persévérance, grand-père Jean-Charlemagne Delaporte et grand-mère Pierrette née Devisch. Vous avez joué un grand rôle dans la construction de mon être et avez été d'un soutien remarquable en particulier depuis ma migration héliotropique. Je remercie encore ce tonton, qui ayant travaillé au Kazakhstan, nous a fait y débarquer en famille en 2009 ouvrant mes

horizons vers cette région accueillante. Ma maman, Marie-Pierre Delaporte, qui n'a pas fait partie du voyage et ne connait pas la région, a été à l'écoute de mes récits sans se ronger les ongles avant chaque départ, merci de ne pas m'avoir trop rajouté de stress ; je t'en raconterai davantage plus tard ! C'est aussi avec toi et mon frère que j'ai pu découvrir le camping, mode de vie essentiel. Je sais que je peux compter sur toi comme pour relire une thèse trois fois de suite sur un week-end. Et enfin, des remerciements à ma sœur d'exister, nos longs coups de fil quand nous sommes loin m'aident énormément.

Une partie des remerciements pourrait apparaître un peu trop fleur bleue pour qu'elle soit dispensée d'une partie « non-remerciements ». La réalisation d'une thèse est un exercice psychologique qui m'a obligé à soulever de nombreuses questions, tout en traversant des événements de politique nationale. Autrement dit, il me semble que cette thèse aurait pu être terminée plus rapidement si le cadre l'avait facilitée (en faisant abstraction de ma productivité). Aussi, je me fais un plaisir de ne pas remercier Emmanuel Macron et ses gouvernements qui ont régi de manière irresponsable le pays durant la période de ma thèse influant – pour être strictement égoïste – mes recherches et mes projets futurs (les conditions de vie globale, l'état de la planète et du climat en étant plus général). Les lois LPR, soutenues par les discours des supérieurs hiérarchiques du CNRS ont terminé de me dégoûter du monde académique et scientifique, au nom de la privatisation et de la mise en concurrence du savoir collectif au service de l'innovation. Je n'oublierai pas les gouvernements précédents. Une pensée particulière est adressée à Valérie Pécresse et Nicolas Sarkozy (bon séjour en prison, sûrement trop court pour écrire une thèse) qui m'ont fait perdre à peu près une année de thèse à devoir vadrouiller pour trouver de nouvelles « astuces » qui conviendraient à ce que je puisse suivre mon co-directeur de thèse, muté de Paris à Marseille. Il a fallu 12 mois pour obtenir différentes autorisations pour séjourner en règle au CEREGE, sans toutefois pouvoir y être accueilli définitivement, pour des questions strictement administrativo-économiques : celle des assurances et de la rentabilité des universités. Cela a demandé un temps important à de nombreuses personnes qui ont suivi le processus administratif de ce doctorat. Enfin, appliquée au monde du travail en France, une question me vient : dans quel but forme-t-on des docteur.es ? C'est la question à laquelle je vais maintenant tâcher de répondre.

Abstract

Glacier fluctuation in former Soviet Republic of Central Asia since the last glacial Maximum

Glaciers are key indicators of climate changes. Studying their fluctuations provides answers about past and present climate changes and offers clues for interpreting future climate trends. Central Asia (CA) is home to the majority of interpolar endorheic glaciers. Their annual melt supplies water to the center of the Eurasian continent, now inhabited by more than 100 million people living in desert, arid and semi-arid areas. The aim of this thesis is to investigate the major glacier extensions that have occurred in CA since the last glacial maximum (LGM) during the Late Quaternary. The research is conduced into the former Soviet Republics of CA, which correspond to the western and northern endorheic basins of the Pamir, Alay, and Western and central Tien Shan mountain ranges. Geomorphological and geochronological approaches led to the sampling and dating of 21 moraines distributed across five sites at the headwaters of the main endorheic watersheds of CA. The sampled blocks were prepared for absolute dating using the terrestrial cosmogenic nuclides beryllium-10 (^{10}Be) and chlorine-36 (^{36}Cl).

114 new surface exposure ages are discussed here. They extend from the late Pleistocene (here studied since >60,000 years ago) to the Holocene (since 11,800 years ago). Significant glacier extensions were also observed during the Little Ice Age (LIA) here proposed as extending from 850-100 years ago. Asynchronous glacier behaviour is observed across CA. The local LGM appears to span Marine Isotope Stages (MIS) 5 to 2, depending on the areas studied. It appears that local climate dynamics are influenced by the Westerlies but also by significant incursions of the Intertropical convergence zone and of the Siberian Highs depending on the study areas. This study discusses their last LGM, their spatial and temporal distributions, as well as uncasual glacier advances during the Holocene linked to the local climate's response to European dynamics (as the 8,200 event). Finally, numerous dated glacial sequences have shown regional glaciers advances during the LIA. Three distinct phases of glacier advance were observed in CA during the last millennium. Reconstruction of paleoglaciers' surfaces were produced, proposing an evolution of the glacial mass in the selected studied areas for the corresponding dating results. They are coupled with observations of variations of the equilibrium line altitude at every glaciers' dated extensions.

Little Ice Age ; Holocene ; Late Quaternary ; Pamir ; Tien Shan ; Be-10 ; cosmogenic nuclide dating ; equilibrium line altitude ; GlaRe

Абстракт кандидатской диссертации

Колебания ледников в бывших советских республиках Центральной Азии со времени последнего ледникового максимума

Ледники являются важнейшими индикаторами климатических изменений. Изучение их колебаний позволяет понять климат прошлого и настоящего, а также дает ключи к интерпретации будущих климатических тенденций. Средняя Азия (СА) сосредоточивает большинство неполярных эндорейных ледников. Их ежегодное таяние снабжает водой внутренние районы Евразийского континента, где в настоящее время проживает >100 миллионов человек в пустынных, аридных и семиаридных условиях. Цель диссертации – исследование основных климатических изменений, происходивших в СА со времени Максимума Последнего Оледенения (МПО). Исследование проведено на территории бывших Советских Республик СА, охватывающих западные и северные эндорейные бассейны горных систем Памир, Алай и западного и центрального Тянь-Шаня. Геоморфологические и геохронологические методы позволили отобрать и датировать 21 морен на пяти участках в верховьях крупнейших эндорейных водосборов СА. Отобранные валуны были подготовлены для абсолютного датирования с использованием наземных космогенных нуклидов бериллия-10 (^{10}Be) и хлора-36 (^{36}Cl).

В диссертации представлены 114 новых дат обнажения поверхности, охватывающих период от Позднего Плейстоцена (тут >60 000 лет назад) до Голоцена (с 11 800 лет назад). Значительные ледниковые наступления также зафиксированы в Малый Ледниковый Период (МЛП), который в данной работе определяется как 850–100 лет назад. Ледники демонстрируют асинхронное поведение в пределах региона: локальные МПО соответствуют Морским Изотопным Стадиям (МИС) 5–2. Климатическая динамика в разных районах в первую очередь контролировалась западными ветрами, но также испытывала влияние внутритропической зоны конвергенции и сибирского антициклона. В работе обсуждаются пространственно-временные распределения локальных МПО, а также необычные ледниковые наступления в Голоцене, связанные с региональными проявлениями более широких климатических событий, таких как 8,2-тысячелетнее европейское похолодание. Многочисленные датированные ледниковые последовательности показали по крайней мере три фазы наступления ледников в период МЛП. Были выполнены реконструкции поверхностей палеоледников для каждого установленного наступления, что позволило оценить эволюцию ледниковой массы в изучаемых районах. Эти реконструкции были сопоставлены с расчетами изменений высоты линии равновесия для всех зафиксированных стадий наступления.

Малый Ледниковый Период ; Голоцен ; Поздний Четвертичный Период ; Памир ; Тянь-Шань ; Бе-10 ; наземный космогенный нуклид ; высота линии равновесия ; GlaRe

Résumé de la thèse

Les glaciers sont des témoins majeurs des changements climatiques. La lecture de leurs évolutions apporte des réponses sur l'évolutions des climats passés, présents et donne des pistes pour l'interprétation de tendances futures du climat. L'Asie centrale (AC) concentre la majorité des glaciers interpolaires. Leur fonte annuelle alimente le centre du continent eurasiatique, endoréique, habité aujourd'hui par plus de 100 millions d'humains qui évoluent dans des environnements désertiques, arides et semi-arides. Cette thèse a pour objectif l'investigation des extensions glaciaires majeures survenues en AC depuis le dernier maximum glaciaire (DMG) survenu au cours du Pléistocène supérieur. La zone d'étude est restreinte aux anciennes Républiques soviétiques d'AC, bassins endoréiques occidentaux et septentrionaux des massifs montagneux du Pamir, de l'Alaï et du Tien Shan occidental et central. Des approches géomorphologique et géochronologique ont mené à l'échantillonnage puis la datation de 21 moraines réparties sur cinq sites en tête des principaux bassins versants endoréiques d'AC. Une préparation des blocs échantillonnés a été réalisée pour des datations à l'aide des nucléides cosmogéniques terrestres béryllium-10 (^{10}Be) et chlore-36 (^{36}Cl).

114 nouveaux âges d'exposition sont ici discutés. Les résultats proposent des extensions des glaciers depuis le Pléistocène supérieur (ici depuis 60 000 ans), mais aussi au cours de l'Holocène (depuis 11 800 ans). Enfin, des extensions significatives des glaciers ont été observées au cours du Petit Âge Glaciaire (PAG) - proposé ici comme il y a 850 à 100 ans. Des comportements asynchrones des glaciers sont observés à l'échelle de l'AC. Le DMG local semble s'étaler du stage isotopique marin (MIS) 5 à 2 selon les espaces étudiés. Il apparaît que les climats locaux influencés par les flux d'Ouest ont connu des incursions notables de masses d'air issues de la zone de convergence intertropicale et de l'anticyclone dynamique sibérien. Cette étude discute ainsi des distributions spatiales et temporelles des DMG locaux, mais également des avancées des glaciers identifiées au cours de l'Holocène en lien avec les dynamiques climatiques connues en Europe (comme l'événément de 8 200 ans). Enfin, les nombreuses séquences glaciaires associées au PAG ont permis de montrer au moins trois dynamiques d'extension des glaciers au cours de cette période. Les surfaces des paléoglaciers des cinq sites retenus ont été reconstruites pour chaque extension identifée. Les lignes d'équilibre altitudinales ont été calculées et sont discutées entre les sites et en fonction des périodes d'extension.

Petit Âge Glaciaire ; Holocène ; Quaternaire supérieur ; Pamir ; Tien Shan ; Be-10 ; nucléide cosmogénique ; ligne d'équilibre altitudinale ; GlaRe