

Extension continentale de la marge septentrionale du Gondwana dans l'Himalaya oriental: contraintes de la géochimie et des âges de zircon U – Pb des intrusifs mafiques dans la fenêtre de Siang (Arunachal, Inde)

Comptes Rendus. Géoscience, Tome 352 (2020) no. 1, pp. 19-41.

Govind Oinam ; A. Krishnakanta Singh ; Mallickarjun Joshi ; Amrita Dutt ; M. Rajanikanta Singh ; N. Lakhan Singh ; R. K. Bikramaditya Singh

(traduction post-éditée par N. Bacaër, suggestions d'amélioration : nicolas.bacaer@ird.fr)



Résumé

Nous rapportons de nouvelles données géochimiques sur l'âge du zircon U – Pb et la roche entière des roches intrusives mafiques de Pangin de la fenêtre de Siang, dans l'est de l'Himalaya. Ces roches mafiques sont des gabbros à grains moyens à grossiers, constitués principalement de plagioclase et de clinopyroxène avec des phases accessoires (hornblende + Oxydes de Fe – Ti) qui conservent une texture granulaire et imbriquée. Sur le plan géochimique, ils affichent une affinité en basalte enrichi au milieu de la dorsale océanique (E-MORB) caractérisée par des modèles de REE modérés à légèrement fractionnés marqués par $(La/Yb)_N = 2.65 - 3.99$. Leurs caractéristiques géochimiques suggèrent que les magmas parentaux de ces roches ont été formés par des degrés moyens à plus élevés (~12–28%) de fusion partielle similaire à celle du manteau asthénosphérique dans la zone de transition grenat-spinelle. Les zircons magmatiques de deux gabbros donnent des âges U – Pb de $521,50 \pm 2.53$ Ma et 568 ± 2 Ma. Ce nouvel âge révèle deux impulsions de magmatisme mafique néoprotérozoïque tardif et cambrien précoce qui sont incompatibles avec la distribution temporelle du magmatisme paléozoïque dans la fenêtre de Siang de l'Himalaya oriental. Cependant, sur la base des résultats de cette étude et de la corrélation du magmatisme mafique extensif continental dans le nord-ouest de l'Himalaya, nous suggérons que des roches intrusives mafiques étudiées auraient pu être générées dans un environnement tectonique extensionnel au cours du cycle orogénique panafricain de longue durée du Néoprotérozoïque tardif au Cambrien précoce qui s'est terminé avec la formation du supercontinent du Gondwana.

1. Introduction

Le Néoprotérozoïque tardif au Cambrien précoce était un intervalle de temps important dans l'évolution géologique du supercontinent du Gondwana car c'était la période d'assemblage de ce supercontinent ainsi que l'initiation de la subduction dans la marge péri-Gondwana [Cawood et Buchan 2007, Cawood et al. 2007, Collins et Pisarevsky 2005, Li et al. 2008 a, b, Meert et al. 2003, Murphy et al. 2011]. Il est également proposé que l'assemblage oriental du Gondwana ait eu lieu pendant 570–510 Ma, et que l'initiation de la subduction dans la marge proto-pacifique du Gondwana ait eu lieu pendant 580–550 Ma [Cawood et Buchan 2007, Meert et al. 2003]. La subduction de la lithosphère océanique proto-Téthyanne au cours du Néoprotérozoïque supérieur au Cambrien précoce le long de la marge nord du Gondwana était responsable du magmatisme d'arc qui s'est produit le long de la partie nord du supercontinent du Gondwana [Nadimi 2007, Ramezani et Tucker 2003, Ustaömer et al. 2009]. La marge proto-Téthyanne indienne a été témoin de la formation de granitoïdes du Paléozoïque primitif largement distribués qui auraient été mis en place pendant l'assemblage final du Gondwana [Baig et al. 1988, Gaetani et Garzanti 1991, Meert et Van Der Voo

1997]. Cawood et coll. [2007] a proposé l'existence possible de «l'orogène du nord de l'Inde» au Cambrien précoce (530-490 Ma) et interprété les granitoïdes comme résultat d'un magmatisme de type andin dû à la subduction vers le sud de la lithosphère proto-Téthienne sous la plaque indienne . La subduction continue vers le sud de la lithosphère proto-Téthienne a produit un affaissement gravitationnel qui a conduit à un retournement de la dalle résultant en une remontée asthénosphérique et une extension d'arrière-arc le long de la marge nord du Gondwana [Gürsu et al. 2015 , Zhu et coll. 2012]. Ce type de magmatisme a été signalé dans la marge proto-Téthienne australienne (basaltes de Kalkarindji, dans le nord-est de l'Australie), dans le sud-ouest de la Turquie [Gürsu et Göncüoğlu 2005] et dans la plaque du nord de l'Arabie [Gürsu et al. 2015]. Gaetani et Garzanti [1991] ont soutenu que les granitoïdes du Paléozoïque inférieur auraient pu être associés à la formation du supercontinent du Gondwana tandis que d'autres (par exemple [Hughes et Jell 1999 , Murphy et Nance 1991]) ont remis en question la rupture du supercontinent. Concernant l'évolution des granitoïdes du Paléozoïque précoce, soit l'orogénie panafricaine tardive [Islam et al. 1999 , Valdiya 1995] ou atteinte du manteau, due à la présence d'enclaves microgranulaires sombres [Le Fort et al. 1986 , Miller et al. 2001] sont proposés. La connaissance des processus responsables de ces intrusions est importante pour l'évolution de la marge pré-collision du nord de l'Inde, mais elle reste encore controversée.

La ceinture montagneuse himalayenne a connu plusieurs phases de magmatisme mafique allant de la fin du Précambrien au Cénozoïque [Bhat 1987]. Ces activités magmatiques peuvent être trouvées sous forme de coulées volcaniques et de dykes mafiques dans toute la ceinture. Les roches magmatiques mafiques précambriennes sont mieux exposées dans l'ouest de l'Himalaya et sont bien étudiées par rapport à leurs homologues de l'est [Ahmad et Bhat 1987 , Ahmad et Tarney 1991 , Ahmad et al. 1999 , Srivastava et Sahai 2001]. Les caractéristiques géochimiques impliquent que ces magmas proviennent d'une source de manteau lithosphérique enrichie dans un cadre tectonique extensionnel avec des degrés variables de fusion partielle [Ahmad 2008].

Dans l'est de l'Himalaya, des études géologiques et géochimiques ont été menées sur les roches volcaniques mafiques Abor de la fenêtre de Siang [Acharyya 1994 , Ali et al. 2012 , Bhat 1984 , Bhat et Ahmad 1990 , Jain et Thakur 1978 , Kumar 1997 , Liebke et al. 2011 , Sengupta et al. 1996 , Singh et al. 1993 , 2006 , 2007 , Singh et Singh 2012 , Singh et al. 2019], et les volcanites felsiques associées [Singh et Singh 2012 , Singh et al. 2019 , Talukdar et Majumdar 1983]. Cependant, l'âge et l'évolution géochimique des intrusifs mafiques n'ont pas été étudiés en détail malgré leur importance dans la compréhension de la nature du magmatisme et de la formation d'une nouvelle croûte à l'extrémité orientale du sous-continent indien. De plus, leur relation pétrogénétique avec les roches mafiques et felsiques des Abor Volcanics est encore inconnue. L'une de ces intrusions se produit dans la partie ouest de la fenêtre de Siang où elle est exposée en association avec des carbonates de la formation de Buxa. Cette intrusion mafique est interprétée comme ayant été formée dans un contexte d'extension, et un âge néoproterozoïque tardif a été attribué sur la base de microfossiles - Rivularia haematites et Filamentous cyanobacteria - présents dans les dolomites de la formation de Buxa [Singh et Tewari 2010]. Dans cet article, nous présentons pour la première fois les âges du zircon U-Pb et de nouvelles données géochimiques de roche entière des intrusions mafiques de la zone de Pangin de la fenêtre de Siang, à l'est de l'Himalaya afin de comprendre leur pétrogénèse et leur mécanisme de mise en place.

2. Contexte géologique

La chaîne de montagnes himalayenne de l'Inde est géographiquement classée en (i) Siwaliks qui occupent le pied de la poussée de frontière principale (MBT), (ii) le petit Himalaya délimité par le MBT au sud et la poussée centrale principale (MCT) au nord et (iii) Himalaya supérieur entre le MCT et le détachement sud-tibétain (STD) (figure 1 ; Hodges et al. [2000] et Yin [2006]). L'est de l'Himalaya est une ceinture plissée de ~350 km de long qui s'étend de la partie orientale du Bhoutan jusqu'aux vallées de Dibang et Lohit de l'Arunachal Pradesh. La vallée de Siang fait partie de l'est de l'Himalaya et les principales unités litho-tectoniques montrent un virage dans leur direction régionale du NE-SO à l'ouest au NW-SE à l'est dans toute la gorge de Siang. Cette unité est connue sous le nom de courbure syntaxiale orientale (Figure 1 b; Wadia et coll. [1931]). La structure centrale repliée de cette syntaxe est également connue sous le nom d'antiforme de Siang [Singh et al. 1993] et la fenêtre Siang [Acharyya 1998]. Acharyya [1998] a suggéré que la fenêtre de Siang a évolué lors de l'exhumation sud du complexe cristallin supérieur de l'Himalaya et de la poussée vers le sud du bassin de l'avant-pays tertiaire de l'Himalaya.

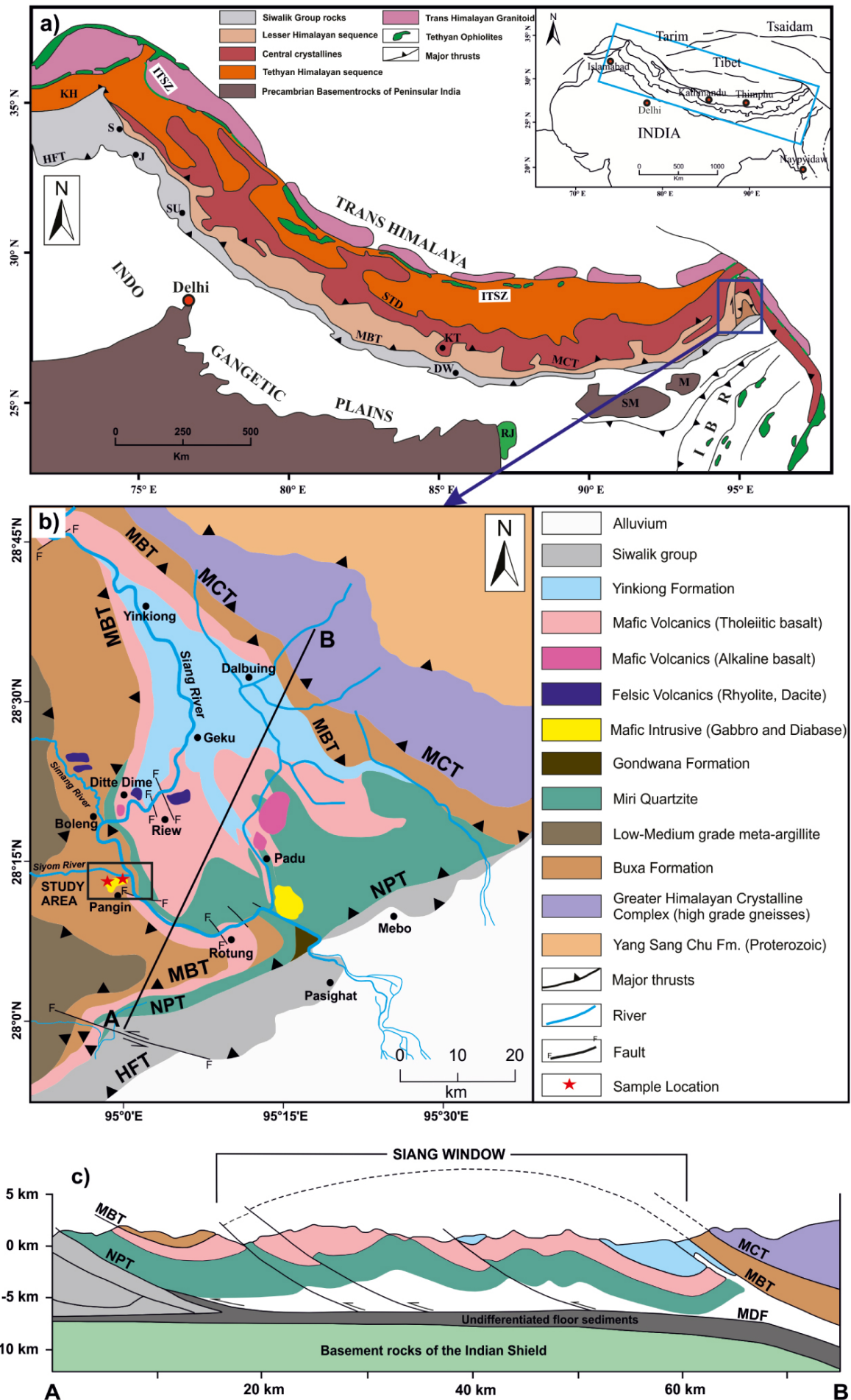


Figure 1. (a) Carte montrant un large cadre de l'Himalaya délimité par des poussées majeures (modifiée d'après Acharyya [2007] ; l'encart supérieur montre la carte de localisation de la chaîne de montagnes himalayenne. Abréviations: KH - Syntaxe du Cachemire-Hazara, S - Salal, J - Jammu, SU - Subathu, DW - Dwarkhola, KT - Katmandou, RJ - Rajmahal Volcanics, SM -

Shillong Massif, M - Mikir Massif, IBR - Indo Burma Range, HFT - Poussée frontale himalayenne, MBT - Poussée de frontière principale, MCT - Poussée centrale principale, STD - Détachement du Tibet du Sud et ITSZ - Zone de suture Indus Tsangpo. (B) Carte géologique de la fenêtre de Siang (modifiée d'après Acharyya [2007], Singh et Singh [2012], Singh et al. [2019]); NPT - Poussée Nord Pasighat. (c) Coupe transversale structurale le long de AB (modifiée d'après Acharyya [2007]); MDF - Défaut de détachement principal.

L'association lithologique de la fenêtre de Siang comprend les groupes Miri-Buxa de roches intercalées méta-sédimentaires qui sont repliées avec les formations volcaniques Abor et Yinkiong (Figure 1 b). Les unités lithologiques à l'intérieur de la fenêtre sont disséquées par de nombreuses failles normales qui sont obliques à la fois à la poussée nord de Pasighat (NPT) dans la partie sud et MBT dans la partie nord de la fenêtre [Acharyya 2007 , Kumar 1997]. Ces failles contrôlent la géométrie duplex et le caractère antiforme de la fenêtre de Siang [Acharyya et Sengupta 1998] (Figure 1 c). Acharyya [2007] ont signalé que le NPT était la continuité sud du MBT et un autre bras dans le toit de la fenêtre. Les volcanites Abor qui occupent le noyau de la fenêtre Siang sont regroupées en (i) volcanites mafiques qui se trouvent sous forme de coulées de lave et comprennent le basalte, les basaltes agglomératiques, les seuils, les dykes avec une petite quantité de tufs, les brèches volcaniques, le lapilli et le basalte en coussin; (ii) les volcanites felsiques telles que la rhyolite, la dacite et le tuf soudé; et (iii) intrusifs mafiques, y compris le gabbro et la diorite. La formation de Buxa dans la partie ouest de la fenêtre se compose de quartzite, de dolomite, d'intrusifs mafiques et de carbonates fossilifères [Kumar 1997 , Singh et al. 1993 , Singh 1999]. Cette formation est entourée par le Haut Himalaya et succédée par la formation Yang-sang-chu dans le nord [Singh et al. 1993]. Les volcaniques Abor reposent sur le quartzite Miri qui est principalement du quartzite mature de couleur blanche, violette et rose. Les quartzites de Miri ont également été intrusés par des roches mafiques près de sa frontière avec les volcanites (Figure 1 b) [Acharyya 2007]. La Formation de Yinkiong recouvrant les Volcaniques Abor est composée d'une séquence alternée de grès gris foncé à siltstone et de schiste vert et rouge avec de rares orthoquartzites et roches volcaniques [Jain et Tondon 1974]. Cette formation a été attribuée un âge précoce à mi-éocène sur la base d'assemblages foraminiféraux [Acharyya 1994]. Les formations de Buxa et Miri sont intrudées par des roches mafiques exposées à Pangin [Singh 2012], situées respectivement à l'ouest de la fenêtre de Siang et de la vallée de Siang (figure 1 b).

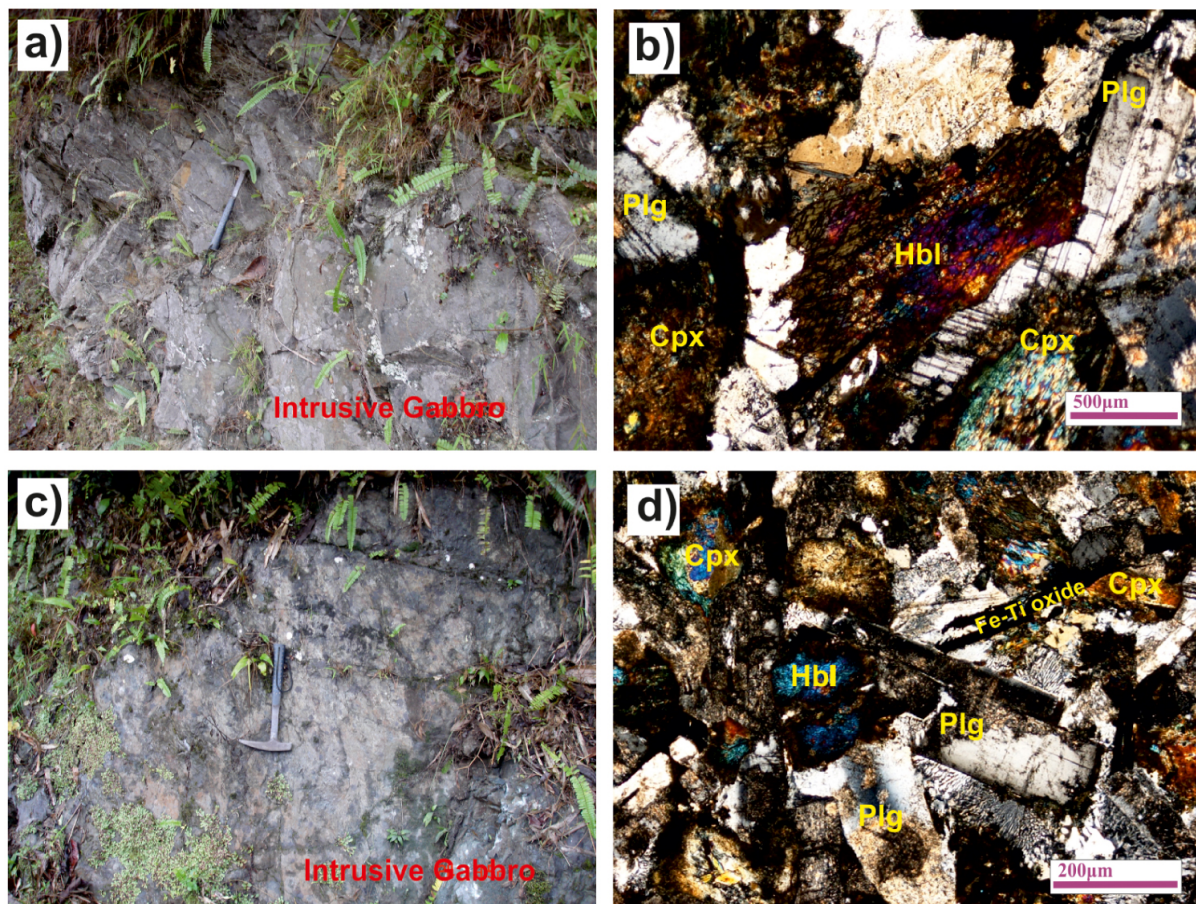


Figure 2. Photographies de terrain et microphotographies représentatives des roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang, Himalaya oriental, nord-est de l'Inde - (a,

c) gabbro intrusif à grains moyens dans la formation Buxa de Pangin; (b, d) textures granulaires et imbriquées observées dans des gabbros intrusifs avec des lattes subédriques de plagioclase et de clinopyroxène trapu. Les abréviations des minéraux sont: Cpx - clinopyroxène, Hbl - hornblende, Plg - plagioclase et oxyde de Fe – Ti - Oxyde de fer et de titane.

3. Échantillonnage et pétrographie

Nous avons recueilli les roches mafiques qui ont pénétré dans la formation de Buxa de la région de Pangin dans la fenêtre de Siang, à l'est de l'Himalaya (figure 1 b). Les affleurements mesurent 1 à 2 km de long et 500 à 1 000 m de large et montrent des contacts discordants avec les roches du pays. L'échantillonnage a été effectué le long des tronçons de route de la section Rotung – Pangin – Geku et des échantillons relativement frais et non altérés ont été prélevés (Figure 2 a, c) et les coordonnées sont 28° 13' 54,4" N, 94° 59' 33,5" E. Les caractéristiques de déformation et les structures d'écoulement primaire ne sont pas observées. Il y a une augmentation de la granulométrie de la marge de contact au noyau des corps intrusifs mafiques. Aucun xénolithes de roches campagnardes n'a été observé dans les affleurements, ce qui suggère la nature intrusive de leur mise en place. Les intrusifs mafiques sont caractérisés par des minéraux à grains moyens à grossiers comprenant du clinopyroxène (~40–50%) et du plagioclase (~50–60%) comme phases principales avec des quantités mineures de hornblende, de séricite, de chlorite et d'oxydes Fe – Ti présentant des granules textures. Des textures imbriquées entre le plagioclase et le clinopyroxène ont également été observées (Figure 2b, d). Le clinopyroxène est de forme euhédrique à subédrique, présente un relief élevé et des clivages imparfaits. Les grains de plagioclase sont subédriques à anédriques et courts de forme cylindrique à granulaire. Dans certains endroits, l'apparition de textures granophyriques indique que le plagioclase a fait l'objet d'une intercroissance (figure 2 d). Toutes ces observations pétrographiques indiquent clairement que les intrusifs sont principalement de nature gabbroïque et ont subi peu d'altérations et de métamorphisme de bas grade qui auraient pu provoquer la formation de hornblende et de séricite.

4. Analytical techniques

4.1. XRF-ICPMS - analyse des éléments majeurs et traces

Une technique de préparation d'échantillons de granulés pressés a été adoptée au Wadia Institute of Himalayan Geology (WIHG), Dehradun, Inde, pour déterminer les principaux éléments et quelques concentrations en oligo-éléments pour les échantillons sélectionnés à l'aide d'un spectromètre de fluorescence X (XRF; Bruker, Tiger S8). Les méthodes analytiques et techniques d'acquisition de données de Saini et al. [2003] a été adopté. Des échantillons d'environ 0,5 kg ont été découpés en petits copeaux puis broyés à l'aide d'un concasseur à mâchoires en acier. Dans un broyeur d'agate, les échantillons broyés ont été pulvérisés jusqu'à 200 mesh, après quoi des pastilles ont été préparées avec environ 7 g de chaque échantillon en poudre et ensuite analysées dans le XRF. La perte au feu (LOI) a été mesurée après qu'un échantillon de poudre de 5 g a été chauffé à 1000 °C dans un four à moufle. La précision analytique est meilleure que $\pm 2\%$ – 3% pour les oxydes majeurs et $\pm 5\%$ – 6% pour les oligo-éléments.

Les éléments de terres rares (REE) et les concentrations d'éléments traces sélectionnés ont été analysés à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif Perkin-Elmer SCIEX ELAN DRC-e (ICP-MS) au WIHG, Dehradun, Inde. La procédure analytique de Khanna et al. [2009] a été adopté. La méthode de digestion en système ouvert a été utilisée pour l'analyse. Environ 0,1 g de l'échantillon de poudre a été mélangée avec 20 ml de HF + HNO₃(2: 1) et de ~ 2 ml de HClO₄ dans des creusets en téflon. Ensuite, les creusets ont été chauffés sur une plaque chauffante jusqu'à ce que les échantillons soient complètement digérés et séchés pour former une pâte. Ceci a été suivi par l'addition de 20 ml de HNO₃ à 10% à chaque échantillon qui a été laissé sur une plaque chauffante pendant 10 à 15 minutes jusqu'à ce qu'une solution limpide soit obtenue. La solution claire a été complétée à un volume final de 100 ml avec de l'eau milli-Q. BHVO-1 et JB-1a sont utilisés comme étalons de référence; leur précision en oligo-éléments varie de 2% à 12% et la précision varie de 1% à 8%. Les données géochimiques des roches entières des échantillons étudiés sont données dans le tableau 1 .

4.2. LA-MC-ICPMS - Géochronologie Zircon U – Pb

Les grains de zircon ont été séparés de deux échantillons gabbroïques (GKS-40 et 4X3-A) pour les études de géochronologie U – Pb. Pour la séparation du zircon, l'échantillon a d'abord été broyé à l'aide d'un concasseur à mâchoires et d'un broyeur à disques, puis tamisé jusqu'à 60 mesh. Cette opération a été suivie d'une séparation par gravité utilisant la nappe phréatique Holman – Wilfley, méthode de séparation magnétique isodynamique et des liquides lourds. Enfin, les grains de zircon ont été cueillis à la main au microscope binoculaire à WIHG, Dehradun, Inde. Environ 50 grains de zircon ont été montés dans du téflon per-fluoro-alcoxy alcane (PFA ®) suivi d'un polissage séquentiel avec 8, 5, 3, 1 et 0,25 µm pâte de diamant pour exposer la section médiane de zircon. Des images de cathodoluminescence (CL) de grains de zircon ont été prises sur un microscope électronique à balayage (SEM) à pression étendue (EP) Zeiss EVO 40 avec un temps de balayage de 2 minutes et un courant de sonde variant de 10 à 20 nA.

La datation in situ au zircon U – Pb a été réalisée par laser excimère de 193 nm (laser UV, modèle Analyte G2, Cetec-Photon machine, Inc.), équipé d'une chambre d'échantillonnage HelEx – II haute performance et d'un plasma à couplage inductif multicollecteur Spectromètre de masse (MC-ICP-MS; Neptune Plus, Thermo Fisher Scientific, Inc.) à WIHG, Dehradun, Inde. Les analyses ont été réalisées avec un diamètre de spot de 20 µm (les spots ont été positionnés par rapport aux images CL), un taux de répétition de 5 Hz, une densité d'énergie de 4 J / cm² et une intensité laser de 75%. Les conditions instrumentales, les méthodes d'analyse et l'acquisition de données étaient similaires à celles décrites par Mukherjee et al. [2017]. Pour la correction du fractionnement et le calcul des résultats, nous avons utilisé l'étalon zircon Z 91500 (données de normalisation de la spectrométrie de masse à ionisation thermique [TIMS] ²⁰⁶Pb / ²³⁸U = 1062,32 ± 2,22 [2 sigma]; Wiedenbeck et al. [1995]) et la précision a ensuite été vérifiée en utilisant le standard de zircon Plesovice (Isotope Dilution [ID] TIMS ²⁰⁶Pb / ²³⁸U âge = 337,13 ± 0,37 Ma; Slama et al. [2008]) comme standard externe. Les standards ont été analysés quatre fois, au début et à la fin de la session, deux autres analysés toutes les 10 analyses. Le plomb commun a été corrigé selon la méthode de Stacey – Kramers [Stacey et Kramers 1975]. Les réductions des données isotopiques ont été traitées à l'aide du logiciel Iolite [Paton et al. 2011]. Les diagrammes de Concordia et les calculs d'âge U – Pb ont été réalisés à l'aide d'Isoplot R [Vermeesch 2018]. Les incertitudes des rapports isotopiques et des âges pour une seule tache analytique sont cotées à 2 σ alors que les erreurs pour l'âge moyen pondéré sont données à 2 σ (confiance à 95%). Les données sur le zircon U – Pb sont données dans le tableau 2 .

5. Résultats

5.1. Géochimie de la roche entière

Les données géochimiques des gabbros étudiés sont présentées dans le tableau 1 . Sur une base anhydre nominale, SiO₂ contenu varie de 49,39 à 54,95% en poids, Al₂O₃ de 14 à 15,39% en poids et MgO 5,46 à 7,4% en poids. Les échantillons sont caractérisés par des teneurs variables en Fe₂O₃ (7,09–12,7% en poids) et en TiO₂ (0,97–1,93% en poids) et sont généralement riches en sodium (Na₂O > K₂O). Ils ont des valeurs faibles et variables de Ni (36–63 ppm), Co (29–65 ppm) et Cr (91–169 ppm). Dans le diagramme de classification de (Na₂O + K₂O) vs SiO₂ [Cox et al. 1979], les échantillons tracent dans le domaine du gabbro (Figure 3 a). Tous les échantillons tracent dans le champ de basalte subalcalin sur le diagramme Nb / Y vs Zr / Ti (Figure 3 b) (d'après Winchester et Floyd [1977]). Sur un diagramme AFM (Na₂O + K₂O – FeO^t – MgO, d'après Irvine et Baragar [1971]), ils présentent une tendance tholéiitique typique (Figure 3 c). Les échantillons montrent des modèles uniformes d'éléments de terres rares normalisés par la chondrite (REE) avec divers enrichissements en éléments de terres rares légers (LREE) (La / Yb) *cn* = 2,65–3,99 et de légères anomalies en Eu (Eu / Eu* = 1–1,31) (Figure 4 une). Dans le diagramme d'araignée normalisé du manteau primitif (PM) pour les éléments incompatibles, les roches intrusives mafiques présentent des abondances variables. Ils sont enrichis en grands éléments lithophiles ioniques (LILE) mais appauvris en éléments à champ élevé (HFSE) (par exemple Hf, Ti, Zr) et sont caractérisés par un Nb appauvri par rapport à La (Figure 4 b), avec des rapports Nb / La allant de 1 à 1,5. Ils suivent une tendance similaire à E-MORB (Figure 4 a, b).

Tableau 1. Principaux éléments (% en poids) et oligo-éléments, y compris les éléments de terres rares (ppm) pour les roches intrusives mafiques de la région de Pangin de Siang Window, dans l'est de l'Himalaya, au nord-est de l'Inde

Samples	GK5	GK9	GK13	4X3A	GK8	GK14	GK12	GKS40	4X3B	GKS4	GKS6
SiO ₂	50.81	53.96	54.95	52.28	51.04	52.85	52.85	52.54	50.94	50.50	49.39
TiO ₂	1.60	1.58	0.97	1.51	1.58	1.50	1.53	1.60	1.93	1.93	1.66
Al ₂ O ₃	14.60	14.97	14.04	14.76	14.85	14.71	14.77	15.39	14.00	14.28	14.92
MgO	5.69	6.26	6.50	6.85	5.53	6.55	6.29	7.40	5.46	6.02	6.54
Fe ₂ O ₃	11.19	10.47	7.09	10.76	11.01	10.79	10.66	10.39	12.38	12.70	12.27
CaO	9.64	6.45	9.00	6.23	9.23	6.55	6.46	5.83	8.45	8.90	8.75
K ₂ O	0.38	0.89	0.28	0.93	0.48	1.01	0.88	0.84	0.73	0.75	0.71
Na ₂ O	3.17	3.93	4.48	3.56	3.13	3.53	3.60	3.67	3.18	3.15	3.09
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.11	0.17	0.20	0.17	0.19	0.17	0.26	0.25	0.22
MnO	0.14	0.14	0.07	0.12	0.14	0.11	0.13	0.14	0.16	0.16	0.15
LOI	1.21	2.10	0.88	2.16	0.90	2.08	1.83	2.94	1.04	1.37	2.40
∑	98.61	100.92	98.37	99.33	98.09	99.85	99.19	100.91	98.53	100.01	100.10
FeO ^t	10.07	9.42	6.38	9.68	9.91	9.71	9.59	9.35	11.14	11.43	11.04
Mg#	50.18	54.22	64.49	55.77	49.87	54.60	53.89	58.52	46.63	48.43	51.36

Trace element (ppm)

Sc	27	18	45	20	27	21	22	18	28	27	32
V	253	164	356	161	244	164	166	168	272	260	239
Cr	93	78	24	91	169	138	98	97	154	150	109
Co	35	29	18	35	38	35	29	65	39	42	62
Ni	41	51	38	56	41	56	54	63	38	36	38
Ga	21.26	23.34	17.42	22.77	20.84	22.93	22.79	24.64	21.94	23.20	22.20
Rb	6.00	25	4.00	30	9.00	32	26	27	14	14	13
Sr	316	311	153	335	318	359	308	312	292	293	362
Y	22	22	21	24	21	25	23	25	27	30	27
Zr	86	67	113	63	83	63	64	64	105	109	92
Nb	8.10	6.60	7.00	7.10	7.70	6.90	6.90	6.90	9.30	9.50	8.30
Ba	108	167	75	194	115	193	156	143	153	147	152
La	6.53	4.54	13.54	5.05	6.65	5.16	4.90	5.57	7.80	9.20	7.84
Ce	14.99	10.18	27.02	11.28	14.97	11.43	11.06	12.76	18.24	21.86	18.85
Pr	2.33	1.53	3.62	1.69	2.34	1.72	1.70	1.86	2.78	3.27	2.81
Nd	10.69	7.05	14.36	7.88	10.75	8.03	7.75	8.82	12.92	15.40	13.27
Sm	3.23	2.34	3.51	2.68	3.22	2.70	2.58	2.93	3.87	4.72	4.03
Eu	1.29	1.05	1.65	1.21	1.30	1.25	1.15	1.32	1.50	1.68	1.54
Gd	3.86	2.96	4.24	3.38	3.87	3.46	3.27	3.78	4.63	5.63	4.95
Tb	0.63	0.50	0.69	0.56	0.63	0.58	0.55	0.64	0.75	0.92	0.81
Dy	3.68	2.97	4.27	3.36	3.71	3.42	3.29	3.86	4.36	5.45	4.82
Ho	0.73	0.57	0.92	0.65	0.72	0.67	0.63	0.77	0.87	1.10	0.97
Er	1.80	1.39	2.48	1.57	1.84	1.61	1.51	1.84	2.13	2.74	2.42
Tm	0.25	0.18	0.36	0.21	0.25	0.21	0.20	0.25	0.29	0.39	0.34
Yb	1.58	1.13	2.43	1.31	1.58	1.34	1.22	1.49	1.83	2.37	2.12
Lu	0.22	0.15	0.36	0.18	0.23	0.18	0.17	0.20	0.27	0.35	0.31
Hf	2.30	1.26	0.62	1.49	2.34	1.56	1.32	1.34	2.82	3.01	2.52
Ta	0.46	0.35	0.42	0.40	0.46	0.24	0.36	0.44	0.59	0.82	0.43
Pb	2.20	17.10	5.50	14.40	2.20	15.40	14.50	22.40	1.10	2.60	1.90
Th	0.51	0.43	3.47	0.44	0.52	0.42	0.41	0.40	0.60	0.69	0.61
U	0.13	0.09	0.47	0.12	0.13	0.10	0.09	0.08	0.14	0.16	0.16
∑ REE	51.81	36.54	79.45	41.01	52.06	41.76	39.98	46.09	62.24	75.08	65.08

Σ REE	31.94	26.67	63.70	29.94	39.23	30.29	29.14	33.26	47.11	56.13	48.34
LREE	39.06	26.69	63.70	29.79	39.23	30.29	29.14	33.26	47.11	56.13	48.34
HREE	12.75	9.85	15.75	11.22	12.83	11.47	10.84	12.83	15.13	18.95	16.74
(Nb/La) _N	1.20	1.40	0.50	1.35	1.12	1.29	1.36	1.19	1.15	0.99	1.02
(Ta/La) _N	1.18	1.29	0.52	1.33	1.16	0.78	1.23	1.32	1.27	1.49	0.92
(Hf/Sm) _N	1.02	0.77	0.25	0.80	1.04	0.83	0.73	0.66	1.05	0.91	0.90
(La/Yb) _{cn}	2.96	2.88	4	2.77	3.02	2.76	2.88	2.68	3.06	2.78	2.65
(Gd/Yb) _{cn}	2.02	2.17	1.44	2.13	2.03	2.14	2.22	2.10	2.10	1.97	1.93
(Sm/Yb) _{cn}	2.27	2.30	1.60	2.27	2.26	2.24	2.35	2.18	2.35	2.21	2.11
Eu/Eu*	1.12	1.22	1.31	1.22	1.12	1.25	1.21	1.21	1.08	1.00	1.05

Mg# = $100 \times (\text{MgO}/40.304)/(\text{MgO}/40.304 + \text{FeO}/71.839)$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = (\text{Eu})_{\text{cn}}/((\text{Gd}_{\text{cn}} + \text{Sm}_{\text{cn}})/2)$; cn-chondrite; N-primitive mantle normalized. The FeO^{t} values are recalculated based on the analysed $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$ values: $\text{FeO}^{\text{t}} = 0.8998 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{t}}$.

5.2. Géochronologie Zircon U – Pb

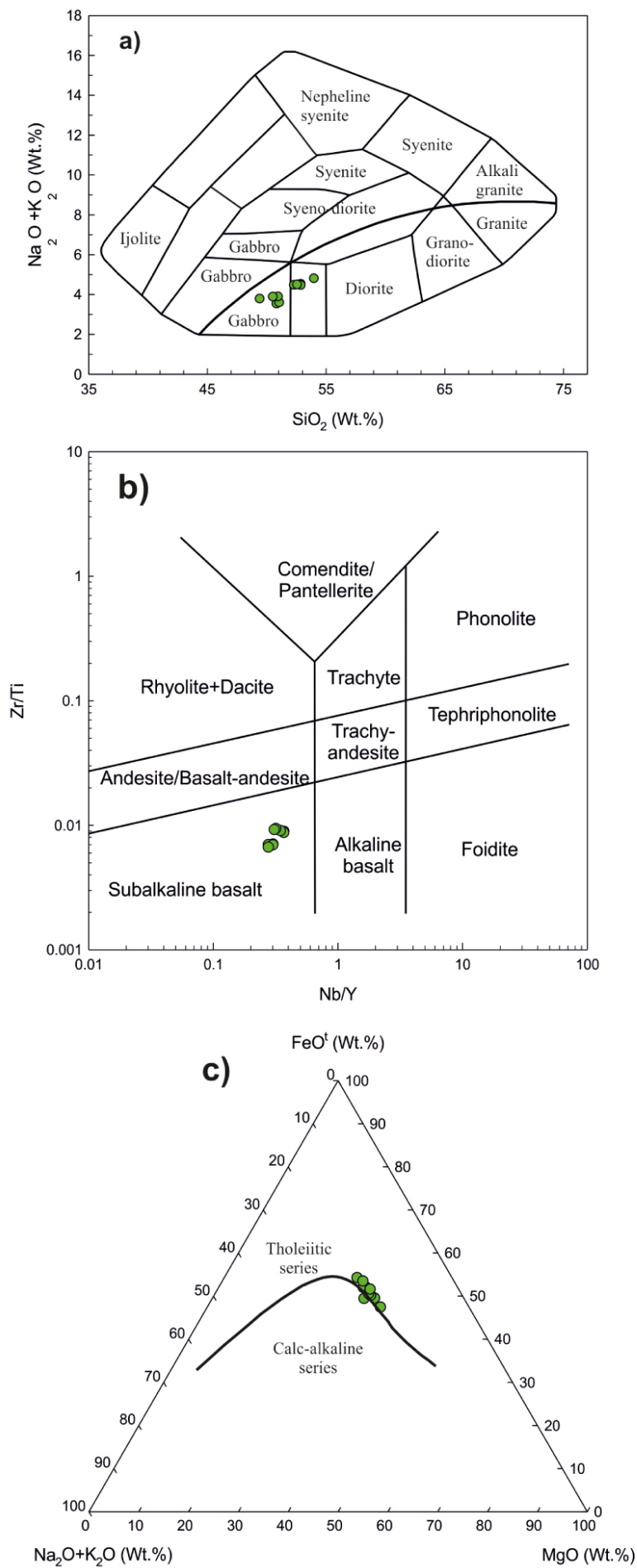


Figure 3. (a) SiO_2 contre $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (d'après Cox et al. [1979]); (b) Nb / Y contre Zr / Ti (d'après Winchester et Floyd [1977]); (c) Diagramme AFM indiquant la signature tholéiitique (d'après Irvine et Baragar [1971]) pour les roches intrusives mafiques de la région de Pangin à Siang Window.

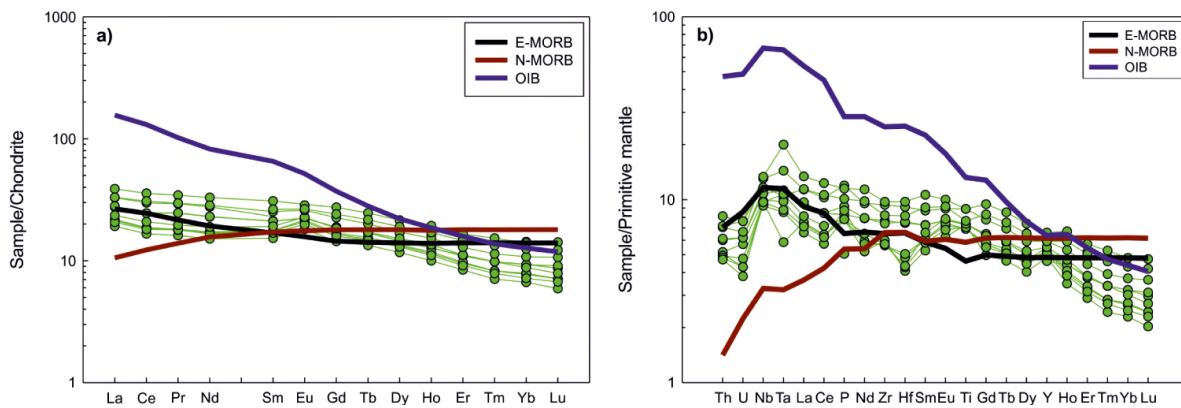


Figure 4. Motif REE normalisé en chondrite (a) et motif en éléments traces normalisé primitif (b) pour les roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang. Les valeurs de normalisation pour la chondrite et le manteau primitif sont tirées de Sun et McDonough [1989]. Les données pour OIB, E-MORB et N-MORB proviennent également de Sun et McDonough [1989].

Les zircons dans les échantillons GKS-40 sont incolores à translucides, de forme euhédrique à subédrique, de 80 à 200 μm de long avec des rapports longueur / largeur variant de 2: 1 à 3: 1. Dans les images CL, la plupart des grains de zircon présentent un zonage oscillatoire clair et peu de grains montrent de minces bords de prolifération brillants (Figure 9 a). Un nombre total de seize spots ont été analysés sur 15 grains de zircon de cet échantillon. Les données analytiques montrent une large gamme de Pb (15,5–100,9 ppm), U (40,5–696 ppm) et Th (63,1–517 ppm) avec des rapports Th / U de 0,12–3,30 (tableau 2). Les images CL des grains de zircon ainsi que leurs rapports Th / U élevés impliquent une origine magmatique [Hoskin et Black 2000].

Sur les 16 spots de zircon analysés, 10 spots donnent $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ concordia âge de 568 ± 2 Ma (Figure 10 a; MSWD = 0,0071), qui peut être considéré comme représentant l'événement magmatique au cours du Protérozoïque tardif (Ediacaran).

Tableau 2. LA-MC-ICPMS Âges U – Pb du zircon des échantillons de gabbro (GKS-40 et 4X3-A) de la fenêtre de Siang, nord-est de l'Inde

Spots	Element content (ppm)			Th/U	Isotope ratio ($\pm 2\sigma$)						Age (Ma $\pm 2\sigma$)			
	Th ppm	U ppm	Pb ppm		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Ratio $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Ratio $\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Ratio $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age (Ma) $\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Age (Ma) $\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age (Ma) $\pm 2\sigma$				
Sample GKS-40: Gabbro, Lat. 28° 13' 54.4" N, Lon. 94° 59' 33.5" E, Concordia age of 10 spots = 567.66 \pm 2.09 Ma (MSWD = 0.0071)														
GKS-40-1	317	376	15.5	0.84	0.04810.0004	0.140	0.0050.02110.0007	101	18	133	4	134	4	
GKS-40-2	127	669	33.5	0.19	0.05800.0003	0.663	0.0080.08260.0010	528	9	516	4	511	5	
GKS-40-3	138	194	28.1	0.71	0.05780.0003	0.670	0.0170.08370.0019	522	12	520	10	518	11	
GKS-40-4	517	342	95	1.51	0.05750.0005	0.669	0.0240.08670.0028	508	17	522	14	535	16	
GKS-40-5	349	651	68.3	0.54	0.05790.0003	0.714	0.0130.08890.0016	526	11	547	7	548	9	
GKS-40-6	322	416	57.7	0.77	0.05790.0005	0.734	0.0160.09200.0017	527	19	560	9	567	9	
GKS-40-7	130	241	28.7	0.54	0.05670.0002	0.722	0.0100.09220.0013	478	6	552	6	568	7	
GKS-40-8	63.1	279	17.9	0.23	0.06170.0022	0.753	0.0220.08860.0030	650	70	570	12	547	18	
GKS-40-9	81.7	696	17.08	0.12	0.05930.0003	0.760	0.0100.09270.0012	579	10	574	5	571	6	
GKS-40-10	132.9	260	29.4	0.51	0.05810.0006	0.746	0.0210.09260.0018	532	21	565	12	570	11	
GKS-40-11	238	146	49.3	1.63	0.05740.0002	0.741	0.0110.09330.0013	506	7	562	6	574	7	
GKS-40-12	133.8	40.5	28.79	3.30	0.06490.0031	0.843	0.0510.09390.0011	740	86	617	26	578	6	
GKS-40-13	169	535	38.6	0.32	0.06480.0010	0.875	0.0550.09490.0059	765	30	633	31	583	35	
GKS-40-14	201	512	55.1	0.39	0.06320.0011	0.926	0.0320.11030.0039	701	31	664	17	674	23	
GKS-40-15	236	217	100.9	1.09	0.07140.0004	1.675	0.0290.17250.0022	967	11	998	11	1026	12	
GKS-40-16	138.1	244.1	65.8	0.57	0.07510.0002	2.177	0.0200.20910.0020	1072	4	1173	6	1224	11	
Sample 4X3-A: Gabbro, Lat. 28° 13' 55.7" N, Lon. 94° 59' 39.2" E, Concordia age of 08 spots = 521.50 \pm 2.53 Ma (MSWD = 0.0011)														
4X3-A-1	321	1250	50.2	0.26	0.06510.0007	0.482	0.0140.05320.0015	775	21	400	9	334	9	
4X3-A-2	178	339.7	35.4	0.52	0.05650.0002	0.599	0.0160.07700.0023	473	8	476	10	478	14	
4X3-A-3	301	567	61	0.53	0.05950.0011	0.653	0.0220.08080.0020	579	38	509	13	501	12	
4X3-A-4	163	717	32.6	0.23	0.05900.0003	0.679	0.0130.08290.0017	566	12	525	8	513	10	
4X3-A-5	86.8	574	18.2	0.15	0.05700.0003	0.661	0.0100.08390.0015	489	13	515	6	519	8	
4X3-A-6	220	185	45	1.19	0.05640.0003	0.652	0.0090.08390.0010	468	11	509	5	519	6	
4X3-A-7	135	626	28.5	0.22	0.05820.0003	0.689	0.0120.08530.0014	535	11	531	7	527	8	
4X3-A-8	281	416	56.6	0.68	0.05860.0005	0.691	0.0150.08520.0015	549	17	532	8	526	9	
4X3-A-9	232	462	53.5	0.50	0.06260.0026	0.704	0.0230.08670.0018	649	69	540	14	536	11	
4X3-A-10	38	145	10	0.26	0.07340.0085	0.885	0.0970.08760.0046	860	170	632	51	541	27	

4X3-A-11	297	1040	75	0.29	0.06150.0010	0.816	0.0390.09550.0052	651	34	603	21	587	30
4X3-A-12	46.2	360	13.47	0.13	0.06290.0007	0.915	0.0470.10530.0043	702	25	655	25	645	25
4X3-A-13	108	178	52.7	0.61	0.07500.0005	2.132	0.0290.20740.0022	1068	13	1158	9	1215	12
4X3-A-14	124	87.4	88.8	1.42	0.10090.0005	4.245	0.0410.30640.0027	1641	9	1685	6	1723	13

Note: Indicated by bold is used for Concordia diagram.

Les zircons de l'échantillon 4X3-A sont incolores ou brun pâle et transparents. Les grains anédriques à subédriques présentent une morphologie quasi-prismatique ou irrégulière avec une longueur de 50–200 μm et des rapports longueur / largeur variant de 1: 1 à 3: 1. Dans les images CL, la plupart des grains de zircon présentent un zonage oscillatoire clair, et peu de grains montrent de minces bords de prolifération brillants (figure 9 b), qui indiquent une origine magmatique. Au total, 14 spots ont été analysés sur 13 grains de zircon de cette roche. Les données analytiques montrent une gamme élevée de Pb (10–88,8 ppm), U (87,4–1250 ppm) et Th (25,8–321 ppm) avec des rapports Th / U de 0,13–1,42 (tableau 2). Huit taches de zircon analysées définissent concordia $^{206}\text{Pb} / 238 \text{U}$ âge de $521,50 \pm 3 \text{ Ma}$ (Figure 10b; MSWD = 0,0011), qui peut être considéré comme représentant un événement magmatique du Cambrien précoce ou pourrait faire partie du même événement magmatique que celui déterminé à partir de GKS-40, qui aurait pu durer 40 Ma. Les graphiques Th / U vs U (Figure 9 c, d) indiquent que les grains de zircon des deux échantillons ont une origine magmatique.

6. Discussion

6.1. Cristallisation fractionnée et contamination crustale

Avant d'envisager toute interprétation pétrogénétique, il est important d'évaluer les effets du métamorphisme et de l'altération sur la géochimie de toutes les roches magmatiques mafiques. Les échantillons étudiés n'ont pas subi d'altération secondaire significative, comme cela est déduit de leurs faibles valeurs de LOI (LOI = 0,88–2,94% en poids), l'absence d'anomalies en Ce et l'absence de carbonisation ou de silicification. Dans les roches mafiques, les LILE tels que Sr, Ba et Rb sont considérés comme des éléments mobiles, tandis que les éléments de transition tels que Ni, Cr et V et HFSE tels que REE, Nb, Ti et Th sont immobiles lors de l'altération et du métamorphisme à faible teneur [Pearce et Cann 1973 , Staudigel et al. 1996]. Zr est considéré comme l'élément le plus immobile sous le degré inférieur de métamorphisme [Pearce et Peate 1995 , Polat et al. 2002] et est utilisé comme indice d'altération lors de variations géochimiques [Liu et al. 2012 , Pearce et coll. 1992]. Dans cette étude, il existe une corrélation positive entre Zr et REE, Hf, Ta, Nb et U qui indique qu'ils ne sont pas mobilisés lors de l'altération et du métamorphisme (voir tableau 1). Par conséquent, seuls les éléments HFSE et immobiles sont utilisés pour les études de la pétrogénèse et de l'environnement tectonique des roches intrusives mafiques.

Les faibles teneurs en MgO (<8% en poids), en Ni (36 à 63 ppm) et en Mg # (46,63 à 64,49) dans ces roches indiquent une nature évoluée du magma parent qui a subi divers degrés de cristallisation fractionnée et / ou de cristal accumulation. Les corrélations positives entre Mg # et Ni et Cr indiquent un fractionnement cristallin de l'olivine et du pyroxène, tandis que les corrélations négatives entre V, TiO_2 et Fe_2O_3 vs Mg # suggèrent une accumulation minimale d'amphibole et une cristallisation tardive des oxydes de Fe – Ti dans le magma (voir tableau 1 ; figure non représentée). De plus, des tendances positives entre Mg # et Al_2O_3 et des anomalies faibles de l'Eu ($\text{Eu} / \text{Eu}^* = 1-1,31$) dans les échantillons indiquent qu'ils enregistrent un fractionnement négligeable du plagioclase.

La contamination crustale est une caractéristique commune des magmas dérivés du manteau à l'intérieur de la chambre magmatique ou pendant l'ascension, ce qui entraîne des changements dans les principales concentrations d'oxyde et d'oligo-éléments des roches mafiques [DePaolo 1981]. Ces roches contaminées montrent un enrichissement des LREE, LILE, des anomalies négatives Nb, Ta, Ti et des anomalies positives Zr-Hf dans leurs modèles normalisés du manteau primitif (eg Rudnick et Gao [2003], Zhao et Zhou [2007

]). Dans cette étude, nous n'avons pas observé de forte déplétion en Zr – Hf, Nb – Ta et Ti (Figure 4 b), ce qui indique une contamination crustale minimale au cours de l'évolution des roches étudiées. Cette observation est également étayée par le manque de corrélation entre SiO_2 et $(\text{Th} / \text{Nb})_{\text{PM}}$ (Figure 5 a). $(\text{La} / \text{Nb})_{\text{PM}}$ par rapport à $(\text{Th} / \text{Nb})_{\text{PM}}$ diagrammes (figure 5 b) suggère également entrée insuffisante de la croûte continentale. La contamination de Th et U dans la croûte moyenne et supérieure entraîne une augmentation rapide de leurs quantités dans le magma ascendant [Taylor et McLennan 1985], mais ces caractéristiques ne sont pas observées dans les échantillons étudiés. Pour résumer, la contamination crustale est considérée comme négligeable pour les magmas parentaux des échantillons étudiés. Le léger enrichissement de LREE reflète les caractéristiques du manteau source avant l'extraction du magma. Par conséquent, toute la composition géochimique de la roche des gabbros étudiés est d'origine magmatique pure avec peu de signes de contamination et peut être utilisée pour déterminer la source mantellique des magmas ainsi que les processus qui se sont produits lors de leur mise en place.

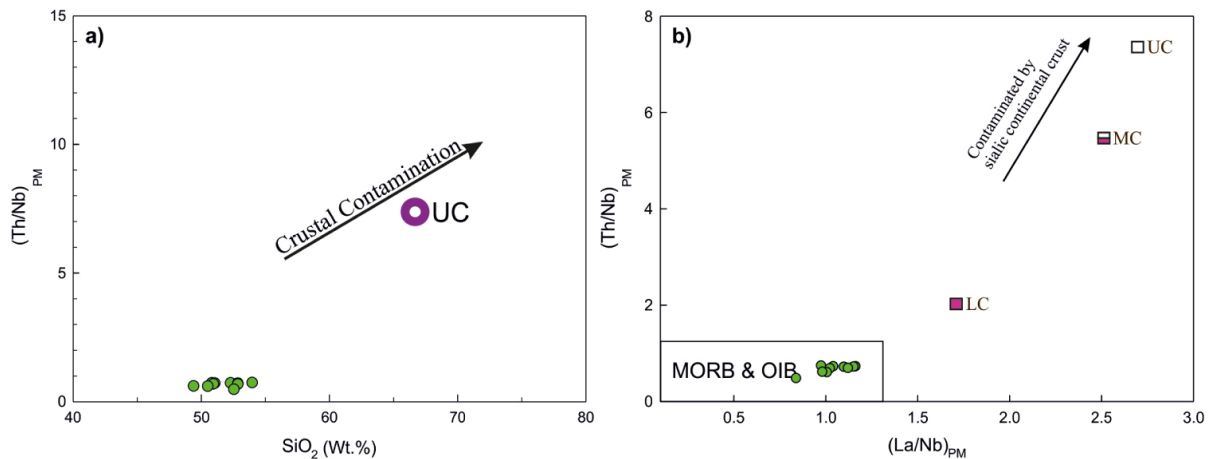


Figure 5. (a) SiO_2 par rapport à $(\text{Th} / \text{Nb})_{\text{PM}}$; (b) Graphiques $(\text{La} / \text{Nb})_{\text{PM}}$ vs. $(\text{Th} / \text{Nb})_{\text{PM}}$ (d'après Frey et al. [2002]) pour tester la contamination crustale des roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang. Les indices PM indiquent les rapports normalisés aux valeurs primitives du manteau de Sun et McDonough [1989]. UC-croûte supérieure, MC-croûte moyenne et LC-croûte inférieure valeurs d'après Rudnick et Gao [2003].

6.2. Caractéristiques de la source du manteau

Les rapports HFSE et LREE (Nb / Ta , Zr / Hf et Nb / Yb) sont des indicateurs importants pour identifier différentes sources du manteau pour les roches magmatiques mafiques [Pearce et Peate 1995 , Weyer et al. 2003]. Dans notre étude, les gabbros montrent un enrichissement LREE et HFSE et des ratios Nb / Ta (15,68–28,75) et Zr / Hf (35,47–53,17) plus élevés que les valeurs chondritiques (17,6, 36,3, respectivement) suggérant leur génération à partir d'un manteau enrichi source [Weyer et al. 2003]. Th / Nb vs Nb / Yb , et TiO_2 / Yb vs Nb / Yb parcelles (Figure 6 a, b) confirment la signature de source de manteau enrichi des échantillons étudiés. L'absence de fortes anomalies négatives Nb – Ta et Zr – Hf dans le diagramme normalisé du manteau primitif (Figure 4b) combiné à leur tracé dans le tableau MORB-OIB (Figure 6 a) indique que ces roches n'enregistrent aucune interaction avec le matériau dérivé de la dalle [Pearce 2008]. Les échantillons ont des rapports La / Yb et Nb / La élevés (3,70–5,57 et 0,52–1,45) et se situent dans le champ source du manteau asthénosphérique (figure 7), ce qui suggère qu'ils ne sont pas contaminés par des roches crustales. Les roches étudiées ont des rapports Th / Yb (0,27-1,43), Th / Ta (0,84-1,75), Ta / Yb (0,17-0,35) et Zr / Y (2,53–5,38) plus élevés et Zr / Nb (8,87–16,14) plus faibles) et La / Nb (0,69–0,97) par rapport à la normale-MORB (0,04, 0,75, 0,052, 2,64, 31,75 et 1,07, respectivement; d'après Sun et McDonough [1989]). Ces rapports géochimiques sont des indications claires vers une source E-MORB.

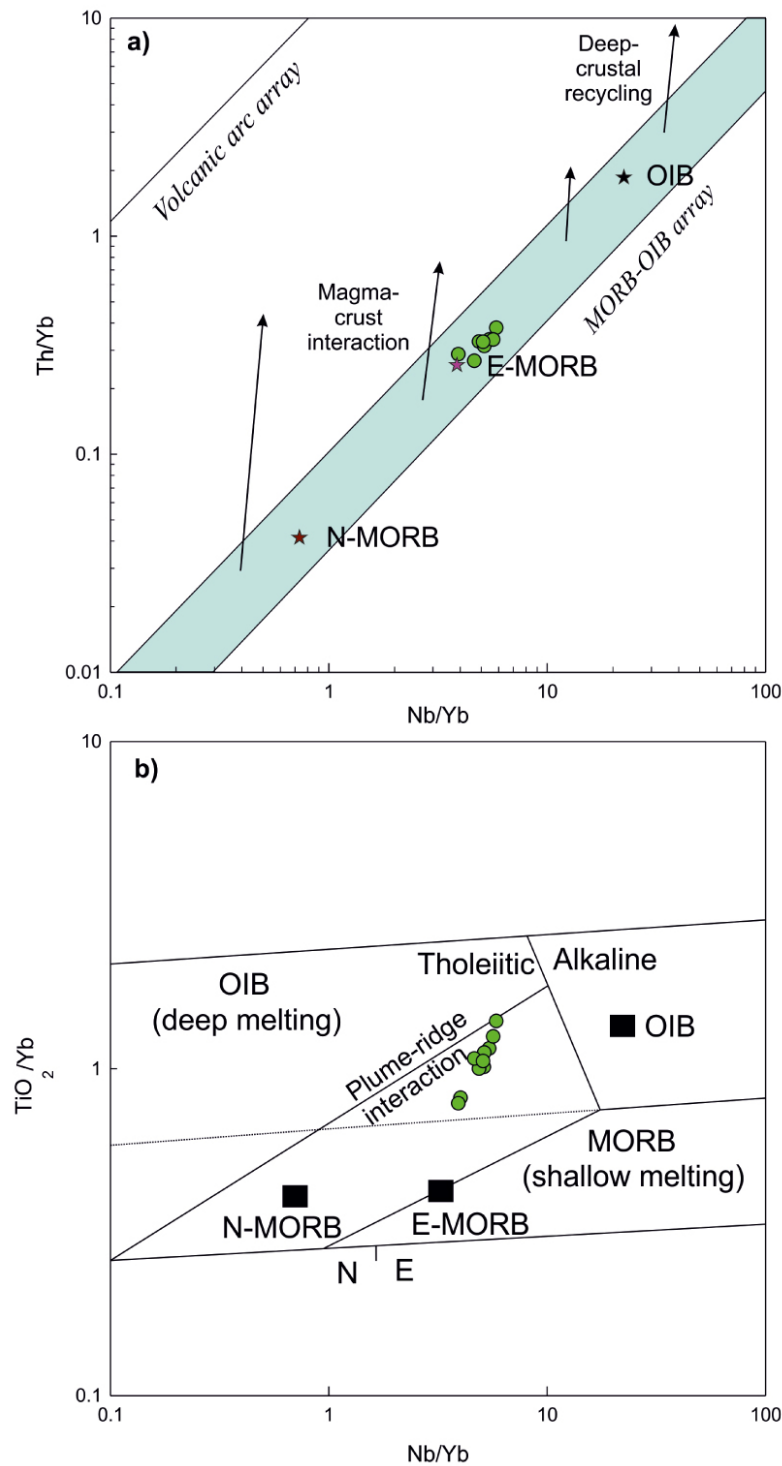


Figure 6. (a) Graphique Nb / Yb vs. Th / Yb (d'après Pearce [2008]); (b) Diagramme Nb / Yb vs TiO_2 / Yb (d'après Pearce [2014]) pour les roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang. Les données pour E-MORB, N-MORB et OIB proviennent de Sun et McDonough [1989].

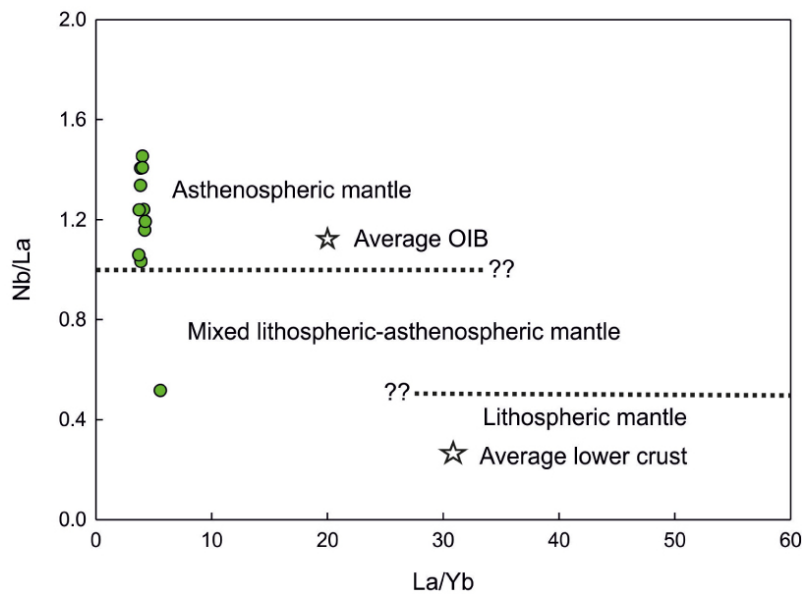


Figure 7. Graphique La / Yb vs Nb / La pour distinguer le manteau lithosphérique et asthénosphérique (d'après Abdel-Rahman et Nassar [2004]) pour les roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang.

Les diagrammes d'araignée normalisés primitifs et les modèles REE normalisés par chondrite des échantillons étudiés montrent un modèle similaire à E-MORB (Figure 4 a, b). Il y a un léger épuisement des anomalies Ti et Nb par rapport à La et Ce (Figure 4 b). Leurs anomalies insignifiantes en Eu indiquent que les plagioclases n'ont pas été fractionnés (Figure 4 a). Le rapport Zr / Ba est considéré comme une signature géochimique permettant de différencier la source asthénosphérique ($Zr / Ba > 0,5$) et la source lithosphérique ($0,3-0,5$) Kürkcüoglu [2010], Menzies et al. [1991]. Dans cette étude, le rapport Zr / Ba varie de 0,32 à 1,51 et les rapports Zr / Hf varient entre 35,47 et 53,17 indiquant une source asthénosphérique. Cette observation est également corroborée par Nb / La vs. La / Yb (Figure 7), où les échantillons étudiés tombent dans le manteau asthénosphérique.

Pour comprendre les conditions de fusion du manteau, les compositions REE sont traitées comme une signature géochimique car les ratios REE peuvent indiquer le degré de fusion partielle [He et al. 2010 , Lassiter et al. 1995 , Reichow et al. 2005]. Dans le domaine de la stabilité spinelle, Sm / Yb est non fractionné tandis que La / Yb est quelque peu fractionné; pour le champ de péridotite grenat, Sm / Yb et La / Yb sont fortement fractionnés [Lai et al. 2012 , Xu et al. 2005 , Yaxley 2000]. Les gabbros étudiés sont marqués par $(La / Yb)_{CN} = 2,65-3,99$, $(Sm / Yb)_{CN} = 1,60-2,35$ et $(Gd / Yb)_{CN} = 1,44-2,22$ (voir tableau 1) indiquant un fractionnement modéré de l'EDH qui suggère que le magma source pourrait avoir à la fois des composants de péridotite grenat et spinelle [Buslov et al. 2010 , Safonova et al. 2008]. Sur la figure 8a (graphique La / Sm vs. Sm / Yb), les échantillons étudiés s'inscrivent dans la tendance de la péridotite grenat. Dans le graphique Sm / Yb vs Sm (Figure 8 b), les échantillons se situent entre le champ de grenat et de lherzolite spinelle-grenat. On considère que les laves mafiques proviennent de la fonte du manteau à des profondeurs inférieures à 100 km. En général, la source du manteau de ce champ est considérée comme étant à une profondeur comprise entre 60 et 80 km, mais en cas de présence d'un panache du manteau, leur profondeur pourrait être de 80 à 100 km [McKenzie et O'Nions 1991 , White et McKenzie 1995]. Par conséquent, il est suggéré que les gabbros étudiés de la fenêtre de Siang, dans l'est de l'Himalaya, ont été produits par une fusion partielle de 12 à 28% d'une source de manteau s'étendant du faciès spinelle + grenat lherzolite au grenat lherzolite à une profondeur de 60-100 km.

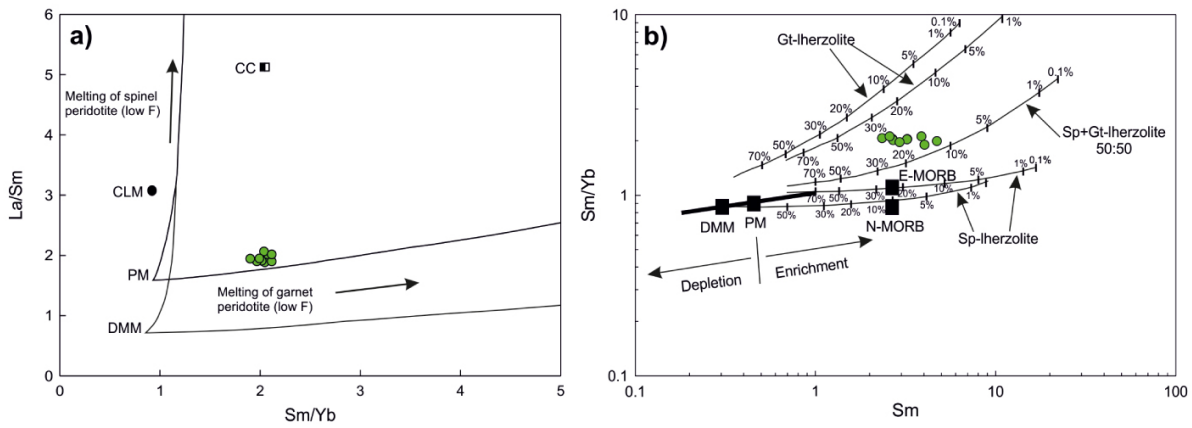


Figure 8. (a) Diagramme Sm / Yb vs La / Sm pour les roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre Siang. Les tendances de fusion par lots pour le grenat et la péridotite spinelle sont celles de Lassiter et DePaolo [1997]. Les flèches indiquent l'effet de la diminution de la fraction de fusion (F). (b) Tracés de Sm / Yb vs Sm pour les roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang, Himalaya oriental, nord-est de l'Inde. La ligne épaisse représente le réseau du manteau défini à l'aide de DMM [McKenzie et O'Nions 1991] et de compositions PM [Sun et McDonough 1989]. Les compositions N-MORB et E-MORB sont de Sun et McDonough [1989]. Les courbes pleines (ou lignes) sont les tendances de fusion du DMM. Courbes de fusion pour la lherzolite spinelle (Ol 53 + Opx 27+ Cpx 17 + Sp 11) et la péridotite de grenat (Ol 60 + Opx 20 + Cpx 10 + Gt 10) avec des compositions à la fois DMM et PM sont d'après Aldanmaz et al. [2000]. Les marques numériques sur chaque courbe (ou ligne) correspondent aux degrés de fusion partielle pour une source de manteau donnée.

Les origines des roches magmatiques mafiques sont principalement attribuées à: (1) des environnements océaniques ou continentaux intra-plaque, (2) des MOR rapides et à rift lent, (3) des arcs insulaires et (4) des bassins d'arrière-arc [Pearce 2008 , Pearce et Cann 1973 , Pearce et Norry 1979]. Les échantillons étudiés se composent de teneurs en Ti faibles à moyennes ($TiO_2 = 0,97-1,93\%$ en poids), Al_2O_3 / TiO_2 allant de 7,25–14,47 et sont comparés aux basaltes de l'arc insulaire (15–25) et MORB (10–15), suggérant ainsi leur formation dans un environnement tectonique océanique ou continental en plaques [Manikyamba et al. 2004 , Regelous et al. 2003]. Pour classer les magmas basaltiques générés dans différents environnements tectoniques, Saccani et al. [2015] a utilisé la systématique Th et Nb (Figure 11 a). Sur le graphique Th_N vs Nb_N (Figure 11 a), les échantillons étudiés se situent près du champ d'arrière-arc B, ce qui indique que les fluides dérivés de la subduction ou tout autre composant de la croûte n'ont joué aucun rôle dans la formation de nos roches. Ce type de cadre tectonique se trouve généralement dans les arcs arrières intra-océaniques ou intra-continentaux matures. Dans le diagramme de discrimination tectonique de V vs Ti (Figure 11b), les intrusifs mafiques sont tracés dans le champ MORB et les basaltes d'inondation continentale (CFB) et possèdent des rapports Ti / V élevés. Le diagramme Zr vs Zr / Y de Pearce et Norry [1979] aide à distinguer efficacement les basaltes de différents contextes tectoniques tels que l'arc insulaire océanique, les dorsales médio-océaniques, l'intérieur de la plaque et l'arc arrière, et nos échantillons tracent dans le zone de basaltes intra-plaque (WPB) et MORB (Figure 11 c). Dans le graphique de Zr vs Ti (Figure 11 d), les échantillons étudiés se situent dans le domaine des basaltes intra-plaque (WPB) et MORB, prouvant en outre leur cadre géodynamique intra-continental. Les WPB qui ont des rapports Ti / Y et Nb / Y plus élevés signifient une source de manteau enrichi par rapport au N-MORB et aux basaltes d'arc volcanique (VAB) [Rollinson 1993]. L'absence de hornblende primaire dans les sections minces, les LREE enrichis et la concentration faible à modérée de Ti dans les échantillons suggèrent également une source E-MORB pour les roches étudiées. En gardant tous ces arguments à l'esprit, on peut suggérer que les intrusifs mafiques (gabbros) de la fenêtre de Siang proviennent d'un environnement d'extension continental.

6.3. Implications géodynamiques

Auparavant, il a été proposé que le volcanisme Abor était contemporain de l'événement de collision des plaques indiennes et eurasiennes survenu au cours de l'Eocène précoce en raison de la décompression adiabatique consécutive à l'épaississement de la croûte [Sengupta et al. 1996] ou une anomalie thermique causée par la rupture de la dalle suite à la collision [Acharyya 2007]. Plus tard, la datation K / Ar des volcanites Abor sur différents échantillons de basalte a donné des âges variés de 319 ± 15 Ma (Carbonifère

supérieur), $87,2 \pm 1,3$ (Crétacé supérieur) et $24,9 \pm 0,4$ Ma (Tertiaire précoce) [Liebke et al. 2011]. Ali et coll. [2012] ont interprété l'aimantation à forte inclinaison dans les basaltes comme étant de nature primaire et leur ont donné un âge permien. Ils en ont déduit que les roches se sont formées en raison d'éruptions associées au rifting de blocs du continent cimmérien situé dans la marge nord du supercontinent du Gondwana. Plus récemment, des études géochronologiques sur zircon U – Pb des volcanites Abor suggèrent qu'elles ont été mises en place en raison de l'explosion du panache de Kerguelen aux premiers stades (~132 Ma) de la rupture de l'est du Gondwana [Singh et al. 2019].

À la lumière des récentes découvertes, nos données de zircon U – Pb pour les roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang donnent un âge allant de 521 à 567 Ma, c'est-à-dire du Néoprotérozoïque tardif au Cambrien précoce qui est l'événement magmatique le plus ancien signalé. loin de la fenêtre Siang. Cet âge coïncide avec l'âge de la fermeture de l'océan du Mozambique pendant l'orogénie de Kuunga qui est la partie orientale de la ceinture orogénique panafricaine [Meert et al. 2003 , Meert et Lieberman 2008]. Nos âges obtenus sont totalement différents des études précédentes; par conséquent, leur source pourrait également être différente de celle des Abor Volcanics.

Il a été rapporté que les unités litho-tectoniques himalayennes faisaient partie de la marge passive du nord de l'Inde du Précambrien au Crétacé [Brookfield 1993]. Cette observation est incompatible avec la présence de nombreux granites du Paléozoïque précoce dans l'Himalaya [Nadimi 2007 , Ramezani et Tucker 2003]. Il a également été rapporté que de 500 à 475 Ma, la région de Katmandou du cristallin supérieur de l'Himalaya a subi une déformation et que la marge proto-Téthyanne indienne a été fortement affectée pendant la formation himalayenne cénozoïque [Cawood et al. 2007 , Gehrels et al. 2006]. Lors de l'assemblage du supercontinent du Gondwana (570-510 Ma), l'initiation de la subduction le long des marges proto-Téthyanne et proto-pacifique du Gondwana s'est produite dans la dernière étape de la subduction [Cawood et Buchan 2007 , Cawood et al. 2007]. À partir de cette observation, Cawood et al. [2007] ont interprété le magmatisme paléozoïque précoce trouvé dans l'Himalaya comme le résultat de la subduction vers le sud de la lithosphère océanique proto-Téthyanne sous le nord du continent indien. Des magmatismes similaires du Néoprotérozoïque tardif au Cambrien précoce sont également signalés dans la marge septentrionale du Gondwana en Australie, en Iran, en Arabie et en Turquie, comme le montre la Figure 12 [Gürsu et Göncüoğlu 2005 , Gürsu et al. 2015, Hassanzadeh et al. 2008, Horton et al. 2008, Mahmoud et al. 2011, Saki et al. 2010, Ramezani and Tucker 2003].

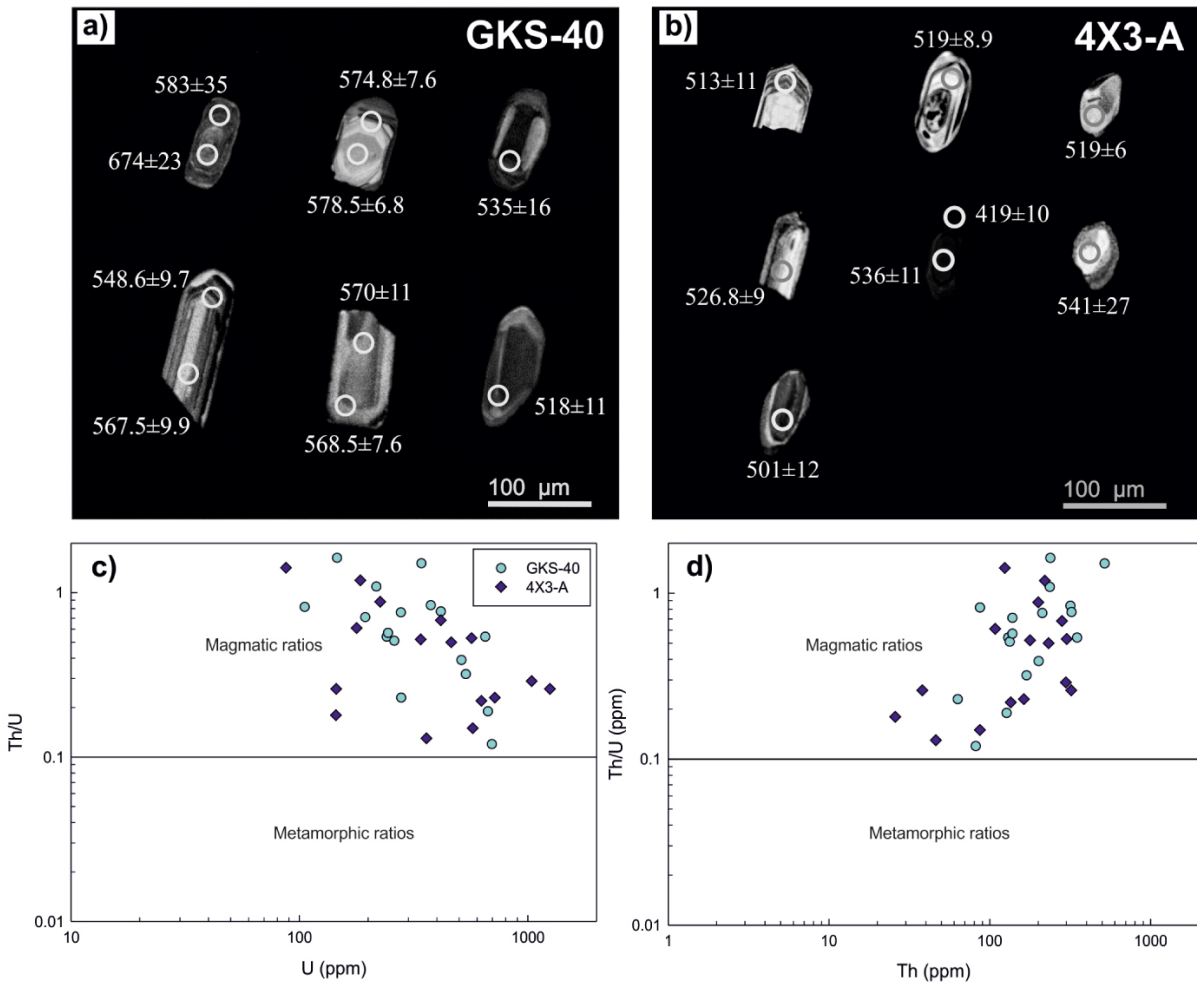


Figure 9. Images de cathodoluminescence (CL) (a, b) de zircon U – Pb datant des roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang. Diagrammes U contre Th / U et Th contre Th / U (c, d) (d'après Hoskin et Black [2000]).

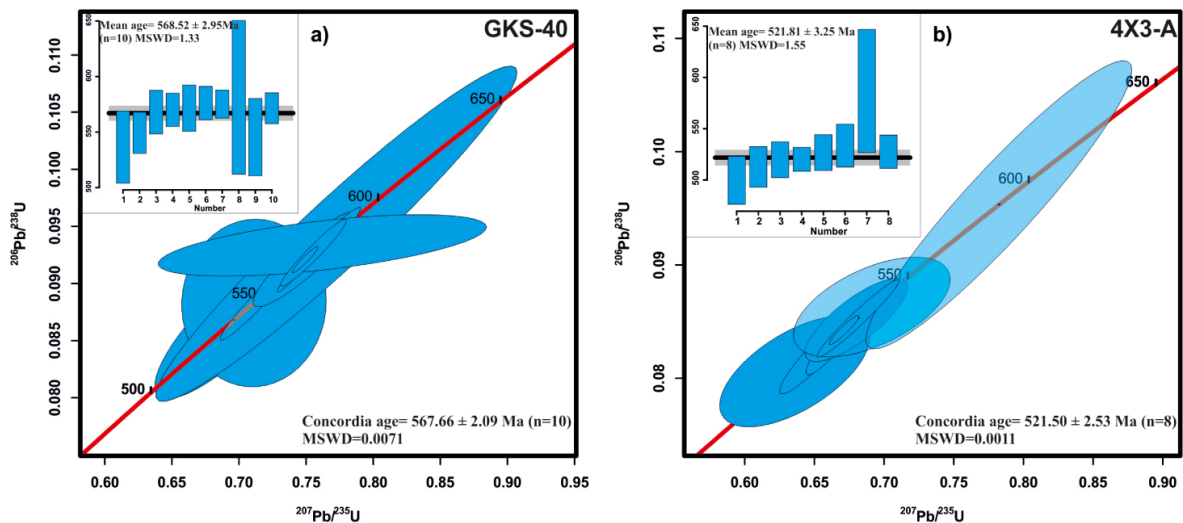


Figure 10. Diagrammes Concordia de datation U – Pb au zircon pour les roches intrusives mafiques: (a) Échantillon GKS 40, (b) Échantillon 4X3-A de la région de Pangin de la fenêtre Siang; l'insert supérieur montre l'âge moyen pondéré.

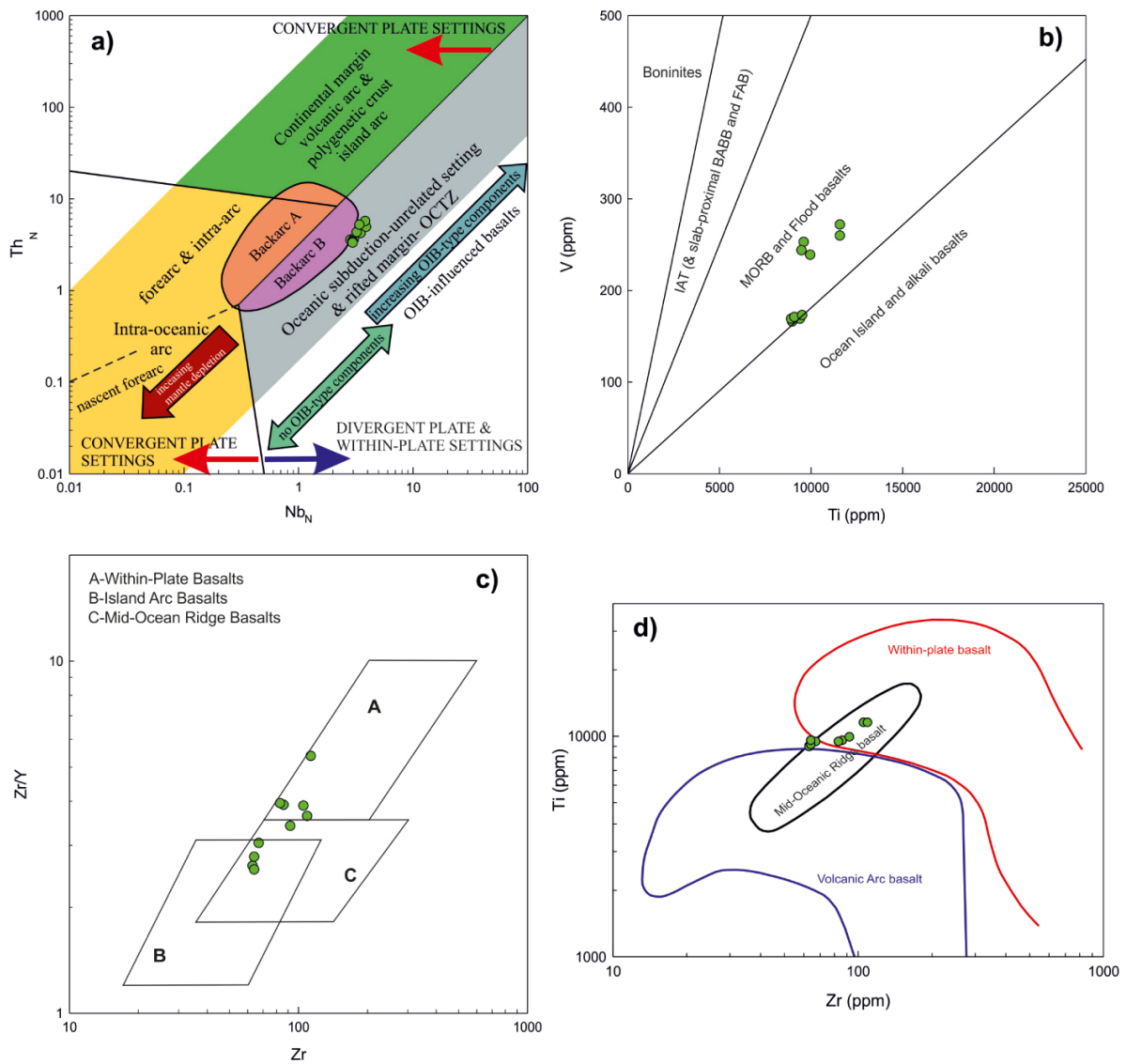


Figure 11. Diagrammes de discrimination tectonique des roches intrusives mafiques de la zone de Pangin de la fenetre de Siang (a) Nb_N vs. Th_N (d'après Saccani et al. [2015]); N - les valeurs de normalisation sont la composition N-MORB de Sun et McDonough [1989]; (b) Graphique V vs. Ti (d'après Shervais et al. [1982]) montrant que les echantillons etudies se situent dans le domaine des basaltes MORB et de crue; (c) diagramme Zr / Y contre Zr (d'après Pearce et Norry [1979]); (d) Ti vs Zr (d'après Pearce et al. [1981]).

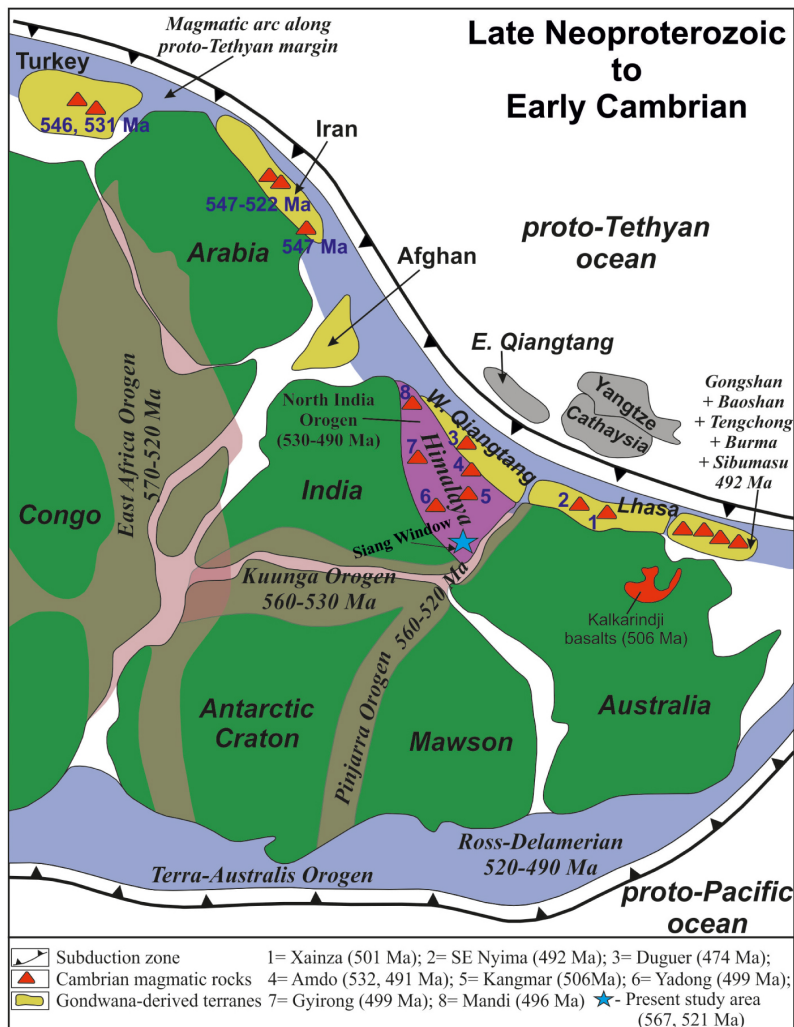


Figure 12. Reconstruction de la marge nord du Gondwana (modifiée de Zhu et al. [2012]) montrant l'emplacement de l'environnement tectonique d'extension proposé du néoprotérozoïque tardif au début du Cambrien et de l'arc magmatique de type andin du début du Paléozoïque de la marge proto-Téthyanne indienne à l'Australie marge proto-Téthyanne.

Une activité granitique panafricaine tardive (500 ± 50 Ma) et une succession sédimentaire transgressive de l'Ordovicien caractérisent une large zone de la partie indienne du supercontinent du Gondwana [Le Fort et al. 1994]. Gaetani et Garzanti [1991] ont proposé que les granitoïdes du Paléozoïque précoce auraient pu être associés à la formation du supercontinent du Gondwana. Sur la base des caractéristiques géochimiques et des âges (absence d'enrichissement en Sr et Ba; le magmatisme de courte durée de 550 à 470 Ma; en l'absence d'enregistrements métamorphiques et de déformation cambro-ordoviciens) des basaltes de Mandi dans le nord-ouest de l'Himalaya, il a été proposé que le magmatisme Mandi a été mis en place dans un cadre tectonique extensionnel plutôt que dans une subduction à un environnement lié aux collisions [Debon et al. 1986, Le Fort et coll. 1986, Miller et al. 2001]. En outre, Miller et al. [2001] ont également proposé que les basaltes de Mandi se soient formés en raison de l'upwelling asthénosphérique et de l'extension crustale passive éventuellement dans un cadre de rift qui séparait la marge proto-indienne et les fragments cratoniques asiatiques tels que le bloc de Chine du Sud [Dalziel et al. 1994]. Ils mettent également en corrélation les activités magmatiques du Paléozoïque précoce du nord-ouest de l'Himalaya avec le stade d'extension tardif des événements orogéniques panafricains de longue durée qui se sont terminés avec la formation du supercontinent du Gondwana [Girard et Bussy 1999]. Les premiers granites du Paléozoïque du nord-ouest de l'Himalaya datent de la collision et d'autres événements thermiques majeurs au cours de l'orogénèse panafricaine. Les reconstructions paléogéographiques suggèrent que seules les parties méridionales de la plaque indienne ont été affectées par le principal événement panafricain (par exemple Stern et al. [1994]). Par conséquent, les failles délimitant les vastes bassins d'évaporites infra-cambriens à mi-cambriens du centre de l'Iran auraient pu être liées à un groupe de rift de type bassin et chaîne panafricain tardif qui aurait pu affecter une grande partie de la marge du Gondwana entre l'Arabie et le nord. Inde [Sengör et Natal'in 1996]. Étant donné que l'arc magmatique est absent dans la zone d'étude actuelle, nous avons exclu la formation des roches intrusives mafiques étudiées dans le cadre BABB car cela est géologiquement invalide, mais nous les avons comparés à la phase d'extension tardive du Pan de longue

durée -Cycle orogénique africain dans la marge nord du Gondwana de l'Inde, qui s'est terminé par l'assemblage du supercontinent du Gondwana. Par rapport à la mise en place précédemment rapportée de nombreux granitoïdes du Néoprotérozoïque tardif au Cambrien précoce et des roches mafiques du Paléozoïque inférieur du nord-ouest de l'Himalaya, nos données représentent également un environnement d'extension de la marge nord du Gondwana lié au stade d'extension tardif du cycle orogénique panafricain avec la formation du supercontinent du Gondwana. 12 (modified after Zhu et al. [2012]).

7. Conclusions

Nos nouveaux âges du zircon U – Pb et la géochimie de la roche entière présentés dans cette étude appuient les conclusions suivantes:

1. Les roches intrusives mafiques de la région de Pangin de la fenêtre de Siang, Himalaya oriental, nord-est de l'Inde sont de composition gabbroïque avec une affinité tholéiitique subalcaline. Leurs signatures géochimiques sont similaires à E-MORB, et le magma parental pourrait avoir été généré par des degrés moyens à élevés de fusion partielle (~12–28%) d'une source enrichie de spinelle du manteau + péridotite grenat.
2. Les deux échantillons de gabbro étudiés donnent des âges de zircon U – Pb de 568 ± 2 Ma et $521,5 \pm 2,5$ Ma, respectivement, indiquant des activités magmatiques du Néoprotérozoïque tardif et du Cambrien précoce dans la fenêtre de Siang.
3. Ces roches intrusives mafiques sont géochimiquement distinctes des volcanites mafiques et felsiques précédemment signalées de la fenêtre de Siang; ils peuvent plutôt être dérivés des fondus générés dans un cadre tectonique extensif.
4. Ainsi, nos nouvelles données géochimiques et géochronologiques suggèrent que les roches intrusives mafiques étudiées de la fenêtre de Siang ont été générées au cours de l'environnement tectonique extensionnel du Néoprotérozoïque tardif au Cambrien précoce, similaires à celles signalées dans le nord-ouest de l'Himalaya en raison du Pan- Cycle orogénique africain qui s'est terminé par l'assemblage du supercontinent du Gondwana.

Remerciements

Les auteurs remercient le directeur, Wadia Institute of Himalayan Geology (WIHG), Dehradun pour les encouragements et l'autorisation de publier le présent manuscrit. Nous remercions également le Lab-in-Charges des installations XRF, ICPMS, SEM et LA-MC-ICPMS, WIHG pour son soutien analytique. Un merci spécial à Saurabh Singhal, WIHG, pour son aide avec les analyses isotopiques U – Pb LA-MC-ICPMS. Le manuscrit a bénéficié des suggestions perspicaces de S. Khogenkumar, NCPOR, Goa. Ce travail fait partie du doctorat en cours du premier auteur à BHU, Varanasi et WIHG, Dehradun. Nous remercions les rédacteurs en chef, le professeur émérite Ghislain de Marsily et le professeur François Chabaux pour leurs commentaires constructifs. Le professeur Michel Faure et un critique anonyme sont remerciés pour leurs suggestions fructueuses et leurs analyses approfondies qui ont contribué à améliorer cette étude.

Bibliographie

- [Abdel-Rahman and Nassar, 2004] A. F. M. Abdel-Rahman; P. E. Nassar Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon, *Geol. Mag.*, Volume 141 (2004), pp. 545-563
- [Acharyya and Sengupta, 1998] S. K. Acharyya; S. Sengupta The structure of the Siang window, its evolution and bearing on the nature of Eastern syntaxis of the Himalaya, *Natl. Acad. Sci. Lett.*, Volume 21 (1998), pp. 177-192
- [Acharyya, 1994] S. K. Acharyya The Cenozoic foreland basin and tectonics of the eastern Sub-Himalaya: problem and prospects, *Himalayan Geol.*, Volume 15 (1994), pp. 3-21
- [Acharyya, 1998] S. K. Acharyya Thrust tectonics and evolution of domes and the syntaxis in Eastern Himalaya, India, *J. Nepal Geol. Soc.*, Volume 18 (1998), pp. 1-17
- [Acharyya, 2007] S. K. Acharyya Evolution of the Himalayan Paleogene foreland basin, influence of its litho-packet on the formation of thrust-related domes and windows in the Eastern Himalayas - a review, *J. Asian Earth Sci.*, Volume 31 (2007), pp. 1-17

- [Ahmad and Bhat, 1987] T. Ahmad; M. I. Bhat Geochemistry and petrogenesis of the Mandi Darla volcanics, northwestern Himalayas, *Precambrian Res.*, Volume 37 (1987) no. 3, pp. 231-256
- [Ahmad and Tarney, 1991] T. Ahmad; J. Tarney Geochemistry and petrogenesis of Garhwal volcanics: implications for evolution of the north Indian lithosphere, *Precambrian Res.*, Volume 50 (1991) no. 1–2, pp. 69-88
- [Ahmad et al., 1999] T. Ahmad; P. K. Mukherjee; J. R. Trivedi Geochemistry of Precambrian mafic magmatic rocks of the western Himalaya, India: petrogenetic and tectonic implications, *Chem. Geol.*, Volume 160 (1999) no. 1–2, pp. 103-119
- [Ahmad, 2008] T. Ahmad Precambrian mafic magmatism in the Himalayan mountain range, *J. Geol. Soc. India*, Volume 72 (2008) no. 1, pp. 85-92
- [Aldanmaz et al., 2000] E. Aldanmaz; J. A. Pearce; M. F. Thirlwall; J. G. Mitchell Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Volume 102 (2000), pp. 67-95
- [Ali et al., 2012] J. R. Ali; J. C. Aitchison; S. Y. S. Chik; A. T. Baxter; S. E. Bryan Paleomagnetic data support Early Permian age for the Abor Volcanics in the lower Siang Valley, NE India: significance for Gondwana-related break-up models, *J. Asian Earth Sci.*, Volume 50 (2012), pp. 105-115
- [Baig et al., 1988] M. S. Baig; R. D. Lawrence; L. W. Snee Evidence for late Precambrian to early Cambrian orogeny in northwest Himalaya, Pakistan, *Geol. Mag.*, Volume 125 (1988) no. 1, pp. 83-86
- [Bhat and Ahmad, 1990] M. I. Bhat; T. Ahmad Petrogenesis and the mantle source characteristics of the Abor volcanic rocks, eastern Himalayas, *J. Geol. Soc. India*, Volume 36 (1990), pp. 227-246
- [Bhat, 1984] M. I. Bhat Abor volcanics: further evidence for the birth of the Tethys Ocean in the Himalayan segment, *J. Geol. Soc. Lond.*, Volume 141 (1984), pp. 763-775
- [Bhat, 1987] M. I. Bhat Spasmodic rift reactivation and its role in the pre-orogenic evolution of the Himalayan region, *Tectonophysics*, Volume 134 (1987), pp. 103-127
- [Brookfield, 1993] M. E. Brookfield The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous times, *Sedimentary Geol.*, Volume 84 (1993) no. 1–4, pp. 1-35
- [Buslov et al., 2010] M. M. Buslov; I. Y. Safonova; G. S. Fedoseev; M. Reichow; C. Davies; G. A. Babin Permo-Triassic plume magmatism of the Kuznetsk Basin, Central Asia: geology, geochronology and geochemistry, *Russ. Geol. Geophys.*, Volume 51 (2010), pp. 901-916
- [Cawood and Buchan, 2007] P. A. Cawood; C. Buchan Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly, *Earth-Sci. Rev.*, Volume 82 (2007) no. 3–4, pp. 217-256
- [Cawood et al., 2007] P. A. Cawood; M. R. Johnson; A. A. Nemchin Early Palaeozoic orogenesis along the Indian margin of Gondwana: Tectonic response to Gondwana assembly, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Volume 255 (2007) no. 1–2, pp. 70-84
- [Collins and Pisarevsky, 2005] A. S. Collins; S. A. Pisarevsky Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the Circum-Indian Orogens, *Earth-Sci. Rev.*, Volume 71 (2005) no. 3–4, pp. 229-270
- [Cox et al., 1979] K. G. Cox; J. D. Bell; J. Pankhurst The Interpretation of Igneous Rocks, Allen and Unwin, London, 1979
- [Dalziel et al., 1994] I. W. D. Dalziel; L. H. Dalla Salda; L. M. Gahagan Paleozoic Laurentia–Gondwana interaction and the origin of the Appalachian–Andean mountain system, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Volume 106 (1994), pp. 243-252
- [Debon et al., 1986] F. Debon; P. Le Fort; S. M. F. Sheppard; J. Sonet The four plutonic belts of the Trans Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic, and chronological synthesis along a Tibet-Nepal granite section, *J. Petrol.*, Volume 21 (1986), pp. 219-250
- [DePaolo, 1981] D. J. DePaolo Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Volume 53 (1981), pp. 189-202
- [Frey et al., 2002] F. A. Frey; D. Weis; A. Y. Borisova; G. Xu Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen Plateau: new perspectives from ODP Leg 120 sites, *J. Petrol.*, Volume 43 (2002), pp. 1207-1239
- [Gaetani and Garzanti, 1991] M. Gaetani; E. Garzanti Multicyclic history of the Northern India continental margin (Northwestern Himalaya)(1), *AAPG Bull.*, Volume 75 (1991) no. 9, pp. 1427-1446
- [Gehrels et al., 2006] G. E. Gehrels; P. G. De Celles; T. P. Ojha; B. N. Upreti Geologic and U-Th-Pb geochronologic evidence for early Paleozoic tectonism in the Kathmandu thrust sheet, central Nepal Himalaya, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Volume 118 (2006) no. 1–2, pp. 185-198
- [Girard and Bussy, 1999] M. Girard; F. Bussy Late Pan-African magmatism in the Himalaya: new geochronological and geochemical data from the Ordovician Tso Moriri metagranites (Ladakh, NW India), *Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Volume 79 (1999), pp. 399-418

- [Gürsu and Göncüoğlu, 2005] S. Gürsu; M. C. Göncüoğlu Early Cambrian back-arc volcanism in the western Taurides, Turkey: implications for rifting along the northern Gondwanan margin, *Geol. Mag.*, Volume 142 (2005) no. 5, pp. 617-631
- [Gürsu et al., 2015] S. Gürsu; A. Moeller; M. C. Göncüoğlu; S. Köksal; H. Demircan; F. T. Köksal; H. Kozlu; G. Sunal Neoproterozoic continental arc volcanism at the northern edge of the Arabian Plate, SE Turkey, *Precambrian Res.*, Volume 258 (2015), pp. 208-233
- [Hassanzadeh et al., 2008] J. Hassanzadeh; D. F. Stockli; B. K. Horton; G. J. Axen; L. D. Stockli; M. Grove; A. K. Schmitt; J. D. Walker U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics*, Volume 451 (2008) no. 1–4, pp. 71-96
- [He et al., 2010] Q. He; L. Xiao; B. Balta; R. Gao; J. Chen Variety and complexity of the Late-Permian Emeishan basalts: reappraisal of plume-lithosphere interaction process, *Lithos*, Volume 119 (2010), pp. 91-107
- [Hodges et al., 2000] K. V. Hodges; J. W. Geissman; A. F. E. Glazner Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives, Special focus on the Himalaya, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Volume 112 (2000), pp. 324-350
- [Horton et al., 2008] B. K. Horton; J. Hassanzadeh; D. F. Stockli; G. J. Axen; R. J. Gillis; B. Guest; A. Amini; M. D. Fakhari; S. M. Zamanzadeh; M. Grove Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics, *Tectonophysics*, Volume 451 (2008) no. 1–4, pp. 97-122
- [Hoskin and Black, 2000] P. W. O. Hoskin; L. P. Black Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon, *J. Meteorol. Geol.*, Volume 18 (2000), pp. 423-439
- [Hughes and Jell, 1999] N. C. Hughes; P. A. Jell Biostratigraphy and biogeography of Himalayan Cambrian trilobites, Himalaya and Tibet-Mountain Roots to Mountain Tops (A. Macfarlane; R. B. Sorkhabin; J. Quade, eds.) (Special Paper 328), Geological Society of America, 1999, pp. 109-116
- [Irvine and Baragar, 1971] T. N. J. Irvine; W. R. A. Baragar A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth Sci.*, Volume 8 (1971) no. 5, pp. 523-548
- [Islam et al., 1999] R. Islam; R. Upadhyay; T. Ahmad; V. C. Thakur; A. K. Sinha Pan-African magmatism and sedimentation in the NW Himalaya, *Gondwana Res.*, Volume 2 (1999) no. 2, pp. 263-270
- [Jain and Thakur, 1978] A. K. Jain; V. C. Thakur Abor volcanics of the Arunachal Himalaya, *J. Geol. Soc. India*, Volume 19 (1978), pp. 335-349
- [Jain and Tondon, 1974] A. K. Jain; S. K. Tondon Stratigraphy and structure of the Siang district, Arunachal (NEFA), Himalaya, *Himalayan Geol.*, Volume 4 (1974), pp. 28-60
- [Khanna et al., 2009] P. P. Khanna; N. K. Saini; P. K. Mukherjee; K. K. Purohit An appraisal of ICP-MS technique for determination of REEs: long term QC assessment of silicate Rock Analysis, *Himalayan Geol.*, Volume 30 (2009) no. 1, pp. 95-99
- [Kumar, 1997] G. Kumar Geology of Arunachal Pradesh, *Geol. Soc. India*, Bangalore, 1997, 217 pages
- [Kürkcüoğlu, 2010] B. Kürkcüoğlu Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidag volcanic complex, Central Anatolia, Turkey, *J. Asian Earth Sci.*, Volume 37 (2010), pp. 42-51
- [Lai et al., 2012] S. Lai; J. Qin; Y. Li; S. Li; M. Santosh Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China: petrogenesis and tectonic implications, *J. Asian Earth Sci.*, Volume 47 (2012), pp. 216-230
- [Lassiter and DePaolo, 1997] J. C. Lassiter; D. J. DePaolo Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints, Large Igneous Province: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism (J. J. Mahoney; M. F. Coffin, eds.) (Geophysical Monography Series 100), American Geophysical Union, 1997, pp. 335-355
- [Lassiter et al., 1995] J. C. Lassiter; D. J. DePaolo; J. J. Mahoney Geochemistry of the Wrangellia Flood Basalt Province: implications for the role of continental and oceanic lithosphere in Flood Basalt Genesis, *J. Petrol.*, Volume 36 (1995), pp. 983-1009
- [Le Fort et al., 1986] P. Le Fort; F. Debon; A. Pecher; J. Sonet; P. Vidal The 500 Ma magmatic event in Alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana Scale, *Sci. Terre, Mem.*, Volume 47 (1986), pp. 191-209
- [Le Fort et al., 1994] P. Le Fort; M. Tongiorgi; M. Gaetani Discovery of a crystalline basement and early Ordovician marine transgression in the Karakoram mountain range, Pakistan, *Geology*, Volume 22 (1994), pp. 941-944

- [Li et al., 2008a] X. H. Li; W. X. Li; Z. X. Li; Y. Liu 850–790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: a major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia, *Lithos*, Volume 102 (2008a), pp. 341-357
- [Li et al., 2008b] Z. X. Li; S. V. Bogdanova; A. S. Collins; A. Davidson; B. De Waele; R. E. Ernst; I. C. W. Fitzsimons; R. A. Fuck; D. P. Gladkochub; J. Jacobs; K. E. Karlstrom Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis, *Precambrian Res.*, Volume 160 (2008b) no. 1–2, pp. 179-210
- [Liebke et al., 2011] U. Liebke; B. Antolin; E. Appel; N. Basavaiah; T. Mikes; I. Dunkl; K. Wemmer Indication for Clockwise Rotation in the Siang Window South of the eastern Himalayan Syntaxis and new Geochronological Constraints for the Area, *Geol. Soc. Lond. (Special Publications)*, Volume 353 (2011), pp. 71-97
- [Liu et al., 2012] C. Liu; G. Zhao; F. Liu; M. Sun; J. Zhang; C. Yin Zircons U–Pb and Lu–Hf isotopic and whole-rock geochemical constraints on the Gantaohu Group in the Zhanhuang Complex: implications for the tectonic evolution of the Trans-North China Orogen, *Lithos*, Volume 146 (2012), pp. 80-92
- [Mahmoud et al., 2011] R. I. Mahmoud; F. S. Wali; H. V. František; K. Jan; F. Wolfgang Magmatic and metamorphic evolution of the ShoturKuh metamorphic complex (Central Iran), *Int. J. Earth Sci.*, Volume 100 (2011), pp. 45-62
- [Manikyamba et al., 2004] C. Manikyamba; R. Kerrich; S. M. Naqvi; M. Rammohan Geochemical systematics of tholeiitic basalts from the 2.7 Ga Ramgiri-Hungund greenstone belt, Dharwarcraton: an intraoceanic arc, *Precambrian Res.*, Volume 134 (2004), pp. 21-39
- [McKenzie and O’Nions, 1991] D. McKenzie; P. K. O’Nions Partial melt distribution from inverse of rare earth element concentrations, *J. Petrol.*, Volume 32 (1991), pp. 1021-1091
- [Meert and Lieberman, 2008] J. G. Meert; B. S. Lieberman The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation, *Gondwana Res.*, Volume 14 (2008), pp. 5-21
- [Meert and Van Der Voo, 1997] J. G. Meert; R. Van Der Voo The assembly of Gondwana 800–550 Ma, *J. Geodyn.*, Volume 23 (1997) no. 3–4, pp. 223-235
- [Meert, 2003] J. G. Meert A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana, *Tectonophysics*, Volume 362 (2003), pp. 1-40
- [Menzies et al., 1991] M. A. Menzies; P. R. Kyle; M. Jones; G. Ingram Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: inferences about intraplate processes and stratified lithosphere, *J. Geophys. Res.*, Volume 96 (1991), pp. 13645-13671
- [Miller et al., 2001] C. Miller; M. Thöni; W. Frank; B. Grasemann; U. Klötzli; P. Guntli; E. Draganits The Early Palaeozoic magmatic event in the Northwest Himalaya, India: source, tectonic setting and age of emplacement, *Geol. Mag.*, Volume 138 (2001) no. 3, pp. 237-251
- [Mukherjee et al., 2017] P. K. Mukherjee; S. Singhal; V. Adlakha; S. K. Rai; S. Dutt; A. Kharya; A. K. Gupta In situ U–Pb zircon micro-geochronology of MCT zone rocks in the Lesser Himalaya using LA-MC-ICPMS technique, *Curr. Sci.*, Volume 112 (2017), pp. 802-810
- [Murphy and Nance, 1991] J. B. Murphy; R. D. Nance Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts, *Geology*, Volume 19 (1991), pp. 469-472
- [Murphy et al., 2011] J. B. Murphy; C. R. van Staal; W. J. Collins A comparison of the evolution of arc complexes in Paleozoic interior and peripheral orogens: speculations on geodynamic correlations, *Gondwana Res.*, Volume 19 (2011) no. 3, pp. 812-827
- [Nadimi, 2007] A. Nadimi Evolution of the Central Iranian basement, *Gondwana Res.*, Volume 12 (2007) no. 3, pp. 324-333
- [Paton et al., 2011] C. Paton; J. Hellstrom; B. Paul; J. Woodhead; J. Hergt Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data, *J. Anal. At. Spectrom.*, Volume 26 (2011) no. 12, pp. 2508-2518
- [Pearce and Cann, 1973] J. A. Pearce; J. Cann Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Volume 19 (1973), pp. 290-300
- [Pearce and Norry, 1979] J. A. Pearce; M. J. Norry Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Cont. Mineral. Petrol.*, Volume 69 (1979), pp. 33-47
- [Pearce and Peate, 1995] J. A. Pearce; D. W. Peate Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, Volume 23 (1995), pp. 251-285
- [Pearce et al., 1981] J. A. Pearce; T. Alabaster; A. W. Shelton; M. P. Searle The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, Volume 300 (1981) no. 1454, pp. 299-317

- [Pearce et al., 1992] J. A. Pearce; R. Sieger; R. C. Arculus; B. J. Murton; T. Ishii; D. W. Peate; I. J. Parkinson Boninite and Harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana Forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, Volume 125 (1992), pp. 623-659
- [Pearce, 2008] J. A. Pearce Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archaean oceanic crust, *Lithos*, Volume 100 (2008), pp. 14-48
- [Pearce, 2014] J. A. Pearce Immobile element fingerprinting of ophiolites, *Elements*, Volume 10 (2014), pp. 101-108
- [Polat et al., 2002] A. Polat; A. W. Hofmann; M. Rosing Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 GaIsua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth, *Chem. Geol.*, Volume 184 (2002), pp. 231-254
- [Ramezani and Tucker, 2003] J. Ramezani; R. D. Tucker The Saghand region, central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, *Am. J. Sci.*, Volume 303 (2003) no. 7, pp. 622-665
- [Regelous et al., 2003] M. Regelous; A. W. Hofmann; W. Abouchami; S. J. G. Galer Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma, *J. Petrol.*, Volume 44 (2003), pp. 113-140
- [Reichow et al., 2005] M. K. Reichow; A. D. Saunders; R. V. White; A. I. Al’Mukhamedov; A. Y. Medvedev Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia, *Lithos*, Volume 79 (2005), pp. 425-452
- [Rollinson, 1993] H. R. Rollinson Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, John Wiley, Chichester, 1993 (352 p)
- [Rudnick and Gao, 2003] R. L. Rudnick; S. Gao The composition of the continental crust, *The Crust Treatise on Geochemistry*, 3 (R. L. Rudnick; H. D. Holland; K. K. Turekian, eds.), Elsevier, Oxford, 2003, pp. 1-64
- [Saccani, 2015] E. Saccani A new method of discriminating different types of post-Archaean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics, *Geosci. Front.*, Volume 6 (2015), pp. 481-501
- [Safonova et al., 2008] I. Y. Safonova; V. A. Simonov; M. M. Buslov; T. Ota; S. Maruyama Neoproterozoic basalts of the Paleo-Asian Ocean (Kurai accretion zone, Gorny Altai, Russia): geochemistry, petrogenesis, geodynamics, *Russ. Geol. Geophys.*, Volume 49 (2008), pp. 254-271
- [Saini et al., 2003] N. K. Saini; P. P. Khanna; P. K. Mukherjee; M. S. Rathi Determination of Major and Trace elements in Silicate reference samples using XRF and ICP-AES techniques: a comparative study, *Himalayan Geol.*, Volume 24 (2003) no. 2, pp. 117-119
- [Saki, 2010] A. Saki Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks, *Gondwana Res.*, Volume 17 (2010) no. 4, pp. 704-714
- [Sengupta et al., 1996] S. Sengupta; S. K. Acharyya; J. B. DeSmeth Geochemical characteristics of the Abor volcanic rocks, NE Himalaya, India: nature and early Eocene magmatism, *J. Geol. Soc. Lond.*, Volume 153 (1996), pp. 695-704
- [Sengör and Natal’in, 1996] A. M. C. Sengör; B. A. Natal’in Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis, *The Tectonic Evolution of Asia* (A. Yin; T. M. Harrison, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 1996, pp. 486-640
- [Shervais, 1982] J. W. Shervais Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Volume 59 (1982) no. 1, pp. 101-118
- [Singh and Singh, 2012] A. K. Singh; R. K. B. Singh Petrogenetic evolution of the felsic and mafic volcanic suite in the Siang Window of eastern Himalaya, Northeast India, *Geosci. Front.*, Volume 3 (2012) no. 5, pp. 613-634
- [Singh and Tewari, 2010] A. K. Singh; V. C. Tewari Geochemical and biostratigraphic constraints on the genesis of mafic intrusive in the Buxa Dolomite (Neoproterozoic), Panging area of the Arunachal Lesser Himalaya, Northeast India, *J. Nepal Geol. Soc.*, Volume 40 (2010), pp. 1-12
- [Singh et al., 2019] A. K. Singh; S. L. Chung; R. K. Bikramaditya Singh; H.-Y. Lee; S. Khogenkumar Zircon U–Pb geochronology, Hf isotopic compositions, and petrogenetic study of Abor volcanic rocks of Eastern Himalayan Syntaxis, Northeast India: implications for eruption during breakup of eastern Gondwana, *Geol. J.*, Volume 55 (2019) no. 2, pp. 1227-1244
- [Singh, 1993] S. Singh Geology and tectonics of the eastern syntaxial bend, Arunachal Himalaya, *Himalayan Geol.*, Volume 4 (1993), pp. 149-163

- [Singh, 1999] T. Singh Palaeontological records from the eastern Himalayas: a synthesis, Geological Studies in the Eastern Himalayas (P. K. Verma, ed.), Pilgrims Book, Delhi, 1999, pp. 129-163
- [Singh, 2006] A. K. Singh Petrography, geochemistry and petrogenesis of Abor Volcanics, eastern Himalayan Syntaxial bend, Himalayan Geol., Volume 27 (2006), pp. 163-181
- [Singh, 2007] A. K. Singh Chemical characteristics of alkaline basalt from the Abor Volcanics of Arunachal Himalaya, J. Geol. Soc. India, Volume 69 (2007), pp. 1189-1194
- [Singh, 2012] A. K. Singh Geochemical Constraints on the Petrogenesis and Tectonic Environment of Gabbroic Intrusives in the Siang Window of Eastern Himalaya, Northeast India, J. Geol. Soc. India, Volume 79 (2012), pp. 576-588
- [Slama et al., 2008] J. Slama; J. Kosler; D. J. Condon; J. L. Crowley; A. Gerdes; J. M. Hanchar; M. S. A. Horstwood; G. A. Morris; L. Nasdala; N. Norberg; U. Schaltegger; B. Schoene; M. N. Tubrett; M. J. Whitehouse Plešovice zircon-A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic micro-analysis, Chem. Geol., Volume 249 (2008), pp. 1-35
- [Srivastava and Sahai, 2001] R. K. Srivastava; A. Sahai High-field strength element geochemistry of mafic intrusive rocks from the Bhagirathi and Yamuna valleys, Garhwal Himalaya, India, Gondwana Res., Volume 4 (2001) no. 3, pp. 455-463
- [Stacey and Kramers, 1975] J. C. Stacey; J. D. Kramers Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, Earth Planet. Sci. Lett., Volume 26 (1975), pp. 207-221
- [Staudigel et al., 1996] H. Staudigel; T. Plank; B. White; H. U. Schmincke Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP sites 417 and 418, Subduction Top to Bottom (G. E. Bebout; S. W. Scholl; S. H. Kirby; J. P. Platt, eds.), American Geophysical Union, Washington, D.C., 1996, pp. 19-38
- [Stern, 1994] R. J. Stern Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwana, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., Volume 22 (1994), pp. 319-351
- [Sun and McDonough, 1989] S. S. Sun; W. F. McDonough Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Magmatism in Ocean Basins (A. D. Saunders; M. J. Norry, eds.) (Geol. Soc. London Spec. Pub. 42), 1989, pp. 313-345
- [Talukdar and Majumdar, 1983] S. C. Talukdar; A. K. Majumdar Geology of the Abor volcanic rocks, Siang district, Arunachal Pradesh, Proc. Symp. Geol. Miner. Resour. NE Himalayas (Geol. Surv. India, Misc. Pub. 43), 1983, pp. 135-138
- [Taylor and McLennan, 1985] S. R. Taylor; S. M. McLennan The Continental Crust: Its Composition and Evolution, Oxford Blackwell Scientific Publications, London, 1985 (312 p)
- [Ustaömer et al., 2009] P. A. Ustaömer; T. Ustaömer; A. S. Collins; A. H. Robertson Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana, Tectonophysics, Volume 473 (2009) no. 1–2, pp. 99-112
- [Valdiya, 1995] K. S. Valdiya Proterozoic sedimentation and Pan-African geodynamic development in the Himalaya, Precambrian Res., Volume 74 (1995), pp. 35-55
- [Vermeesch, 2018] P. Vermeesch Isoplot R: a free and open toolbox for geochronology, Geosci. Front., Volume 9 (2018), pp. 1479-1493
- [Wadia, 1931] D. N. Wadia The syntaxis of Northwest Himalaya: its rocks, tectonics and orogeny, Rec. Geol. Surv. India, Volume 6 (1931), pp. 189-220
- [Weyer et al., 2003] S. Weyer; C. Münker; K. Mezger Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust–mantle system, Earth Planet. Sci. Lett., Volume 205 (2003) no. 3, pp. 309-324
- [White and McKenzie, 1995] R. S. White; D. McKenzie Mantle plumes and flood basalts, J. Geophys. Res., Volume 100 (1995), pp. 17543-17585
- [Wiedenbeck et al., 1995] M. Wiedenbeck; P. Alle; F. Corfu; W. L. Griffin; M. Meier; F. Oberli; A. von Quadt; J. C. Roddick; W. Spiegel Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses, Geostandards Newsl., Volume 19 (1995), pp. 1-23
- [Winchester and Floyd, 1977] J. A. Winchester; P. A. Floyd Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chem. Geol., Volume 20 (1977), pp. 325-345
- [Xu et al., 2005] Y.-G. Xu; J. L. Ma; F. A. Frey; M. D. Feigenson; J.-F. Liu Role of lithosphere asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton, Chem. Geol., Volume 224 (2005) no. 4, pp. 247-271
- [Yaxley, 2000] G. M. Yaxley Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts, Cont. Mineral.

Petrol., Volume 139 (2000), pp. 326-338

- [Yin, 2006] A. Yin Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constraint by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation, *Earth Sci. Rev.*, Volume 76 (2006), pp. 1-131
- [Zhao and Zhou, 2007] J. H. Zhao; M. F. Zhou Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction related metasomatism in the upper mantle, *Precambrian Res.*, Volume 152 (2007), pp. 27-47
- [Zhu et al., 2012] D. C. Zhu; Z. D. Zhao; Y. Niu; Y. Dilek; Q. Wang; W. H. Ji; G. C. Dong; Q. L. Sui; Y. S. Liu; H. L. Yuan; X. X. Mo Cambrian bimodal volcanism in the Lhasa Terrane, southern Tibet: record of an early Paleozoic Andean-type magmatic arc in the Australian proto-Tethyan margin, *Chem. Geol.*, Volume 328 (2012), pp. 290-308