

- Высоцкий Г. Н.* Почвообразовательные процессы в песках. «Изв. Русск. геогр. о-ва», т. 47, вып. 6, 1911.
- Горецкий Г. И.* Формирование долины Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги. М., «Наука», 1966.
- Григорьев А. А.* Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковых эпох. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 37, 1946.
- Грищенко М. Н.* К вопросу о происхождении рельефа песчаных отложений речных террас. «Тр. Воронежск. ун-та», т. 50. Сб. работ геол. ф-та. Воронеж, 1959.
- Дик Н. Е.* О рельефе песчаных речных террас. «Землеведение», т. 39, вып. 3, 1937.
- Ключарев Н. И.* Сопоставление покровных отложений Жигулевского левобережья Волги с современными эоловыми осадками. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 3, 1973.
- Македонов А. В.* Современные конкреции в осадках и почвах, М., «Наука», 1966.
- Морозов Г. Ф.* К вопросу о влажности лесной почвы. «Почвоведение», т. 3, № 1, 1901.
- Москвитин А. И.* Четвертичные отложения и история формирования долины Волги в среднем ее течении. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 12, 1958.
- Обедиентова Г. В.* Современные тектонические движения и геоморфология левобережной прижигулевской части долины Волги. «Тр. Ин-та геогр.», 58, вып. 10, 1953.
- Прасолов Л. И., Даценко П. И.* Материалы для оценки земель Самарской губ. Естественно-истор. часть, т. 2. Ставропольский уезд, 1906.
- Соколов Н. А.* Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. «Тр. СПб. о-ва естествоиспыт.», 1884.
- Сукачев В. Н.* Несколько наблюдений над ортшейновыми образованиями на юге России. «Почвоведение», № 2, 1903.
- Фадеев П. И.* Пески СССР. Изд-во МГУ, 1951.
- Филатов М. М.* К вопросу о генезисе ортзанда. «Русский почвовед», № 1—3, 1922.

Куйбышевский филиал института
Гидропроект

Поступила в редакцию
11.X.1973

ON RELIEF AND STRUCTURE OF EOLIAN SANDS AT THE VOLGA LEFT BANK NEAR JIGULI

N. I. KLYUTCHAREV

Summary

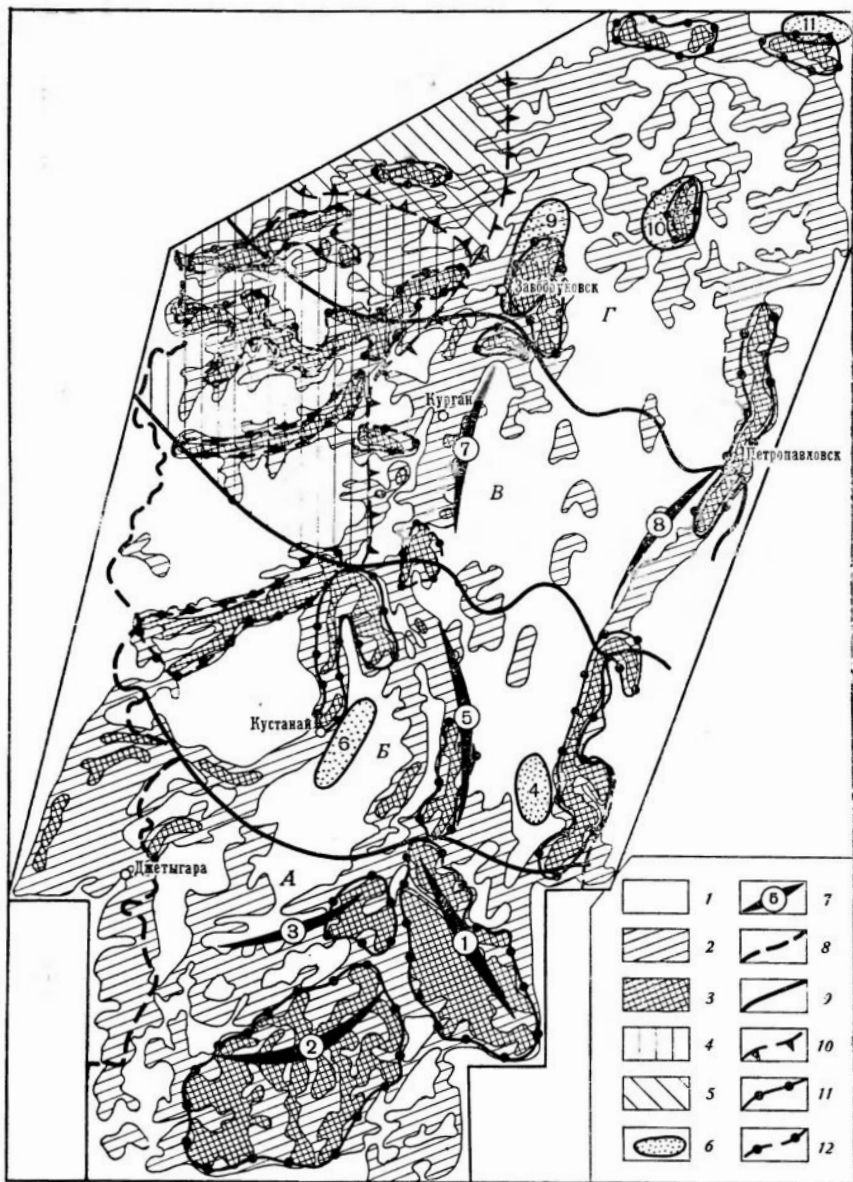
Some problems of sand origin at Togliatti region are discussed; desert forms of eolian longitudinal sand ridges are described. A schematic map and two cross-sections demonstrate spatial distribution of the sand and the ridge structure. Two-stage structure of the ridges at the Volga terrace surface is established, their age being Q_4 and Q_3 . At the upper stage (Q_4) there are orsands; in the author's opinion they resulted from yearly eolian accumulation of fallen leaves at the sand surface.

УДК 551.24 : 551.4.042

А. Е. КОЗЛОВА

ОПЫТ АНАЛИЗА СВЯЗЕЙ МЕЖДУ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ И ИНТЕНСИВНОСТЬЮ ЭРОЗИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

Пологоступенчатый рельеф юго-запада Западной Сибири и северной части Тургайского прогиба (Северного и Центрального Тургая) сформировался в процессе новейшего тектонического (неоген-четвертичного) поднятия разной степени интенсивности (Кошелев, 1959; Доскач, 1961; Городецкая, 1966; Илларионов, 1971). На основании анализа структур-



Схематическая карта интенсивности эрозийного расчленения с элементами морфо-структуры.

Интенсивность эрозийного расчленения: 1 — нерасчлененные междуречные пространства; 2 — от 0 до 20; 3 — от 20 до 100 и более. Морфоструктурные ступени (по М. Е. Городецкой, 1970): А — Центрально-Тургайское плато; Б — Северо-Тургайская наклонная равнина; В — Предтургайская наклонная равнина; Г — Ишимская наклонная равнина. Структурные элементы Зауральской структурно-тектонической зоны: 4 — Шадринско-Туринское сводоподобное поднятие; 5 — Тавдинская структурная ступень. Локальные положительные структуры: 6 — поднятия; 7 — антиклинали и носы (цифры на карте): 1 — Ушбиданская антиклиналь; 2 — Улькаяская антиклиналь; 3 — Терсекская антиклиналь; 4 — Жаркульское поднятие; 5 — Приубаганская антиклиналь; 6 — Талаккеровское поднятие; 7 — Суерский структурный нос; 8 — Пришимский структурный нос; 9 — Заводоуковский полувал; 10 — Боровляно-Вяткинский вал; 11 — Правоиртышские куполовидные поднятия. Границы: 8 — Тургайского прогиба; 9 — морфоструктурных ступеней; 10 — структурных элементов Зауральской структурно-тектонической зоны; 11 — аномальных участков, соответствующих локальным структурам; 12 — аномальных участков, соответствующих поднятиям в бассейнах рек, пересекающих Зауральскую структурно-тектоническую зону

ных схем кровли чеганских отложений ($Pg_2^3—Pg_3^4cg$) погребенных поверхностей вышележащих горизонтов и структурно-геоморфологической схемы современной поверхности М. Е. Городецкая (1964, 1970) выделяет здесь четыре субширотные разновозрастные и разновысотные новейшие морфоструктурные ступени I порядка: Центрально-Тургайское плато (230—340 м абс.), Северо-Тургайскую наклонную равнину (180—230 м абс.), Предтургайскую наклонную равнину (150—180 м абс.) и Ишимскую наклонную равнину (110—150 м абс.). В пределах каждой морфоструктурной ступени наблюдаются относительно возвышенные участки, приуроченные к локальным положительным новейшим структурам.

Известно, что эрозионная сеть (речная, ложбинно-балочная и овражная) — достаточно чуткий индикатор изменения неотектонических условий, особенно в пределах равнинных территорий (Шанцер, 1951; Лебедев, 1959; Доскач, 1960; Мещеряков, 1960). На основе существования такой зависимости был разработан один из морфологических методов выявления морфоструктурной неоднородности территории. Этот метод вошел в комплекс структурно-геоморфологических исследований по изучению неотектонических движений и созданных ими морфоструктур (Философов, 1963, 1967 и др.).

Методика составления карты интенсивности эрозионного расчленения, основанная на анализе и обработке крупномасштабных топографических карт, достаточно хорошо разработана (Полканова, Полканов, 1970; Якименко, 1967 и др.). Удобство таких карт состоит в том, что коэффициент интенсивности эрозионного расчленения (K)¹ одновременно включает величину как горизонтального (Σl), так и вертикального (ΔH) расчленения рельефа, отнесенных к единице площади (P).

Среднемасштабная карта интенсивности эрозионного расчленения была составлена автором статьи на территорию юго-запада Западной Сибири, Северного и Центрального Тургая (рисунок). Величины горизонтального и вертикального расчленения рельефа определялись по топографическим картам крупного масштаба. Изолиниями со значениями коэффициентов, кратных 5, характеризуется интенсивность расчленения. При анализе карты и сопоставлении ее со структурными материалами выявляется тесная связь интенсивности эрозионного расчленения с новейшими морфоструктурами как I, так и более низких (II и III) порядков. На рисунке дан генерализованный вариант карты с показом на нем элементов геологической структуры.

Представление о степени расчленения рельефа в пределах морфоструктур I порядка дают наши данные, сведенные в таблицу.

Анализ таблицы показывает, что каждая из четырех морфоструктур юго-запада Западной Сибири, Северного и Центрального Тургая характеризуется определенным соотношением нерасчлененных и расчлененных площадей. Наиболее расчлененное — Центрально-Тургайское плато. В его пределах находятся площади с повышенными значениями коэффициента интенсивности расчленения ($K > 30$), максимальные для всей исследуемой территории. Нерасчлененные участки занимают здесь всего лишь около 30%. Для Северо-Тургайской и Предтургайской наклонных равнин площади с $K > 30$ уменьшаются, а нерасчлененные площади увеличиваются соответственно до 67 и 70%. И только в пределах Западной Сибири на Ишимской наклонной равнине процент площадей с расчлененным рельефом вновь увеличивается. Нерасчлененные площади здесь составляют немногим более 44%.

¹ Коэффициент интенсивности эрозионного расчленения, вычисленный по формуле
$$K = \frac{\Sigma l \Delta H}{P^2}$$
, принят как величина безразмерная.

Соотношение площадей с различной интенсивностью эрозионного расчленения в пределах крупных морфоструктур юго-запада Западной Сибири, Северного и Центрального Тургая¹

Морфоструктуры (по М. Е. Городецкой, 1966, 1970)	Процентное выражение площадей с различной интенсивностью эрозионного расчленения (K, %)							
	0	0—5	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30	30—100 и более
Центрально-Тургайское плато H=230—340 м абс.	29,4	27,4	15,1	4,2	10,7	7,8	0,6	4,8
Северо-Тургайская наклонная равнина H=180—230 м абс.	67,0	12,2	7,5	4,1	4,5	3,6	0,2	0,9
Предтургайская наклонная равнина H=150—180 м абс.	70,1	12,1	7,5	3,7	3,2	2,6	0,1	0,7
Ишимская наклонная равнина H=110—150 м абс.	44,3	29,5	13,9	3,3	5,4	2,5	0,1	1,0

¹ Подсчет площадей был сделан по составленной нами карте интенсивности эрозионного расчленения методом взвешивания (за 100% принималась общая площадь каждой морфоструктуры.)

Состав рельефообразующих пород исследуемой территории благоприятствует развитию эрозионных форм. В пределах ступенчатых равнин широко развита рыхлая, преимущественно супесчано-суглинистая, глинистая, реже песчаная толща, в верхней части сильно карбонатная. Климатические условия могут оказывать существенное влияние на степень расчлененности рельефа лишь в северной части, на Ишимской наклонной равнине, где выпадает относительно большое количество осадков (около 500 мм в год). Сильная расчлененность рельефа Ишимской наклонной равнины, по-видимому, обусловлена совместным действием климатического и тектонического факторов. Оно находит отражение в повышенных значениях коэффициентов интенсивности расчленения, хотя наблюдается общая закономерность ослабления степени расчлененности с юга на север. Уменьшение расчлененности рельефа с юга на север хорошо согласуется с уменьшением в том же направлении амплитуды новейших тектонических движений (Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Западно-Сибирской низменности, 1969; Городецкая, 1966; Доскач, 1968 и др.). Если для Центрально-Тургайского плато суммарная амплитуда послечеганских поднятий равна 200—240 м, то для Северо-Тургайской наклонной равнины она сокращается до 150—200 м, для Предтургайской наклонной равнины — до 100—150 м, а в пределах Ишимской наклонной равнины снижается до 50 м.

В пределах рассматриваемых морфоструктурных ступеней выделяются местные максимумы интенсивности эрозионного расчленения, имеющие на карте овалы контуры. Им свойственны более высокие, чем на окружающей территории, значения коэффициентов интенсивности расчленения (от 20 до 100 и более). Сопоставление карты интенсивности эрозионного расчленения со структурными материалами (Городецкая, 1966; Илларионов, 1971; Кошелев, 1961) показывает, что большинству аномальных участков соответствуют в плане локальные положительные структуры II и III порядков (см. рисунок), проявившие активность в неоген-четвертичное время. Аномальные участки достаточно четко приурочены либо к сводам локальных поднятий, либо к их склонам. Таким образом, обособление приподнятых участков с максимальными значениями коэффициентов расчлененности обусловлено проявлением диф-

ференцированных новейших тектонических движений на фоне общего поднятия морфоструктурной ступени.

На наиболее высокоподнятом Центрально-Тургайском плато высокие значения коэффициента расчлененности отмечаются для Ушбидаинской, Улькайякской антиклиналей и Терсекского поднятия (Кошелев, 1961). На территории Ишимо-Тургайского водораздела расположена Ушбидаинская антиклиналь (1) северо-северо-западного простирания. В современном рельефе ей соответствуют возвышенные плато Басказка и Сарыадыр с абс. отметками до 281 и 302 м. Суммарная амплитуда их поднятия 250—300 м. Ушбидаинская антиклиналь характеризуется максимальными для всей территории Северного и Центрального Тургая величинами коэффициентов интенсивности эрозионного расчленения, достигающими 170. С ее формированием связано, очевидно, не только максимальное расчленение склонов восточной половины Центрально-Тургайского плато, но и максимальный врез долины Ишима на участке между пос. Державинск и Рузаевка до 70 м. Об активном развитии Ушбидаинской антиклинали в настоящее время свидетельствуют и скорости современных вертикальных движений (+13,5 мм/год относительно Челябинска), являющиеся максимальными для данной территории. Непосредственное отражение этих поднятий в рельефе — густая сеть глубокооврезанных молодых деятельных оврагов, образовавшихся несмотря на то, что природные условия Центрального Тургая (сухая степь) не способствуют, казалось бы, их росту. Влияние хозяйственной деятельности человека здесь также ничтожно. Наши наблюдения в бассейнах рек Дамды и Моилды (1968—1973 гг.) показали, что среднегодовой прирост оврагов достигает здесь тем не менее 11 м.

В пределах Арало-Иртышского водораздела расположена Улькайякская субширотная антиклиналь (2) с суммарной амплитудой поднятий 250—300 м. В современном рельефе она выражена в виде возвышенности с абс. отметками до 300 м. В пределах антиклинали максимальная величина коэффициента интенсивности эрозионного расчленения равна 160. С ростом этой антиклинали в плейстоцене связано образование разветвленной сети саев в верховьях рек Улькайяк, Кабырги и Теке, расчленяющих ее борт. К северу от Улькайякской антиклинали расположено Терсекское поднятие (3), выраженное в рельефе в виде высокоподнятого Терсекского плато с абс. отметками до 280 м. Амплитуда поднятий этой антиклинали составляет до 200 м. На карте интенсивности эрозионного расчленения наиболее четко фиксируется восточная часть Терсекского поднятия, где максимальные показатели интенсивности расчленения достигают 125.

Все вышеперечисленные антиклинальные поднятия характеризуются наибольшими размерами до 150 км в длину и 50 км в ширину, хорошо выражены в рельефе, имеют большую суммарную амплитуду поднятий за неоген-четвертичное время. На карте интенсивности эрозионного расчленения они нашли наиболее четкое выражение. С одной стороны, в их пределах зафиксированы максимальные коэффициенты расчлененности (более 100), с другой — здесь наблюдаются максимальные площади эрозионного расчленения.

В отличие от Центрально-Тургайского плато, где линейное эрозионное расчленение имеет площадной характер, на Северо-Тургайской, Предтургайской и Ишимской наклонных равнинах оно приурочено только к речным долинам. В пределах Северо-Тургайской наклонной равнины выделены три локальные новейшие положительные структуры (Городецкая, 1972; Илларионов, 1971; Кошелев, 1961). На участках формирования этих локальных неоструктур наблюдается максимальный врез рек Убагана и Ишима и значительное расчленение склонов их долин. Жаркульское поднятие (4) расположено в восточной части Убаган-Ишимского водораздела. Границы поднятия расплывчаты и точно не

определены, хотя его амплитуда составляет величину до 50 м; в рельефе оно выражено слабо. Приубаганская антиклиналь (5) северо-северо-западного простирания с амплитудой поднятия 50—75 м расположена в западной части Убаган-Ишимского водораздела. В рельефе она выражена достаточно четко в виде пологонаклонной равнины с абс. отметками до 230 м. Талапкеровское поднятие (6) расположено на Тобол-Убаганском водоразделе. Амплитуда поднятия также не превышает 75 м. В рельефе оно представлено пологим увалом с абс. отметками до 195 м.

На карте интенсивности эрозионного расчленения все три субмеридионально вытянутые локальные структуры нашли прямое отражение. Им соответствуют три участка, также имеющие субмеридиональную ориентировку и повышенные значения коэффициентов интенсивности расчленения, в долине Ишима ($K=67$), Убагана ($K=58$) и Тобола ($K=60$).

Последний аномальный участок расположен в пределах бассейнов Уя и Тогузака ($K=64$). Бассейны приурочены к Зауральской структурно-тектонической зоне, занимающей западную часть Тургайского прогиба. Их поднятие связано, вероятно, с развитием в верхнечетвертичное время меридиональной Верхнетогузакской локальной структуры (Кошелев, 1961). Формирование долин Уя и Тогузака в зоне поднятий подтверждается также и геоморфологическими данными: почти все террасы докольные, склоны долин расчленены растущими оврагами, вскрывающими коренные породы.

На Предтургайской наклонной равнине в ее восточной части расположены две положительные локальные неотектонические структуры субмеридионального направления — Суерская (7) и Пришимская (8) (Городецкая, 1966). Суерскую структуру огибает с севера р. Суерь, а на западе она примыкает к долине Тобола; восточный склон Пришимской структуры счет отрезок Ишима от пос. Явленка до пос. Казанское. Структуры характеризуются в современном рельефе абс. отметками до 150 м. На карте интенсивности эрозионного расчленения они также нашли свое отражение. В их пределах коэффициенты расчлененности имеют значения от 60 до 90. Однако зона повышенных значений коэффициентов, характеризующих Пришимскую локальную структуру, переходит на следующую ступень — Ишимскую наклонную равнину — и распространяется до коленообразного поворота Ишима. Это обстоятельство связано с тем, что с востока к долине р. Ишим примыкает локальная структура II порядка, которая целиком расположена за пределами Предтургайской наклонной равнины.

Аномальный участок в долине р. Верхняя Алабуга, возможно, связан или с небольшой локальной структурой на Тобол — Верхне-Алабугском водораздельном пространстве, или, что вполне подтверждается рисунком изолиний кровли чеганских отложений и конфигураций р. Верхней Алабуги, с формированием северной части Приубаганской структуры.

В пределах Ишимской наклонной равнины выделяются четыре участка с повышенными значениями коэффициентов расчлененности, три из которых хорошо согласуются с контурами положительных новейших структур, непосредственно отражающими структуры мезокайнозойского чехла: Заводоуковский полувал (9), Боровлянско-Вяткинский вал (10), Правоиртышские куполовидные поднятия (11) — Туртасское, Малотуртасское и Усть-Ишимский вал (Тектоническая схема мезокайнозойского чехла, ред. Н. Н. Ростовцев). Значения коэффициентов расчлененности достигают здесь 62, увеличиваясь до 78 в области Боровлянско-Вяткинского вала и Правоиртышских куполовидных поднятий.

Особое место на территории юго-запада Западной Сибири, Северного и Центрального Тургая занимает ее крайняя западная часть — За-

уральское плато с абс. отметками до 120 м. Оно расчленено реками широтного направления, относящимися к бассейну Тобола,—Тавдой, Турой с Пышмой, Исетью с Миассом и Юргамышем.

В структурном отношении Зауральское плато расположено в пределах Уральской структурно-тектонической зоны. На карте интенсивности эрозионного расчленения для всех вышеуказанных бассейнов характерны не только высокие коэффициенты расчлененности, но и значительные площади с такими показателями (см. рисунок). Глубокий врез русел Тавды (до 70 м), Туры (до 75 м), Пышмы (до 80 м), Исети (до 70 м), Миасса (до 60 м) и Юргамыша (до 55 м) связан, вероятно, с формированием Тавдинской структурной ступени с амплитудой суммарных поднятий 100—150 м и Щадринско-Тавдинского сводоподобного поднятия с амплитудой новейших тектонических поднятий 125—150 м (Карта новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины м-ба 1 : 2 500 000, ред. И. П. Варламов, 1969). В. Г. Лебедев (1959) конфигурацию рек Тавды, Туры и Исети связывает с восходящими тектоническими движениями положительных структур Уральской структурно-тектонической зоны, которые активны и в настоящее время. Проведенные В. А. Филькиным (1961) геоморфологические исследования в пределах долин Миасса и Юргамыша подтверждают значительную интенсивность здесь эрозионных процессов, что указывает, по его мнению, на поднятие бассейнов этих рек. Следует отметить, однако, что локальные структуры, расположенные в центральной части Тобол-Ишимского водораздельного пространства,—Центральный и Макушинский структурные носы (Городецкая, 1972) не нашли отражения на карте интенсивности эрозионного расчленения. Это связано с тем, что для плоского, заболоченного Тобол-Ишимского водораздела линейные эрозионные формы не характерны.

На основании вышеизложенного можно сделать некоторые предварительные выводы.

1. Анализ карты интенсивности эрозионного расчленения показывает, что существует довольно тесная связь между интенсивностью расчленения и морфоструктурными элементами, созданными в результате новейших тектонических движений на территории юго-запада Западной Сибири, Северного и Центрального Тургая.

2. Карта дает материал для выявления локальных морфоструктур II и III порядков. Большинство локальных морфоструктур, выделенных другими методами, находит на ней четкое выражение. Им соответствуют участки с повышенными значениями коэффициентов интенсивности эрозионного расчленения (от 20 до 100 и более).

3. Опыт сопоставления карты интенсивности эрозионного расчленения с неотектоническим строением территории Тургая подтверждает возможность и эффективность использования подобных карт при картировании локальных неотектонических структур мало изученных в неотектоническом отношении территорий. Таким образом, карта интенсивности эрозионного расчленения может служить материалом для предварительного морфоструктурного анализа исследуемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Городецкая М. Е. Морфоструктура и возраст рельефа равнин юга Западной Сибири. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 3, 1964.
Городецкая М. Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. Автореф. канд. дис. М., 1966.
Городецкая М. Е. О морфоструктуре Западно-Сибирской равнины. «Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та», вып. 37, 1970.
Городецкая М. Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М., «Недра», 1972.

- Доскач А. Г.* Основные черты строения рельефа Северного Казахстана. В кн. «Природное районирование Северного Казахстана». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Доскач А. Г.* Основные черты неотектоники Тургайского прогиба. «Неотектоника СССР», Рига, Изд-во АН СССР, 1961.
- Доскач А. Г.* К вопросу об этапах неотектонического развития Тургайского прогиба. В кн. «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., «Наука», 1968.
- Илларионов А. Г.* Новейшая тектоника. В кн. «Геология СССР, т. XXXIV. Тургайский прогиб». М., «Недра», 1971.
- Кошелев П. Я.* Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история Тургайского прогиба. (Материалы Второго геоморфологического совещания). М., 1959.
- Кошелев П. Я.* Новейшая тектоника Тургайского прогиба. В сб. «Геология Тургайского прогиба», вып. 1. Л., 1961.
- Лебедев В. Г.* Связь современного рельефа Западно-Сибирской низменности с мезокайнозойской тектоникой. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 2, 1959.
- Мещеряков Ю. А.* Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Западно-Сибирской низменности м-ба 1:2 500 000, вып. 67. Под ред. И. П. Варламова. Красноярское книжное изд-во, 1969.
- Полканова В. Б., Полканов В. П.* Карты интенсивности расчленения рельефа. В кн. «Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях». М., «Недра», 1970.
- Тектоническая схема мезокайнозойского платформенного чехла. Составлена коллективом сотрудников под ред. Н. Н. Ростовцева. Новосибирск, 1964.
- Филькин В. А.* Современные тектонические движения и геоморфологические особенности района трассы повторного нивелирования Челябинск—Курган. В сб. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Философов В. П.* Некоторые теоретические вопросы морфометрического метода выявления тектонических структур. В кн. «Морфометрический метод при геологических исследованиях». Изд. Саратовского ун-та, 1963.
- Философов В. П.* Методика вычисления и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа. В кн. «Вопросы морфометрии». Изд. Саратовского ун-та, 1967.
- Шанцер Е. В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. «Тр. Ин-та геол.», вып. 35; «Геол. серия», № 55, 1951.
- Якименко Э. Т.* Показатель интенсивности глубинной эрозии в комплексе морфоструктурных исследований. В кн. «Методы геоморфологических исследований», т. 1. Новосибирск, «Наука», 1967.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
28.V.1974

A TRIAL ON ANALYSIS OF NEOTECTONIC STRUCTURE AND EROSIONAL DISSECTION INTENSITY CORRELATION

A. E. KOZLOVA

Summary

The paper gives results of the analysis of the erosion dissection map compiled by the author for North and Central Turgai and south-western part of West Siberia. The intensity of the erosional dissection has been estimated by the coefficient K which characterizes horizontal and vertical dissection. Spatial distribution of the various K values corresponds to neotectonic structures of the territory. Within the limits of morphostructural steps of the 1st order a certain interrelation is observed between dissection decreasing and reduction of the neotectonic uplift amplitude. Areas with high values of the « K » within the morphostructural steps correspond to local structures of the 2nd and 3rd order.